



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/01.25.15.04-TDI

## **VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS QUE ATUAM NO NORDESTE DO BRASIL: ESTUDO OBSERVACIONAL E NUMÉRICO**

Michelyne Duarte Coutinho de Morais

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Manoel Alonso Gan, e Julio Pablo Reyes Fernandez, aprovada em 22 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L3FGTS>>

INPE  
São José dos Campos  
2016

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

## **COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):**

### **Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

### **Membros:**

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/01.25.15.04-TDI

## **VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS QUE ATUAM NO NORDESTE DO BRASIL: ESTUDO OBSERVACIONAL E NUMÉRICO**

Michelyne Duarte Coutinho de Morais

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Manoel Alonso Gan, e Julio Pablo Reyes Fernandez, aprovada em 22 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L3FGTS>>

INPE  
São José dos Campos  
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Coutinho, Michelyne Duarte Leal.

C837v Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam no nordeste do Brasil: Estudo observacional e numérico / Michelyne Duarte Coutinho de Moraes. – São José dos Campos : INPE, 2016.  
xxx + 231 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/01.25.15.04-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientadores : Drs. Manoel Alonso Gan, e Julio Pablo Reyes Fernandez.

1. Vórtices ciclônicos de altos níveis. 2. Nordeste do Brasil.  
3. Simulações. 4. Observações. I.Título.

CDU 551.589(812/813)

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

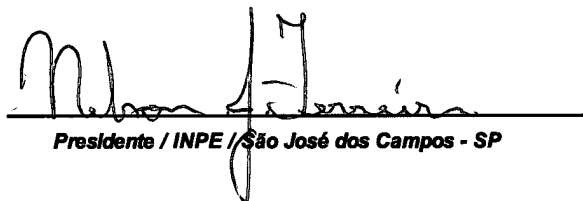
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Michelyne Duarte Coutinho de Moraes**

Título: "VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS QUE ATUAM NO NORDESTE DO BRASIL: ESTUDO OBSERVACIONAL E NUMÉRICO"

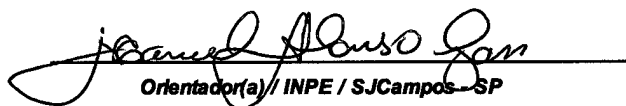
Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Doutor(a)** em  
**Meteorologia**

Dr. Nelson Jesus Ferreira



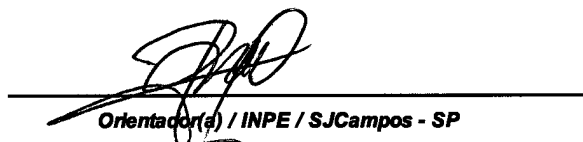
Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Manoel Alonso Gan



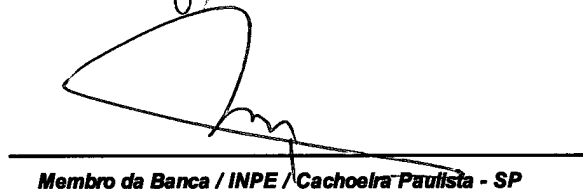
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez



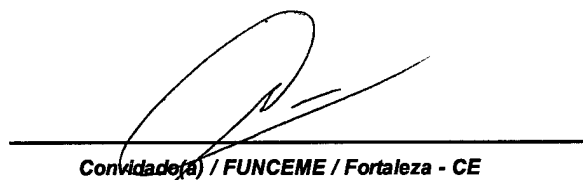
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Silvio Nilo Figueroa Rivero



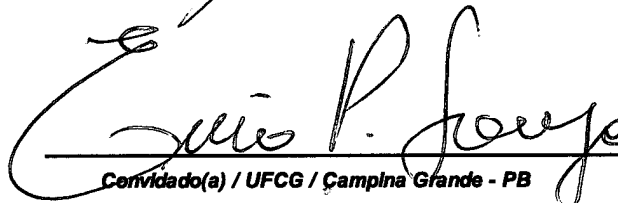
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Adilson Wagner Gandu



Convidado(a) / FUNCEME / Fortaleza - CE

Dr. Enio Pereira de Souza



Convidado(a) / UFCG / Campina Grande - PB

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 22 de fevereiro de 2016



*Não desista nas primeiras tentativas,  
a persistência é amiga da conquista.  
Se você quer chegar aonde a maioria não chega,  
faça o que a maioria não faz.*

**Bill Gates**





***Dedico a minha filha EVELYN,  
com todo o meu amor.***



## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus por ter me dado saúde, força, fé e inspiração para desenvolver esta pesquisa e terminá-la com sucesso. Por ter me enviado um anjinho, chamado Evelyn para transbordar os meus dias de muita luz, amor, alegria e segurança, que se tornaram a base para o meu conforto emocional. Desde o primeiro dia em que vi o brilho nos seus olhos, que meu amor por você só tende a aumentar.

Ao meu marido Sandro, pelo seu incentivo, carinho, confiança, amor, ajuda constante e compreensão. Agradeço com carinho a minha sogra Cleusa por ter cuidado da minha pequena por um período.

A minha mãe Estela, por ter ficado meses comigo para cuidar da minha pequena com todo amor. Também agradeço pela sua companhia diária, incentivo, amor, força e confiança. Sem você, eu não teria conseguido. Igualmente agradeço a meu pai Usiel pelas orações fortes e frequentes. Aos meus irmãos (Michely, Mychellane, Maytê e Usiel) e sobrinho Davi, pelo carinho e amor. Em especial, agradeço a Maytê, pela ajuda oferecida neste final da tese.

Aos meus orientadores Manoel Alonso Gan e Julio Pablo Reyes Fernandez, por me entenderem e apoiarem, durante o período em que eu estive ausente por problemas de saúde. Muito obrigada pelo aprendizado, amizade e pelas orientações valiosas. À banca examinadora pelas proveitosas sugestões.

Aos amigos Clovis Espírito Santo, Diego Souza, Fernando de Oliveira, Hélio Camargo, Marcos Yoshida, Marília Guedes, Mári Firpo e Sheila Santana.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro.



## RESUMO

Aspectos evolutivos dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) do Nordeste do Brasil como estrutura vertical, precipitação associada e efeitos do aquecimento por condensação na região da periferia e proximidades são escassos na literatura. Com esta pesquisa desenvolveu-se um estudo observacional e numérico da estrutura físico-dinâmica durante a evolução destes sistemas. Inicialmente, examinaram-se as principais características em diferentes estágios do ciclo de vida através de uma climatologia objetiva para o período de 1984 a 2013, usando os dados das reanálises do *ERA-Interim*. Verificou-se que na camada 200-500 hPa, a intensidade destes sistemas é maior e mais variável do que na camada 500-1000 hPa e que a maioria não apresentou inclinação ou a inclinação é para leste com a altura. Houve dominância de sistemas que permanecem no nível de 200 hPa durante o desenvolvimento, contudo no estágio de profundidade máxima também predominaram vórtices na camada 200-400 hPa. Em uma segunda etapa, um novo modelo conceitual foi elaborado por meio da técnica de campos compostos usando dados do *ERA-Interim* e do *Prediction Center Morphing Method (CMORPH)*, de 2003 a 2013. Este modelo descreve a evolução do comportamento médio de variáveis atmosféricas na troposfera entre o centro e a periferia de quatro grupos de vórtices (profundos, rasos, lentos e rápidos). Notou-se que os profundos mostraram consideráveis variações horizontais de vento, temperatura, umidade e omega entre o centro e a periferia acima do nível de 700 hPa. Essas variações horizontais foram mais fracas e semelhantes entre os lentos e rápidos, que se diferenciaram em termos dinâmicos. Em adição, verificou-se que os profundos foram mais intensos e estão associados à precipitação substancial. Por outro lado, os rasos foram mais fracos e se associaram a precipitação amena. Constatou-se que o desenvolvimento de convecção no centro dos vórtices e proximidades é um possível indicativo para a dissipação. Simulações numéricas para um caso profundo foram executados com o modelo *Weather Research and Forecasting (WRF)*, forçado com dados de análises do *Global Forecast System (GFS)*. Investigou-se a influência do aquecimento por condensação oriundo da convecção cumulus e da microfísica de nuvens na periferia do vórtice e proximidades durante o desenvolvimento. Evidências mostraram que os efeitos da redução deste aquecimento foram: redução do acumulado de precipitação e dos gradientes horizontais da temperatura e umidade entre o centro e a periferia do vórtice. Entretanto, quando a redução do aquecimento foi oriundo da convecção cumulus, o vórtice se enfraqueceu, a profundidade se manteve, a inclinação com a altura foi variável e o campo de vento em 200 hPa foi mais fraco e alterado. Ao contrário, quando este aquecimento foi derivado da microfísica de nuvens, o vórtice se intensificou com profundidade maior, o campo de vento em 200 hPa mudou pouco e a inclinação do vórtice com a altura foi similar à simulação controle. As simulações sem aquecimento latente reproduziram o vórtice, embora aquela inicializada previamente gerou o VCAN em decorrência da propagação de energia cinética através de um trem de ondas. Essas simulações e a com 50% de redução do aquecimento latente pela convecção cumulus mantiveram o sistema por meio do trem de ondas, conduzindo a inferir que casos sem calor latente ou com nebulosidade associada podem ser mantidos por este processo dinâmico.



# UPPER TROPOSPHERIC CYCLONIC VORTICES ACT IN THE NORTHEASTERN BRAZIL: OBSERVATIONAL AND NUMERICAL STUDY

## ABSTRACT

Information about the evolutionary aspects of the upper tropospheric cyclonic vortices (UTCVs) in northeastern Brazil, such as vertical structure, associated precipitation and over effects of heating by condensing in the periphery and nearby region is scarce in the literature. In this research is developed an observational and numerical study of the physical-dynamic structure and evolution of these systems. Initially, the UTCVs main features were examined in different life cycle stages through objective climatology, for the period from 1984 to 2013, using data from ERA-Interim reanalysis. As noted, UTCVs in the 200-500 hPa layer had greater and more variable intensity than those in the 500-1000 hPa layer and majority presented no tilt or tilt to the east with height. There was dominance of UTCVs that remained at 200 hPa during evolution. However, in the hours of maximum depth, vortices also predominated in the 200-400 hPa layer. In the second phase of the study, a new conceptual model was formulated through composite fields technique using ERA-Interim data and the Prediction Center Morphing Method (CMORPH), from 2003 to 2013. This model describes the evolution of the average behavior of the atmospheric variables in the troposphere, between center and periphery, of four groups of the UTCVs (deep, shallow, slow and fast). We noted that the deep cases showed considerable horizontal wind, temperature, humidity and omega horizontal gradients between the center and periphery, above the 700 hPa level. These horizontal gradients were weaker and similar, between the slow and fast cases, which differed in dynamic terms. In addition, the deep cases were more intense, vertically extended and associated with considerable precipitation. On the other hand, the shallow cases were weaker with a lower vertical extension and milder precipitation. The development of convection in the center and closeness of UTCVs is a possible indication of dissipation. Numerical simulations, for one case of the deep vortex, were performed with the Weather Research and Forecasting (WRF) model, with data from Global Forecast System analyses (GFS). The Influence of heating by condensation from cumulus convection and cloud microphysics on the closeness and periphery of UTCVs was investigated. Evidence showed that the effects of this heating involve reduction of the cumulative precipitation and horizontal gradients of temperature and moisture between the center and vortex edge. However, when the reduction of the heating was derived from cumulus convection, the UTCV weakened, the depth remained the same and the wind field at 200 hPa was weaker. In contrast, when this heating was derived from cloud microphysics, the vortex intensified, with greater depth, and the wind field at 200 hPa changed little. The vortex tilt with height was similar to the simulation control. The simulations without latent heating produced the vortex, although the one initialized previously generated the system as a result of kinetic energy propagating trough of a train of waves. These simulations and 50% reduction of the latent heat by cumulus convection maintained the system through this wave train, leading to the inference that dry cases or those associated with cloudiness can be maintained by this dynamic process.





## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2. 1 – Ilustração do processo de formação clássico de um VCAN. ....	7
Figura 2. 2 - Ilustração idealizada do movimento vertical observado em um VCAN. ....	13
Figura 3. 1 – Ilustração da busca do VCAN na vertical. ....	28
Figura 3. 2 - Cálculo de $\theta$ quando o sistema está posicionado nos quadrantes: (a) II, (b) I, (c) III e (d) IV. Os pontos (Lati, Loni) e (Latf, Lonf) são as posições iniciais e finais do VCAN, respectivamente. ....	30
Figura 3. 3- Rosa dos ventos indicando os limiares dos ângulos (graus), correspondentes aos pontos colaterais. ....	31
Figura 3. 4 - Direção do movimento dos VCANs no Outono para os intervalos 0-6, 6-12, 12-18 e 18-24 horas após a formação, de 1984 a 2013. ....	32
Figura 3. 5 - Ilustração de um Box-plot. ....	34
Figura 3. 6 - Frequência dos VCANs por grupo de acordo com a profundidade máxima. ....	36
Figura 3. 7 - Coordenada $\sigma$ do WRF - ARW. ....	38
Figura 3. 8 - Domínio de integração do modelo WRF-ARW. ....	39
Figura 4. 1 - Frequência relativa (%) de VCANs para classes de ciclo de vida (dias), de 1984 a 2013. ....	44
Figura 4. 2 - Frequência relativa de VCANs (%) por distância total percorrida ( $10^3$ km), de 1984 a 2013. ....	45
Figura 4. 3 - Frequência relativa de VCANs (%) por distância percorrida acumulada ( $10^2$ km) para 0-6, 0-12, 0-18 e 0-24 horas após a formação, de 1984 a 2013. ....	47
Figura 4. 4 - Direção do movimento dos VCANs para 0-6, 6-12, 12-18 e 18-24 horas após a formação, de 1984-2013. ....	50
Figura 4. 5 - Inclinação vertical dos VCANs para 0-6, 6-12, 12-18 e 18-24 horas após a formação, de 1984-2013. ....	53
Figura 4. 6 – Frequência absoluta de VCANs em 200 hPa nos horários de formação, dissipação e profundidade máxima para (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC, de 1984 a 2013. ....	56

Figura 4. 7 - Box-plot da vorticidade relativa ciclônica ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) dos VCANs para os níveis de: (a) 200 hPa, (b) 400 hPa, (c) 500 hPa e (d) 850 hPa nos estágios do ciclo de vida, de 1984 a 2013. ....	59
Figura 4. 8 - Frequência relativa de VCANs (%) por camada atmosférica (hPa) nos estágios de: (a) formação, (b) profundidade máxima e (c) dissipação, de 1984 a 2013.....	62
Figura 5. 1 - Campos compostos do vento horizontal (m/s) e da vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) no nível de 200 hPa para os grupos de VCANs (a) profundos, (b) rasos, (c) lentos e (d) rápidos no horário de formação. O centro do VCAN (0,0) está no cruzamento das retas. As escalas em x e y informam a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ) a partir desse centro. ....	70
Figura 5. 2 - Campos compostos do vento horizontal (m/s) e da vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) no nível de 200 hPa para VCANs profundos e rápidos, nos horários de (a,c) intensidade máxima e (b,d) dissipação. O centro do VCAN (0,0) está no cruzamento das retas. As escalas em x e y informam a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ), a partir desse centro. ....	71
Figura 5. 3 - Campos compostos do acumulado de precipitação em 3 horas (mm) e vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) para os grupos de VCANs: (a) profundos, (b) rasos, (c) lentos e (d) rápidos no horário de formação. O centro do VCAN (0,0) está no cruzamento das retas. As escalas em x e y informam a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ) a partir desse centro.....	74
Figura 5. 4 - Campos compostos do acumulado de precipitação em 3 horas (mm) e do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) para profundos e rápidos nos horários de intensidade máxima (a,c) e dissipação (b,d). O centro do VCAN (0,0) está no cruzamento das retas. As escalas em x e y informam a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ) a partir desse centro. ....	75
Figura 5. 5 - Campos compostos da seção vertical de $T'$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) com y fixo no centro para os grupos de VCANs nos horários de formação (a,b,d,e) e dissipação (c,f). A reta passa pelo centro do VCAN (0,0) e a escala em x informa a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ) a partir desse centro. ....	78
Figura 5. 6 - Idem a Fig. 5.5 para a vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ). ....	81
Figura 5. 7 - Idem a Fig. 5. 5 para a umidade específica (g/kg). ....	84
Figura 5. 8 - Campos compostos da seção vertical de Omega ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) com y fixo no centro para os grupos de VCANs nos horários de intensidade máxima	

	(a,b,d,e) e dissipação (c,f). A reta passa pelo centro do VCA N (0,0) e a escala em x informa a largura do espaçamento (°), a partir desse centro. 88
Figura 5. 9	- Campos compostos da secção vertical de $T'$ (°C) com x fixo no centro para os grupos de VCANs nos horários de intensidade máxima (a,b,d,e) e dissipação (c). A reta passa pelo centro do VCAN (0,0) e a escala em x informa a largura do espaçamento (°), a partir desse centro..... 91
Figura 5. 10	- Idem Fig. 5.9 para a vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) com x fixo no centro para os grupos de VCANs nos horários de intensidade máxima (a,b,d,e) e dissipação (c,f). ..... 94
Figura 5. 11	- Campos compostos da secção vertical da umidade específica (g/kg), com x fixo no centro, para os grupos de VCANs, no horário de intensidade máxima. A reta passa pelo centro do VCAN (0,0) e a escala em x informa a largura do espaçamento (°), a partir desse centro. .... 96
Figura 5. 12	- Campos compostos da secção vertical de omega ( $\text{Pas}^{-1}$ ), com x fixo no centro, para os grupos de VCANs, nos horários de formação (a,b,d,e) e dissipação (c,f). A reta passa pelo centro do VCAN (0,0) e a escala em x informa a largura do espaçamento (°), a partir desse centro..... 100
Figura 5. 13	- Composto da seção vertical do mínimo de vorticidade relativa ( $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ) no centro de cada grupo de VCAN, nos horários de formação (perfil com cor preto), intensidade máxima (perfil com cor azul) e dissipação (perfil com cor vermelho)..... 103
Figura 6. 1	- Imagens do satélite Goes-12 nos canais (a) vapor d'água, (b) infravermelho realçado e (c) campo de vento horizontal no nível de 200 hPa com análise gfs para o dia 12/01/2011 1800 UTC. .... 113
Figura 6. 2	- Idem à Figura 6.1 para o dia 16/01/2011 0600 UTC. .... 115
Figura 6. 3	- Idem à Figura 6.1 para o dia 21/01/2011 0530 UTC. .... 118
Figura 6. 4	- Trajetória do VCAN com as análises FNL no nível de 200 hPa para o período de 12/01 1800 UTC a 23/01 1800 UTC de 2011..... 119
Figura 6. 5	- Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação (escala de cores) pela análise gfs + cmorph das últimas 6 horas (mm) (linha superior) e pela simulação SC (linha inferior) para (a,d) 24 (12/01 às 1800 UTC), (b,e) 42 (13/01 às 1200 UTC) e (c, f) 60 horas de integração (14/01 às 0600 UTC)..... 122
Figura 6. 6	- Idem à Figura 6.5 para (a,d) 78 (15/01 0000 UTC), (b,e) 108 (16/01 0600 UTC) e (c, f) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC)..... 125

Figura 6. 7 - Campo diferença de acumulado de precipitação das últimas 6 horas (mm) entre a simulação SC e cmorph para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC).....	126
Figura 6. 8 - Variação do mínimo de vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) no centro do VCAN em 200 hPa pela simulação SC (curva vermelha) e análise gfs (curva preta) durante a integração.....	126
Figura 6. 9 - Seções verticais do corte longitudinal da vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) pela análise gfs (linha superior) e simulação SC (linha inferior) para (a,d) 24 (12/01 1800 UTC), (b,e) 144 (17/01 1800 UTC) e (c,f) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC). ....	128
Figura 6. 10 - Idem à Fig. 6.9 para $T'$ ( $^{\circ}C$ ). Região escura corresponde à topografia. ....	131
Figura 6. 11 - Seções verticais do corte longitudinal da umidade relativa (%) pela análise gfs (linha superior) e simulação SC (linha inferior) para: (a,c) 144 (17/01 1800 UTC) e (b,d) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC). ..	134
Figura 6. 12 - Idem Fig. 6.11 para movimento vertical ( $Pas^{-1}$ ). ....	135
Figura 6. 13 - Seções verticais do corte latitudinal da vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) pela análise gfs (linha superior) e simulação SC (linha inferior) para: (a,c) 60 (14/01 0600 UTC) e (b,d) 108 horas de integração (16/01 0600 UTC). ..	138
Figura 6. 14 - Idem à Fig. 6.13 para $T'$ ( $^{\circ}C$ ). Região escura corresponde à topografia. ....	139
Figura 6. 15 - Idem à Fig. 6.13 para a umidade relativa (%). ....	142
Figura 6. 16 – Idem à Fig. 6.13 para o movimento vertical ( $Pas^{-1}$ ). ....	143
Figura 6. 17 - Campo diferença de acumulado de precipitação das últimas 6 horas (mm) entre as simulação S10 e SC para 84 horas de integração (12/01 0600 UTC).....	144
Figura 6. 18 - Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação (escala de cores) das últimas 6 horas (mm) pela simulação S10 para (a) 96 (12/01 1800 UTC), (b) 132 (14/01 0600 UTC), (c) 180 (16/01 0600 UTC) e (d) 216 horas de integração (17/01 1800 UTC), (e) simulação SC e (f) análise gfs + cmorph para 144 horas de integração (17/01 1800 UTC).....	147
Figura 6. 19 - Idem à Fig. 6.8 para as simulações S10 (curva azul), SC (curva vermelha) e análise GFS (curva preta). ....	148

Figura 6. 20 - Seções verticais do corte longitudinal de: (a) vorticidade relativa ( $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ), (b) $T'$ ( $^{\circ}\text{C}$ ), (c) umidade relativa (%) e (d) omega ( $\text{Pas}^{-1}$ ) pela simulação S10 para 96 horas de integração (12/01 1800 UTC). Região escura corresponde à topografia.....	152
Figura 6. 21 - Idem à Fig. 6.20 para 216 horas de integração (17/01 1800 UTC).....	153
Figura 6. 22 - Campos verticais do corte latitudinal de: (a) vorticidade relativa ( $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ), (b) $T'$ ( $^{\circ}\text{C}$ ), (c) umidade relativa (%) e (d) omega ( $\text{Pas}^{-1}$ ) pela simulação S10 para 132 horas de integração (14/01 0600 UTC).....	157
Figura 6. 23 - Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação (escala de cores) das últimas 6 horas (mm) pela simulação S8 para (a) 24 (12/01 1800 UTC), (b) 60 (14/01 0600 UTC), (c) 108 (16/01 0600 UTC) e (d) 228 horas de integração (21/010600 UTC). ....	162
Figura 6. 24 - Idem à Fig. 6.8 para simulações S8 (curva azul), SC (curva vermelha) e análise gfs (curva preta). ....	163
Figura 6. 25 - Idem à Fig. 6.20, pela simulação S8, para 24 (12/01 1800 UTC). ....	166
Figura 6. 26 - Idem à Fig. 6.20, pela simulação S8, para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC). ....	167
Figura 6. 27 - Idem à Fig. 6.22 pela simulação S8 para 108 horas (16/01 0600 UTC). ....	170
Figura 6. 28 - Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação (escala de cores) das últimas 6 horas (mm) pela simulação S9 para (a) 24 (12/01 1800 UTC), (b) 60 (14/01 0600 UTC), (c) 108 (16/01 0600 UTC) e (d) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC). ....	174
Figura 6. 29 - Idem à Fig. 6.8 para as simulações S9 (curva azul), SC (curva vermelha) e análise gfs (curva preta). ....	175
Figura 6. 30 - Seções verticais do corte latitudinal (linha superior) para 108 h de integração (16/01 0600 UTC) e longitudinal (linha inferior) para 144 h (17/01 1800 UTC), pela simulação S9, de: (a-d) vorticidade relativa ( $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ), (b-e) $T'$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) e (c,f) umidade relativa (%). Região escura é a topografia. ....	180
Figura 6. 31 - Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação (escala de cores) das últimas 6 horas (mm), pela simulação S5, para (a) 24 (12/01 1800 UTC), (b) 108 (16/01 0600 UTC), (c) 228 (21/06 0600 UTC) e (d) 186 horas de integração (19/01/2011 1200 UTC). ....	185

Figura 6. 32 - Idem à Fig. 6.8 para as simulações S5 (curva azul), SC (curva vermelha) e análise gfs (curva preta). .....	186
Figura 6. 33 - Seções verticais do corte longitudinal (linha superior) para 24 horas de integração (12/01 1800 UTC) e latitudinal para 108 horas de integração (16/01 0600 UTC) (linha inferior) pela simulação S5 de: (a-d) vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ), (b-e) $T'$ ( $^{\circ}C$ ) e (c,f) umidade relativa (%). Região escura é a topografia. ....	190
Figura 6. 34 - Campos diferença entre as simulações S5 e S6 de: (a-b) acumulado de precipitação das últimas 6 horas (mm) e (c-d) direção e magnitude (escala de cores) do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s), para 78 (15/01 0000 UTC - primeira coluna) e 126 horas de integração (17/01 0000 UTC – segunda coluna). ....	193
Figura 6. 35 - Campo do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação das últimas (escala de cores) 6 horas (mm) pela simulação S6 para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC). ....	195
Figura 6. 36 - Seções verticais do corte longitudinal de vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) pelas simulações: (a) S6, (b) S5, (c) SC e diferença entre as simulações S5 e S6 de: (d) $T'$ ( $^{\circ}C$ ) e (e) umidade relativa (%) para 168 horas de integração (18/01 1800 UTC). Região escura é a topografia. ....	197
Figura 6. 37 - Campos diferença entre as simulações S5 e S7 de: (a) acumulado de precipitação das últimas 6 horas (mm) e (b) direção e magnitude (escala de cores) do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) para 78 horas de integração (15/01 às 0000 UTC). ....	199
Figura 6. 38 - Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e de acumulado de precipitação (escala de cores) das últimas 6 horas (mm), pela simulação S7 para (a) 186 (19/01 1200 UTC) e (b) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC). ....	201
Figura 6. 39 - Seção vertical do corte longitudinal de vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) pela simulação S7 para 168 horas de integração (18/01 1800 UTC). ....	202
Figura 6. 40 - Seções verticais do corte longitudinal da diferença entre as simulações S5 e S7 das variáveis: (a) $T'$ ( $^{\circ}C$ ) e (b) umidade relativa (%) para 168 horas de integração (18/01 1800 UTC). Região escura é a topografia. ....	203
Figura 6. 41 - Campos de vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) pela simulação S4 para (a) 24 (12/01 1800 UTC), (b) 108 (16/01 0600 UTC), (c) 156 (18/01 0600 UTC) e (d) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC). ....	207

Figura 6. 42 - Idem à Fig. 6.8, para as simulações S4 (curva vermelha) e SC (curva preta).....	208
Figura 6. 43 - Seções verticais do corte latitudinal das variáveis: (a,c) vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) e (b,d) $T'$ ( $^{\circ}C$ ) pela simulação S4 para 54 (14/01 0600 UTC) e 216 horas de integração (20/01 1800 UTC).....	210
Figura 6. 44 - Seções verticais do corte longitudinal de: (a,d) vorticidade relativa ( $10^{-5} s^{-1}$ ), (b,e) $T'$ ( $^{\circ}C$ ) e (c,f) movimento vertical (Pa/s), pela simulação S4, para 36 (13/01 0600 UTC) e 144 horas de integração (17/01 1800 UTC). Região escura é a topografia. ....	213
Figura 6. 45 - Campos de vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) pela simulação S11 para (a) 60 (08/01 1800 UTC), (b) 96 (12/01 1800 UTC), (c) 180 (16/01 0600 UTC) e (d) 216 horas de integração (17/01 1800 UTC). ....	216
Figura 6. 46 - Idem à Fig. 6.20 pela simulação S11 para 228 horas de integração (18/01 0600 UTC).....	218





## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2. 1 - Climatologia do número de vórtices (%) por estação do ano.....	18
Tabela 3. 1 - Períodos com El Niño e La Niña, de 1984 a 2013, segundo o CPC.....	25
Tabela 3. 2 - Condição para a direção do vento em cada quadrante. ....	26
Tabela 3. 3 - Condições das posições iniciais e finais do sistema para cada orientação. .....	31
Tabela 3. 4 - Grupo, critério e a frequência de VCANs para a construção dos campos compostos, de 2003 a 2013.....	35
Tabela 3. 5 - Parametrização física e opção utilizada no modelo para as simulações numéricas.....	40
Tabela 3. 6 - Descrição das simulações numéricas. ....	42
Tabela 4. 1 - Frequência relativa de VCANs (%) com inclinação vertical para leste com a altura e ausência nas camadas da troposfera 24 h após a formação, de 1984-2013. ....	52
Tabela 4. 2 - Frequência média de VCANs por ciclo de vida (dias) para os verões com El Niño e La Niña, de 1984 a 2013. ....	63
Tabela 4. 3 - Frequência média de VCANs, por camada atmosférica (hPa) para os verões com El Niño e La Niña, de 1984 a 2013.....	64
Tabela 6. 1 - Resumo das comparações entre SC e demais simulações numéricas destacando os principais efeitos no VCAN. ....	222



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
ARW	<i>Advanced Research Weather Research</i>
AS	América do Sul
CBS	Cumulonimbus
CJ	Corrente de Jato
CJSHN	Corrente de Jato Subtropical do Hemisfério Norte
CM	Cumulus
CMORPH	<i>Prediction Center Morphing Method</i>
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ECMWF	<i>European Centre for Medium Range Weather Forecasts</i>
ENOS	El Niño Oscilação Sul
EOF	<i>Empirical Orthogonal Functions</i>
FCS	Fluxo de Calor Sensível
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GHT	Gradiente Horizontal do desvio de Temperatura
GMT	Gradiente Meridional do desvio de Temperatura
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GZT	Gradiente Zonal de desvio de Temperatura
HS	Hemisfério Sul
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JJA	Junho-Julho-Agosto
LCL	Liberção de calor latente
MAM	Março-Abril-Maio
MM5	<i>Meso-scale Model</i>
NMM	<i>Nonhydrostatic Mesoscale Model</i>
MP	Microfísica
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
N	Direção Norte

NE	Direção Nordeste
NEB	Nordeste do Brasil
NOAA	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NMC	<i>National Meteorological Center</i>
NW	Noroeste
OATS	Oceano Atlântico Tropical Sul
ONI	<i>Oceanic Niño Index</i>
OS	Oscilação Sul
S	Direção Sul
SON	Setembro-Outubro-Novembro
SE	Direção Sudeste
SW	Direção Sudoeste
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VP	Vorticidade Potencial
VR	Vorticidade Relativa
W	Oeste
WPS	<i>WRF Pre-processing System</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

D	Dissipação
F	Formação
IM	Intensidade máxima
Q1	Primeiro quartil
Q2	Segundo quartil
Q3	Terceiro quartil
q	Umidade específica
T	Temperatura
T'	Desvio de temperatura
Ur	Umidade relativa
$\zeta$	Componente vertical da vorticidade relativa



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Justificativa .....	3
1.2. Objetivos.....	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1. Origem e definição .....	5
2.2. Mecanismos de formação .....	6
2.3. Trajetória e ciclo de vida .....	10
2.4. Nebulosidade e precipitação .....	11
2.5. Estrutura vertical e intensidade .....	15
2.6. Variabilidade sazonal e interanual.....	16
2.7. Estudos numéricos.....	20
3 DADOS E METODOLOGIA .....	23
3.1. Dados .....	23
3.1.1. Análises do CMORPH .....	23
3.1.2. Análises do GFS.....	23
3.1.3. Reanálises do ERA-Interim.....	24
3.1.4. Índice ONI.....	24
3.1.5. Imagens de satélite.....	25
3.2. Metodologia .....	26
3.2.1. Estudo observacional.....	26
3.2.1.1. Método objetivo .....	26
3.2.1.2. Climatologia .....	28
3.2.1.2.1. Direção do movimento e inclinação vertical .....	29
3.2.1.2.2. Profundidade e intensidade .....	32
3.2.1.3. Compostos .....	34
3.2.1.3.1. Grupos.....	34
3.2.1.3.2. Campos .....	36
3.2.2. Estudo numérico.....	37
3.2.2.1. Modelo regional.....	37
3.2.2.2. Simulações numéricas .....	40
4 CLIMATOLOGIA DOS VCANs.....	43
4.1. Duração e distância total.....	43
4.2. Estágio inicial .....	45
4.3. Evolução .....	55

4.4. Variabilidade interanual.....	63
4.5. Discussões.....	65
5 CAMPOS COMPOSTOS .....	67
5.1. Campos compostos horizontais .....	67
5.2. Campos compostos do corte longitudinal.....	76
5.3. Campos compostos do corte latitudinal.....	89
5.4. Perfil vertical da intensidade .....	101
5.5. Discussões.....	104
6 SIMULAÇÕES NUMÉRICAS .....	111
6.1. Caracterização sinótica do caso.....	111
6.2. Simulação controle (SC) .....	119
6.3. Simulação S10 (CM + MP).....	144
6.4. Experimentos de sensibilidade: efeitos do aquecimento pela LCL .....	158
6.4.1. Redução do aquecimento pela LCL da convecção cumulus .....	158
6.4.1.1. Simulação S8 (0,5CM + MP) .....	158
6.4.1.2. Simulação S9 (0,75CM + MP) .....	171
6.4.2. Redução do aquecimento pela LCL da microfísica de nuvens .....	181
6.4.2.1. Simulação S5 (CM + 0,0 MP) .....	181
6.4.2.2. Simulação S6 (CM + 0,5MP) .....	191
6.4.2.3 Simulação S7 (CM + 0,75MP) .....	198
6.4.3. Remoção completa do aquecimento pela LCL.....	204
6.4.3.1. Simulação S4 (0,0CM + 0,0MP) .....	204
6.4.3.2. Simulação S11 (0,0CM + 0,0MP) .....	214
6.5. Discussões.....	219
7 CONCLUSÕES E SUGESTÕES .....	223
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	225



## 1 INTRODUÇÃO

Dentre os principais sistemas meteorológicos que modificam as condições de tempo, sobre o Nordeste do Brasil (NEB), destaca-se o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), originalmente definido como uma circulação ciclônica fechada na alta troposfera, desprendida das ondas atmosféricas dos ventos de oeste (PALMÉM; NEWTON, 1969). Os VCANs no NEB se formam preferencialmente sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul (OATS) durante o verão (GAN, 1982; KOUSKY; GAN, 1981; RAMIREZ, 1997; COUTINHO, 2008), a partir da intensificação e fechamento de um cavado em altos níveis, corrente abaixo da crista associada à Alta da Bolívia (AB). Estudos, como descritos a seguir, foram desenvolvidos com o intuito de determinar o mecanismo responsável pelo aprofundamento do cavado em altos níveis e posterior formação do vórtice.

Os principais mecanismos propostos para a formação destes VCANs são: fornecimento de aquecimento latente pela aproximação de uma frente fria, oriunda de latitudes médias, a qual ocasiona a amplificação de uma crista corrente acima do cavado (KOUSKY; GAN, 1981; GAN; KOUSKY, 1986; FIGUEROA, 1997), instabilidade barotrópica (MISHRA et al., 2001; MISHRA et al. 2007), influência da convecção sobre a África (GANDU, 1993; PAIXÃO, 1999) e fortes eventos de intrusões estratosféricas (RAO et al. 2007). Entretanto, a experiência sinótica tem indicado a formação de casos sem nebulosidade durante o inverno, quando a AB não se encontra configurada (REBOITA et al. 2010). Apesar destes casos não terem associação com nebulosidade e precipitação, o deslocamento pode afetar a circulação atmosférica nos trópicos e contribuir com alterações do comportamento de outros sistemas meteorológicos que produzem precipitação. Sendo assim, torna-se necessária uma maior investigação sobre a formação deste tipo de VCAN.

O fato da formação dos VCANs ocorrer na alta troposfera é uma particularidade que os tornam capazes de interagir com a estratosfera (RAO et al. 2007), embora sejam eficazes em se estender até níveis mais baixos, onde são enfraquecidos (FRANK, 1970). Ramirez et al. (1999) encontraram uma relação entre a profundidade, intensidade e duração dos vórtices. Porém, a associação destas características com a precipitação ainda é um aspecto desconhecido. Outra peculiaridade destes sistemas, incomum para outros, é que ao mesmo tempo em que podem ocasionar precipitação em algumas áreas (região da periferia), em outras (região do centro) a influência é inversa e ocorre inibição da precipitação (KOUSKY; GAN, 1981). Isso implica que estas duas regiões são estabelecidas por características atmosféricas distintas. Além disso, a literatura tem indicado comportamento diferente de características dos VCANs, de acordo com o estágio do ciclo de vida como a inclinação (PAIXÃO, 1999) e profundidade (SANTOS, 2015). Portanto, surge o interesse e a necessidade em se investigar o comportamento de variáveis meteorológicas (vento, umidade e temperatura) nas regiões do centro e da periferia do vórtice, levando-se em consideração a estrutura vertical e a etapa do ciclo de vida.

Sabe-se ainda que a convecção produzida na periferia dos VCANs interage com a de outros sistemas meteorológicos, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), AB e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) durante o deslocamento do vórtice, os quais contribuem para o aumento do aquecimento da atmosfera e condensação do vapor d'água. Esta fonte de aquecimento é alvo de investigações em diversos estudos observacionais e numéricos, principalmente quando se requer avaliar seus efeitos sobre uma área localizada nos trópicos, onde se concentra a maior parte da energia do planeta. Tal energia desencadeia constantemente processos físicos, uma vez que resulta em convecção intensa e assim uma maior liberação de calor latente (LCL), combustível para os distúrbios tropicais e principal mecanismo para a circulação atmosférica de grande escala nos trópicos (WEBSTER, 1972). Alguns autores sugerem que o aquecimento pela LCL da convecção pode

contribuir para a formação dos VCANs (RAO; BONATTI, 1987; FIGUEROA, 1997; LENTERS; COOK, 1997), intensificação (GAN; PIVA, 2015) ou dissipação (GARREAUD; FUENZALIDA, 2007; SAKAMOTO; TAKAHASHI, 2005). Logo, como a função deste processo físico pode ser relevante em diferentes etapas do ciclo de vida, há necessidade de um estudo minucioso para definir qual seria o seu papel para a formação, desenvolvimento e manutenção dos VCANs do NEB.

### **1.1. Justificativa**

O VCAN é um dos mais importantes sistemas meteorológicos de tempo que geram precipitação sobre o NEB, principalmente durante o período da pré-estação chuvosa. É indiscutível a importância do correto posicionamento deste sistema para a previsão de tempo sobre esta região do Brasil, que mais sofre com problemas de secas. Portanto, a contribuição desta pesquisa é especialmente voltada para este setor. Um diferencial deste estudo é fornecer um modelo conceitual destes sistemas de acordo com o comportamento predominante de variáveis atmosféricas, o qual permitirá uma compreensão representativa da estrutura físico-dinâmica e da evolução dos vórtices. Este modelo poderá servir como um material de apoio e consulta ao setor operacional de previsão de tempo em suas rotinas de trabalho ou como material didático para o meio acadêmico.

Em outro momento desta pesquisa, com o uso de um modelo regional será possível avaliar o efeito do aquecimento pela LCL da convecção cumulus e da microfísica de nuvens para o desenvolvimento, manutenção e dissipação dos VCANs do NEB. Tal informação trará melhorias no que diz respeito ao seu monitoramento, pois a convecção e a precipitação produzida na periferia deste sistema e proximidades poderão ditar o seu ciclo de vida e fornecer maiores subsídios aos previsores, durante as avaliações de saídas de modelos numéricos. Em adição, os resultados adquiridos poderão direcionar

profissionais de modelagem numérica para a melhoria dos modelos numéricos em representar estes sistemas.

## **1.2. Objetivos**

Esta pesquisa tem como objetivo geral realizar um estudo observacional e numérico da estrutura físico-dinâmica e da evolução dos VCANs do NEB. Para cumprir com este objetivo, foram seguidos os seguintes objetivos específicos:

- (a) Realizar uma climatologia de 30 anos de características dos VCANs;
- (b) Avaliar campos compostos de variáveis meteorológicas em toda a troposfera na região do centro e da periferia de grupos de VCANs;
- (d) Realizar a simulação numérica de um caso de vórtice e experimentos de sensibilidade com o propósito de avaliar o efeito do aquecimento por condensação, proveniente da convecção cumulus e microfísica de nuvens para a formação, desenvolvimento e manutenção do VCAN.

Estruturou-se o manuscrito em sete capítulos. O capítulo 2 apresenta uma revisão dos estudos observacionais e numéricos sobre o tema abordado, no capítulo 3 são descritos os dados e a metodologia utilizados, os capítulos de 4 a 6 são constituídos pelos resultados e discussões e por fim, as considerações finais e sugestões para estudos futuros estão apresentadas no capítulo 7.

## **2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

Neste capítulo, aborda-se uma descrição das principais características dinâmicas e físicas observadas nos VCANs, e de alguns estudos numéricos, desenvolvidos para examinar o papel do aquecimento por condensação, durante o desenvolvimento.

### **2.1. Origem e definição**

Palmer (1951) ao analisar os campos de linhas de corrente em altos níveis, na região tropical norte, encontrou algumas características que foram distintas daquelas apresentadas por Palmén (1949) ao estudar um vórtice, nas quais o estudo se restringia às latitudes subtropicais. Palmer (1951) identificou perturbações na forma de onda, que se estenderam ao sul de 10° N, formando circulações ciclônicas fechadas na troposfera superior dos trópicos que em algumas vezes permaneceram estacionárias por até duas semanas. O autor revelou que estes ciclones, em altos níveis, se formaram por um processo diferente daqueles do tipo Palmén, visto que não houve envolvimento de ar polar em nenhum dos estágios do ciclo de vida. Anos depois, com base nas observações de Palmén (1949) e Palmer (1951), Frank (1970) caracterizou os VCANs conforme a região de formação em dois tipos: os sistemas que se formam nos subtropicais são do tipo Palmén e aqueles originados na região tropical são do tipo Palmer.

Nesta pesquisa, serão estudados os VCANs de origem tropical, como descrito por Palmer (1951). Os primeiros estudos sobre estes sistemas, na região do Nordeste do Brasil, foram realizados por Dean (1971), Aragão (1975) e Virji (1981), os quais observaram que a formação ocorre na região do OATS, durante a época chuvosa. Nos estudos de Dean (1971), foi elaborado um atlas que representava a evolução temporal das médias mensais, existentes nos

campos de temperatura e de vento. Com o período centrado no mês de fevereiro, foi notado uma intensificação de uma célula anticiclônica sobre a Bolívia na camada 200-300 hPa, ao mesmo tempo que, uma circulação ciclônica atuava sobre o NEB associada a temperaturas menores. Aragão (1975), por exemplo, dividiu os episódios de chuvas sobre o NEB em duas classes distintas: o período perturbado, que compreende dias com precipitação intensa e o período não perturbado, no qual representa dias com ausência de precipitação. Foi verificado um padrão ciclônico na troposfera (entre 700 e 300 hPa), que estava associado com a classe de período perturbado. Essa associação sugeriu a presença de movimento vertical ascendente na troposfera, conseqüentemente, desenvolvimento de nebulosidade e precipitação. Virji (1981) fez uma estimativa do vento, durante o verão sobre a região tropical da América do Sul (AS), usando informações de nuvens observadas em imagens de satélite. Foi verificado a existência de um padrão médio na troposfera alta (entre 100 e 300 hPa), associado a um sistema cavado-anticiclone quase estacionário que se estendia sobre a maior parte da AS, ao norte de 35° S.

Kousky e Gan (1981) e Gan (1982) formularam uma definição para os VCANs tropicais, isto é, que atuam sobre o NEB: são sistemas de baixa pressão de escala sinótica, formados na alta troposfera com circulação ciclônica fechada, que possuem o centro mais frio do que a periferia. Ainda segundo o autor, estes sistemas se formam principalmente durante o verão do Hemisfério Sul (HS) com máxima ocorrência no mês de janeiro. Como o foco desta pesquisa são os casos tropicais, para facilitar a nomenclatura serão referidos apenas como VCANs.

## **2.2. Mecanismos de formação**

Na literatura, diversos estudos foram desenvolvidos visando a compreender sobre a origem dos VCANs. Dentre vários aspectos estudados, Kousky e Gan (1981) observaram que a formação destes sistemas estava diretamente

associada à AB nos meses de verão, quando o escoamento da alta troposfera sobre a AS é mais meridional. Sendo assim, eles propuseram o primeiro modelo conceitual para a formação, conforme ilustração esquemática da Fig. 2.1. Inicialmente, tem-se uma configuração clássica de verão, que é um escoamento mais meridional (Figura 2.1a) com a AB configurada no continente em média sobre a região do Platô Boliviano e um cavado sobre o OATS, corrente abaixo da crista associada a AB. A advecção de ar quente em baixos níveis fornecida por uma frente fria, que se desloca de latitudes médias para tropicais, favorece a amplificação da crista em altos níveis associada à AB, através da liberação de calor latente (LCL), como mostra a Fig. 2.1b. Por conservação de vorticidade absoluta, o cavado em altos níveis corrente abaixo da crista se amplifica, podendo evoluir para o fechamento e formar um VCAN (Figura 2.1c).

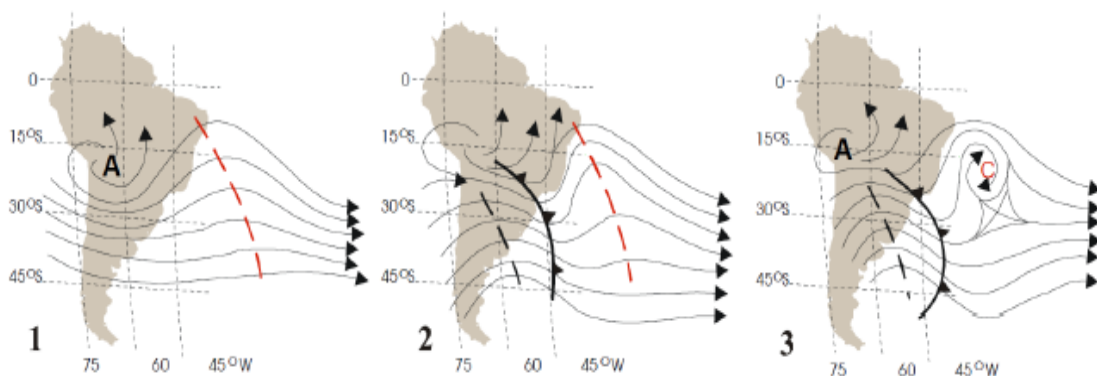


Figura 2. 1 – Ilustração do processo de formação clássica de um VCAN.

Fonte: Adaptado por Varejão e Silva (2005).

Alguns anos depois, Rao e Bonatti (1987) propuseram que um processo dinâmico seria o principal responsável pela origem dos VCANs. Através do cálculo dos termos da troca de energia barotrópica em média e durante alguns dias do período em estudo, foi verificada a ocorrência de conversão de energia cinética zonal para energia cinética do distúrbio. Quando o termo de troca de energia foi positivo (negativo), a energia cinética do distúrbio aumentou (diminuiu) em resposta da energia cinética zonal. Desta forma, este termo

determinou a intensificação e o decaimento dos VCANs, os quais adquiriram energia cinética do vento zonal. Em outras palavras, foi sugerido que a instabilidade barotrópica participaria diretamente do processo de origem destes sistemas. No entanto, taxas de crescimento pequenas revelaram que outros processos poderiam ser uma fonte adicional de energia durante o desenvolvimento e importantes para a origem, como o aquecimento por condensação, a formação de centros ciclônicos corrente abaixo da AB e o acoplamento com latitudes médias. Foi especulado que o aumento do calor latente poderia ser necessário para aumentar as taxas de crescimento.

Outros estudos, como Gandu (1993), evidenciaram que a influência de regiões remotas poderia contribuir para a configuração do VCAN. Através de simulações numéricas, sobre três distintas áreas de fontes tropicais de calor: AS, África e Oceano Pacífico, foi demonstrado que a convecção sobre a África teria influência relevante para principiar o cavado a leste da AB, conseqüentemente, o VCAN poderia ser formado. Ramirez (1997) observou que este sistema teria origem a partir da amplificação de um cavado, oriundo do Oceano Pacífico ou Atlântico Norte, no qual se alinharia à AB com orientação NW-SE ou SE-NW e seria capaz de aprofundar o cavado do lado leste e ocasionar a configuração do vórtice. Este processo de formação abrangeria 16 % dos casos.

Kayano et al. (1997) observaram alguns modos nos campos diários de vorticidade relativa no nível de 200 hPa, por meio da aplicação da Empirical Orthogonal Functions (EOF). Os dois primeiros modos descreveram padrões de vorticidade relativa, que estariam relacionados à formação (primeiro modo) e ao estágio maduro (segundo modo) dos VCANs. O primeiro modo, comum em todos os verões avaliados, é um padrão de onda que se estendeu em todo o leste da AS, com orientação SW-NE sobre três principais centros: o primeiro centro sobre o AS, na costa do NEB, com correlação negativa, relacionada ao VCAN, o segundo centro sobre o leste do Brasil com correlação positiva,



relacionado à crista anormalmente amplificada e por fim, o terceiro centro sobre parte leste entre Brasil e Uruguai, com correlação negativa associada à incursão de cavados em altos níveis de médias latitudes em direção ao equador. Portanto, os autores sugeriram que estes três centros poderiam descrever a circulação atmosférica regional e poderia participar do mecanismo clássico de formação dos VCANs, proposto por Kousky e Gan (1981).

Posteriormente, Ramirez et al. (1999) observaram que 57% dos VCANs poderia provir do mecanismo clássico, porém 27% seria principiado pela associação com um anticiclone em altos níveis com centro sobre o sudoeste do OATS, próximo a costa sul do Brasil. Em adição aos padrões clássico e o de Ramirez et al. (1999), Paixão e Gandu (1999) constataram mais três padrões de formação dos VCANs. O primeiro padrão denominado como “formação Africana I” se estabelece através da intensificação da convecção sobre a África, na qual origina dois sistemas anticiclônicos capazes de aprofundar o cavado sobre o OATS pelo lado leste. A “formação Africana II” é retratada através do desacoplamento de um cavado em altos níveis oriundo da região sudoeste do Saara, enquanto que a “formação mista” é aquela representada por um mecanismo de formação no início e depois outro mecanismo passa a predominar. Em termos percentuais, Paixão (1999) encontrou que 46% dos VCANs estudados se formaram pelo mecanismo clássico e 54% pelos demais processos de formação, sendo 18% para cada um dos três mecanismos descritos acima.

O estudo de Mishra et al. (2001) objetivou isolar um vórtice do fluxo de grande escala para avaliar a dinâmica relacionada ao período de pré-vórtice, que compreende quatro dias antes da origem. Neste período, foi encontrada uma intensa região (17,5° S a 7,5° S) com positivo cisalhamento horizontal do vento, que coincidiu com a região do cavado do OATS. A escala meridional (zonal) de comprimento desta região é de 1000 km (3000 km). Segundo os autores, tal região satisfaz à condição necessária para ocorrência de instabilidade

barotrópica e o seu desenvolvimento está associado à intensificação da AB, com seu deslocamento para leste, intensificação do cavado do OATS com sua inclinação na direção leste-oeste e da presença de cavados transientes sobre o Oceano Atlântico equatorial. Mostrando-se de acordo, Mishra et al. (2007) aplicaram a equação da instabilidade barotrópica para dois VCANs sobre o OATS e elaboraram um possível cenário para a formação. De modo que, no intervalo de 2 a 3 dias antes da origem se estabeleceu uma região com cisalhamento horizontal no fluxo básico, desenvolvida entre a AB e o cavado do OATS na qual foi progressivamente se intensificando até impulsionar o fechamento deste cavado. Os autores indicaram esta região de cisalhamento horizontal como caracterizada pela instabilidade barotrópica.

Rao et al. (2007) notaram a existência de eventos de intrusão na alta troposfera durante o verão na latitude de 10° S. Os fortes ventos equatoriais de oeste atuaram como um canal para fluência de maiores eventos de intrusões, nos quais principiaram um VCAN anômalo sobre o NEB. Este sistema apresentou convergência em altos níveis e divergência na baixa troposfera, portanto, funcionou como um inibidor para a formação de convecção e precipitação sobre a região.

### **2.3. Trajetória e ciclo de vida**

Os VCANs perduram em média 7,1 dias (RAMIREZ, 1997), embora costumem ter um tempo de vida relativamente curto (2 a 4 dias) ou ainda se estenderem por até semanas durante o verão (COUTINHO, 2008). Os fatores que determinam a duração destes sistemas ainda não são bem compreendidos, entretanto, estudos sobre VCANs subtropicais têm sugerido que os processos diabáticos como a LCL pela convecção próxima ao centro deste sistema contribuam para o decaimento (GARREAU; FUENZALIDA, 2007; SAKAMOTO; TAKAHASHI, 2005).

O deslocamento dos vórtices é irregular (SIMPSON, 1951), pois podem se direcionar para leste, oeste ou permanecerem estacionários por vários dias. Contudo, Gan e Kousky (1986) notaram que geralmente há uma tendência destes sistemas se deslocarem para oeste na região de 10° S a 15° S. Em muitos casos, Ramirez et al. (1999) perceberam que a AB estava intensa e estendida zonalmente de forma que favorecia ao deslocamento dos VCANs para oeste ou para leste. Os casos estacionários por alguns dias (2 a 3 dias) apresentaram como padrão um intenso e amplo cavado sobre o Pacífico Oeste. Estes resultados corroboram os de Reboita et al. (2010), os quais encontraram que 55,5% dos VCANs se deslocaram para o quadrante oeste, ou seja, com direcionamento para oeste, sudoeste ou noroeste, e 35% para o quadrante leste correspondente às direções para leste, sudeste ou nordeste. O restante foi de casos estacionários.

Virji (1981) mencionou que os VCANs apresentam uma velocidade média de 5-7 ms<sup>-1</sup>. É desconhecido se esta velocidade muda com a estação do ano ou se este limiar é válido para todos os casos, uma vez que o período de avaliação destes autores foi pequeno. Cabe ressaltar que ainda não se tem estatísticas documentadas sobre a evolução do percurso desses sistemas, bem como do tamanho (extensão horizontal). Satyamurti e Seluchi (2007) listaram algumas características e, dentre elas, afirmaram que o tamanho de um VCAN é de 1000 km para o comprimento de meia onda.

#### **2.4. Nebulosidade e precipitação**

O desenvolvimento da nebulosidade associado aos VCANs é um fator que oferece uma relevante relação com a profundidade e a intensidade do sistema, causando ausência de nuvens com convecção profunda nas situações em que não ocorre um reflexo do vórtice em níveis médios da troposfera (FRANK, 1970). Ricks (1959) categorizou os vórtices como secos e úmidos. Os casos secos são caracterizados pelo centro frio e seco e sem nebulosidade associada, enquanto que os úmidos apresentam o centro envolvido por uma

região com alto teor de umidade e movimentos ascendentes, isto é, com formação de convecção. A diferença entre estas duas categorias pode ser identificada claramente com imagens de satélite no canal do vapor d'água, já que estes dados fornecem informações sobre a circulação do sistema e distinguem regiões úmidas (tonalidades claras) de secas (tonalidades escuras), independente se o sistema está ou não associado a nuvens, como também, é possível acompanhar todo o ciclo de vida (RAMIREZ, 1997; COUTINHO, 2008).

Kousky e Gan (1981) idealizaram a distribuição do padrão de nuvens associado ao VCAN para duas situações distintas de deslocamento. Na primeira situação, o sistema é estacionário e as nuvens são distribuídas de forma simétrica ao redor do centro. Porém na segunda situação, as nuvens se distribuem em todo o quadrante norte, nos setores oeste e sul da periferia, semelhante ao formato de um “arco” e o sistema se desloca para oeste, portanto segundo os autores a maior atividade convectiva ocupa o setor oeste da periferia. Também foi visto que a propagação do sistema sobre águas quentes ou a incursão no continente pode ocasionar o desenvolvimento de nuvens Cumulonimbus (Cbs) na região central. Muitas vezes, a nebulosidade do VCAN se une a de uma frente fria e forma uma configuração do tipo “S”. Em outras ocasiões, a união é com a convecção da AB e de uma frente fria formando uma configuração do tipo “Y”.

Em adição, Kousky e Gan (1981) ilustraram o movimento vertical observado em um VCAN, conforme exibido na Fig. 2.2. A convergência em altos níveis induz a descendência do ar mais frio e denso no centro, a qual por conservação de massa deve ocorrer divergência em baixos níveis com movimento ascendente do ar mais quente e úmido nos setores oeste e leste da região periférica, onde ocorre desenvolvimento de convecção e geração de precipitação. Em outras palavras, o VCAN constitui uma célula com circulação termicamente direta (FRANK, 1970; RICKS, 1959). Desta forma, seguindo o

movimento do ar da periferia para o centro, tem-se ar mais frio subsidindo e a conversão de energia potencial disponível do distúrbio para energia cinética, enquanto que na periferia, ocorre ascendência de ar quente e úmido, onde é feita a conversão energética inversa.

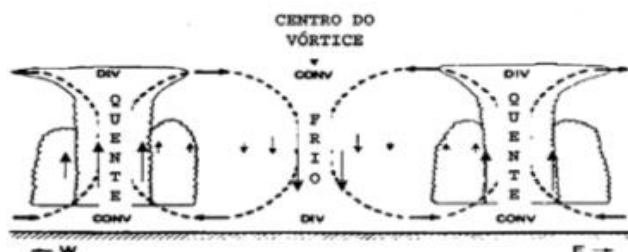


Figura 2. 2 - Ilustração idealizada do movimento vertical observado em um VCAN.

Fonte: Kousky e Gan (1981).

Silva (2005) investigou a influência da borda dos VCANs durante sete verões (1994-2001) sobre três sub-regiões do NEB. Os resultados mostraram que quando a borda deste sistema está distante, entre 1000 km e 2000 km, nos setores nordeste, leste e sudeste em relação à sub-região em questão, a frequência de chuva forte aumenta substancialmente devido o efeito da banda de nebulosidade convectiva na borda posicionar-se a oeste do centro. Para distâncias menores do que 1000 km, o efeito da banda convectiva é marginal e quando é maior do que 2000 km, o efeito da borda é reduzido. Logo, isto se mostra de acordo com o modelo clássico de VCAN com subsidência no centro e convecção na periferia (KOUSKY e GAN, 1981). Em consonância, o estudo estatístico de Silva et al. (2006) examinou a influência do centro do VCAN para a inibição de chuvas em três áreas sobre o NEB: noroeste (área A), centro da Bahia (área B) e semiárido (área C). Para estas áreas, definiram-se três categorias de chuvas de acordo com a sua distribuição de frequência de precipitação média diária como chuva fraca, intensa e moderada. A categoria fraca apresentou maior número de ocorrência nas três áreas. Entretanto, foi observado maior número de dias influenciados por subsidência do vórtice nas áreas B e C. Tal subsidência foi posicionada à direita da área B durante 477 dias, reduzindo as chuvas para abaixo de 2,3 mm/dia. Assim, foi mostrada que

a redução de número de dias com precipitação moderada e intensa ocorre nos períodos quando o sistema está posicionado sobre a área.

No estudo de Rao et al. (2007), foi identificada uma correlação negativa entre a precipitação sobre o NEB e as variações de intrusão de alta vortacidade potencial (VP). Os autores encontraram na troposfera superior a existência de maiores intrusões de VP associadas com ventos equatoriais de oeste mais intensos, que acompanharam secas no NEB, enquanto que a falta de intrusão de VP com ventos equatoriais de oeste fracos facilitou a ocorrência de maiores índices de precipitação sobre a região. O mecanismo físico responsável é a formação de um VCAN anômalo, como descrito na seção 2.2.

Repinaldo (2010) ressaltou a importância de verificar a relação entre o VCAN e a corrente de jato do NEB (CJNEB), uma vez que podem ser estabelecidas as áreas com movimentos ascendentes em toda a troposfera, conseqüentemente, disparo de convecção. Esta corrente de jato foi definida como um fluxo de ventos intensos (superiores a  $20\text{ms}^{-1}$ ) em altos níveis na região entre os setores nordeste da AB e sudoeste do VCAN. Três padrões de corrente de jato foram encontrados: meridional, zonal e transversal. O padrão meridional é configurado quando o eixo do vórtice tem uma leve inclinação horizontal para oeste posicionado sobre o OATS ou sobre a costa do NEB e a corrente de jato subtropical do Hemisfério Norte (JSUBHN) geralmente encontra-se enfraquecida. Os movimentos ascendentes ( $-0.12\text{Pa.s}^{-1}$ ) estiveram presentes no setor oeste da CJNEB meridional. No padrão com CJNEB zonal, foram constatados ventos predominantes de oeste, não houve formação da crista associada à AB e o VCAN se posicionou ao sul de  $10^\circ\text{S}$ . Assim, os movimentos verticais ascendentes ( $-0.09\text{Pa.s}^{-1}$ ) ocuparam a área entre a corrente de jato zonal e o JSUBHN. Quando o padrão é transversal, o vórtice tem inclinação horizontal com orientação SW-NE e a crista associada à AB demonstra uma orientação NW-SE sobre o OATS. A região com movimentos

ascendentes ( $-0.12 Pa.s^{-1}$ ) se localiza nos setores norte e nordeste da periferia do sistema.

## **2.5. Estrutura vertical e intensidade**

A intensidade e a estrutura vertical dos VCANs são aspectos ainda pouco explorados. Teoricamente, a intensidade destes sistemas é dada pelo mínimo de vorticidade relativa, sendo que é maior na alta troposfera e diminui em direção à superfície.

Frank (1966) analisou o comportamento da estrutura vertical dos VCANs tropicais sobre o Oceano Atlântico norte e evidenciou que a maior parte destes sistemas se concentra na alta troposfera. Em termos percentuais, mais de 60 % não alcançaram o nível de 700 hPa e apenas 10% dos casos se estenderam até a superfície. Johnson e Snook (1983) verificaram que os VCANs se aprofundaram de 100 hPa até aproximadamente 500 hPa e exibiram uma inclinação de leste para oeste com a altura. Baseado nisto, foi sugerido que processos baroclínicos poderiam ter importância na dinâmica destes sistemas. Apesar de que, também foi observado que o centro da circulação dos vórtices se alinhava na vertical, isto é, a barotropia também seria relevante. Ramírez (1997) e Ramírez et al. (1999) corroboraram este estudo, em que a circulação fechada do sistema inclina-se para oeste com a altura. Em contraposição, os resultados de Figueroa (1997) sugerem que a inclinação destes sistemas é para leste com a altura. Ainda relativo ao comportamento da estrutura vertical, Ramirez (1997) também percebeu que a anomalia mais negativa encontra-se no nível de 300 hPa, enquanto que a anomalia de vorticidade relativa ciclônica foi observada no nível de 200 hPa.

Paixão (1999) fez uma avaliação do eixo de inclinação vertical de 13 vórtices e observou que no estágio inicial, a inclinação era para leste com a altura, porém no decorrer do ciclo de vida foi revelada uma mudança para não apresentarem

inclinação. Quando no final do ciclo, foi estabelecida uma inclinação predominantemente para oeste. Nessa última fase, o vórtice se auto-sustentava e não estava sob a influência do sistema que o originou. Alves (2001), através do estudo de um caso de VCAN, notou que a estrutura térmica continha uma camada mais fria abaixo do centro e uma camada mais quente acima. Isto indicou uma característica de baroclinia similar ao comportamento de ciclones extratropicais no estágio de intensificação, os quais demonstram ar quente na alta e baixa troposfera e ar frio na camada baixa-média.

Santos (2015) avaliou a performance dos dados de previsão numérica do modelo ETA em representar os VCANs para um período de três anos (2008-2011), e notou que os casos mais intensos retrataram uma maior dispersão na intensidade do que os mais fracos. Além disso, a profundidade dos sistemas também foi avaliada e foi visto que as camadas 200-300 hPa, 200-250 hPa e o nível de 300 hPa apresentaram maior frequência de casos. Durante os estágios de formação e dissipação, prevaleceu a estrutura vertical rasa. Entretanto, no estágio de intensidade máxima, 3% dos casos se estenderam até 700 hPa ou 850 hPa. Apenas um caso foi encontrado com extensão vertical até 1000 hPa. Nos estudos de Costa (2009), a profundidade máxima encontrada foi até o nível de 850 hPa.

## **2.6. Variabilidade sazonal e interanual**

A variabilidade dos VCANs, associada ao ciclo sazonal e interanual, tem sido estudada principalmente explorando aspectos relacionados à região de formação, ciclo de vida, intensidade, profundidade e número de ocorrência. Algumas climatologias do número de vórtices foram obtidas para todo o ano e, por isso, foi possível fazer uma comparação percentual deste número em cada estação do ano com relação ao total anual assim como pode ser notado pela Tabela 2.1. Embora existam diferenças entre os períodos avaliados e as fontes de dados utilizadas, há uma consistência entre os resultados dos autores, pois a estação de verão compreende a porcentagem com maior atividade de



vórtices especialmente o mês de janeiro. Além disso, a frequência de casos nas estações de primavera e outono é próxima, enquanto que no inverno ocorre a menor frequência. Vê-se que os estudos de Kousky e Gan (1981) não identificaram vórtices no inverno porque não foi possível com o uso de imagens de satélite NOAA no canal infravermelho. Com relação à ausência de casos nos estudos de Ramirez (1997) é devido não ter sido considerado o inverno nas estatísticas.

Uma explicação coerente para um maior número de casos no verão é que o escoamento no nível de 200 hPa sobre o continente Sul-americano é mais meridional, de forma que pode ser visto um sistema de alta pressão aproximadamente sobre a região do Platô Boliviano, denominado de AB e de um cavado sobre o OATS do lado leste, no qual pode se aprofundar e evoluir para um vórtice (KOUSKY; GAN, 1981; GAN, 1982).

Em adição, no verão também foi observado persistência de VCANs por mais dias e com maior profundidade (RAMIREZ et al. 1999). Em concordância, Ramirez (1997) encontrou VCANs com duração maior (10,2 dias em média) durante o verão, assim como os estudos de Coutinho (2008) que indicaram 82,3% dos casos persistem 8 dias ou mais nesta estação. A região preferencial para a formação destes sistemas é sobre o OATS como denotam os resultados de Ramirez (1997) com 85% dos casos, Coutinho (2008) com 68 % e Repinaldo (2010) com 68,2 %. De fato, é a região onde se encontra o eixo médio do cavado sobre o OATS (KOUSKY; GAN, 1981). Ressalta-se que estas estatísticas se diferem porque o período e os dados utilizados também são distintos.

Tabela 2. 1 - Climatologia do número de vórtices (%) por estação do ano.

<b>Autores</b>	<b>Período</b>	<b>Dados</b>	<b>DJF</b>	<b>MAM</b>	<b>JJA</b>	<b>SON</b>
Kousky e Gan (1981)	1975-1979	Análises do NMC e imagens NOAA	61,4	18,6	0	20
Ramirez (1997)	1980-1989	Análises ECMWF	46,2	27,2	0	26,6
Ramirez et al. (1999)	1980-1989	Análises ECMWF	45,3	27	1,7	26
Coutinho (2008)	1979-2006	Reanálises do NCEP/NCAR	57	20,4	2,6	20
Santos (2015)	2008-2011	Análise do ETA para 0000 UTC	42,5	24	7,5	26

Uma conexão entre o El Niño e a Oscilação Sul (OS) foi proposta por Bjerknes (1966) que considerou como um fenômeno interanual envolvendo interações oceânicas e atmosféricas, associadas com a circulação de Walker sobre o Oceano Pacífico. Recentemente, as pesquisas se referem ao fenômeno acoplado oceânico / atmosférico (ENOS) como um evento global de grande escala. Mudanças na circulação atmosférica provocadas pelo fenômeno ENOS são os causadores da variabilidade da precipitação na América do Sul. No NEB, a redução da precipitação na estação chuvosa durante anos com El Niño é atribuída a um deslocamento para leste da circulação de Walker, com movimentos ascendentes anômalos (aumento da convecção) sobre o Pacífico equatorial central e leste e movimentos descendentes (inibição de convecção), sobre o OATS e a área continental, com parte sobre o NEB (KOUSKY et al. 1984; KAYANO et al. 1988).

Há uma substancial atenção dada pela busca de relações entre características dos VCANs e o fenômeno ENOS. Como pode ser visto nos estudos de Ramirez et al. (1999) que discutiram sobre uma relação entre a profundidade e a intensidade destes sistemas, de tal forma que, nos verões com El Niño, os VCANs foram mais intensos e profundos com extensão até 500 hPa do que nos verões com La Niña, quando esses sistemas se concentraram mais na alta troposfera até o nível de 300 hPa e se mostraram mais enfraquecidos. Os

casos mais profundos foram mais duradouros e os mais rasos apresentaram curto período de vida.

Silva et al. (2006) evidenciaram um maior número de eventos com vorticidade relativa ciclônica na costa do NEB e oceano adjacente durante verões com El Niño, assim como, um menor número destes eventos foram vistos nos verões com La Niña. Assim, inferiu-se que prováveis características dos VCANs poderiam ser mais acentuadas durante verões com fase positiva da OS. Este resultado concorda com o estudo elaborado por Coutinho (2008), o qual verificou que em cinco períodos com fenômeno El Niño, houve a ocorrência de um maior número de casos moderados ( $-5 \leq \zeta \leq -7.49 \times 10^{-5} s^{-1}$ ) e em três períodos com La Niña, um maior número de casos fracos ( $-2.5 \leq \zeta \leq -4.99 \times 10^{-5} s^{-1}$ ).

Em um estudo mais recente realizado por Repinaldo (2010), foi discutido sobre a relação entre a CJNEB e os VCANs para três períodos de cada evento ENOS (de 1988 a 2000). Foi observado que nos períodos com El Niño, há uma maior preponderância da associação do sistema CJNEB-VCAN correspondente a 61%, enquanto que nos períodos com La Niña, a CJNEB esteve associada em 45,8% dos casos. Atrelado a isto, uma relação foi encontrada entre o número de vórtices e os eventos ENOS. Nos anos com fase positiva da OS, ocorreu uma maior frequência de 37,1 % de casos, o qual foi reduzido para 28,7% de casos nos anos com fase negativa da OS.

O comportamento da circulação atmosférica e a correlação com a variabilidade de chuva sobre o NEB foram investigados por Chaves e Cavalcanti (2001) durante períodos secos e chuvosos, de 1979 a 1997. Eles demonstraram que a anomalia de precipitação positiva (negativa) sobre esta região está associada à fase positiva (negativa) do ENOS. Tendo em vista tais resultados, os autores elaboraram um padrão entre os principais sistemas meteorológicos de verão

sobre a América do Sul para os períodos secos e chuvosos sobre o NEB. Os períodos chuvosos foram caracterizados pela associação entre o deslocamento para norte da ZCAS, posição da AB para leste e posicionamento do VCAN sobre o OATS. Durante os períodos secos, houve uma nítida correlação entre o deslocamento da ZCAS para sul, AB deslocada para oeste e o vórtice próximo ou sobre o continente Sul-Americano.

## **2.7. Estudos numéricos**

A condensação de grande quantidade de vapor d'água leva à liberação de grande quantidade de energia, definindo assim o calor latente de condensação. Esta mudança de fase da água é uma grande fonte de energia para os distúrbios tropicais. Regiões com movimentos verticais ascendentes são caracterizadas por forte aquecimento diabático, proveniente da LCL na troposfera (VEIGA et al. 2005). Estudos numéricos foram extensivamente realizados na tentativa de compreender o papel do aquecimento diabático, gerado pela atividade convectiva para um dos principais sistemas de tempo no verão que atua na América do Sul: a AB (GILL, 1980; SILVA DIAS; DE MARIA, 1983, DE MARIA, 1985; FIGUEROA, 1995; LENTERS; COOK, 1997; GANDU; SILVA DIAS, 1998). Segundo estes autores, a AB se desenvolve como uma resposta linear direta ao aquecimento em níveis médios, provenientes das tempestades convectivas que ocorrem sobre a bacia Amazônica. Por outro lado, outros estudos demonstraram que a AB é resultado do aquecimento da superfície no verão sobre a região do Antiplano Boliviano, o qual induz convergência de ar em baixos níveis (baixa pressão) e divergência do ar em altos níveis (alta pressão). Isto é, o aquecimento sensível inicia a convecção sobre esta região e depois a dominância é do aquecimento latente, proveniente das tempestades desenvolvidas principalmente nos setores leste e nordeste do Antiplano Boliviano (MOLION, 1987; GANDIKOTA; ERDEGON; 1989; RAO; ERDEGON, 1989; ZHOU; LAU, 1998).

O conhecimento sobre o processo de formação da AB tem certa importância para se entender os processos físicos e dinâmicos envolvidos para posterior formação dos VCANs sobre o OATS, uma vez que ambos são dinamicamente acoplados, conforme investigado por Lenters e Cook (1997) em um dos seus experimentos com o modelo de circulação geral na região da América do Sul. Foi feita a retirada de três fontes de aquecimento tropical (Amazônia, ZCAS e Andes central) para averiguar a formação da AB e do vórtice do lado leste. Este experimento originou a AB, porém ficou evidente a ausência da gênese do VCAN nas vizinhanças do NEB. Portanto, foi sugerido que a precipitação sobre a América do Sul é importante para a maior parte da estrutura da AB, enquanto que o aquecimento pela condensação foi responsável por manipular a intensificação da circulação deste sistema. Em adição, foi observado que a circulação ciclônica nos setores norte, oeste e sul do vórtice estão associados com o aquecimento das regiões da Amazônia e ZCAS, embora o fluxo de norte na borda leste do sistema esteja associado à precipitação sobre a África. A conclusão foi que a precipitação africana em combinação com a precipitação sobre a Amazônia é responsável por aprofundar o cavado do NEB, enquanto que a precipitação na região da ZCAS teve a função de fechar a circulação deste sistema.

Alguns estudos numéricos foram desenvolvidos para avaliar a função da LCL da convecção para aspectos relacionados aos mecanismos de formação, dissipação e manutenção de VCANs em várias regiões do mundo (FIGUEROA, 1997; SAKAMOTO; TAKAHASHI, 2005; GARREAUD; FUENZALIDA, 2007; WANG; CHEN, 2012). Para um caso de VCAN do NEB, Figueroa (1997) realizou experimentos numéricos com os modelos ETA e global do CPTEC com o intuito de examinar o efeito do aquecimento por condensação, proveniente de fontes de calor tropical para a formação do VCAN. Quando a fonte térmica sobre a África ou ZCIT foi retirada nos experimentos, houve a formação do vórtice, entretanto com aspecto mais enfraquecimento e centro ligeiramente deslocado da posição observada, indicando que estas fontes podem afetar a intensidade e a localização do vórtice. No experimento com a

remoção da fonte térmica da Amazônia ou ZCAS, os modelos não configuraram o vórtice sobre o OATS. Logo, o autor sugeriu que a formação e manutenção deste sistema, quando estacionário devem-se à LCL na região da ZCAS. No entanto, para os casos transientes, o fator responsável pela gênese do vórtice foi o aquecimento por condensação derivado da convecção no sul do NEB.

## **3 DADOS E METODOLOGIA**

### **3.1. Dados**

Utilizaram-se os seguintes conjuntos de dados para a realização do estudo:

#### **3.1.1. Análises do CMORPH**

As análises de precipitação global do *Climate Prediction Center morphing method (CMORPH)* são produtos do *National Centers for Environmental Prediction (NOAA) / Climate Prediction Center (CPC)* (JOYCE et. al. 2004), que comportam alta resolução espacial e temporal. Trata-se de uma estimativa da precipitação a partir de observações de sensores (microondas) de satélites em órbita. O método de obtenção desta estimativa é considerado flexível, pois estimativas de precipitação de qualquer satélite podem ser incorporadas. O espaçamento horizontal destas análises é de  $0,25^\circ$  em uma grade regular e a frequência temporal é de 3 horas. A estimativa da precipitação refere-se à taxa de precipitação média entre cada período dos horários: 00, 03, 06, ... ,21 UTC. A área de cobertura é de  $180^\circ\text{W} - 180^\circ\text{E}$  e  $60^\circ\text{S} - 60^\circ\text{N}$ . O período utilizado é de 2003 a 2013. Estes dados foram utilizados para validar as simulações numéricas e para a construção dos campos compostos. Estão disponíveis no link: <http://rda.ucar.edu/datasets/ds502.0/index.html#sfol-wl-/data/ds502.0?g=2> e. Acesso em 20 de janeiro de 2016.

#### **3.1.2. Análises do GFS**

Os dados de análises *global operational final (FNL)* do modelo de previsão de tempo do *Global Forecast System (GFS)* são fornecidos pelo *National Centers for Environmental Prediction (NCEP) / NOAA*, com área de cobertura sobre todo o globo. Estas análises são disponibilizadas algumas horas, após a inicialização do modelo GFS, que possibilita o fornecimento de uma maior cobertura de dados observacionais para a geração da análise. Em adição, as análises FNL abrangem o período de março de 2004 até a data atual e apresentam espaçamento de grade horizontal de  $0,5^\circ$  de latitude x  $0,5^\circ$  de

longitude. Nesta pesquisa, tais análises foram utilizadas como condições iniciais e de fronteira no modelo WRF para os horários 0000, 0600, 1200 e 1800 UTC, de 11 a 21 de janeiro de 2011, que corresponde ao período de simulação do caso selecionado. Além disso, estes dados também foram utilizados para validar estas simulações. O acesso pode ser feito, via ftp, pelo website: [ftp://nomads.ncdc.noaa.gov/GFS/analysis\\_only/](ftp://nomads.ncdc.noaa.gov/GFS/analysis_only/). Acesso em 20 de janeiro de 2016.

### **3.1.3. Reanálises do ERA-Interim**

Foram utilizados também os dados horários (intervalos de 6 horas) das reanálises do *ERA-Interim* (DEE et al. 2011) com a resolução horizontal de 1,5° latitude x 1,5° longitude, produzidos pelo *European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF)*. Vale ressaltar que o projeto *ERA-Interim* propõe a geração de uma recente reanálise atmosférica global do ECMWF por meio da implementação de melhorias nas reanálises do *ERA-40*. Dentre estas melhorias destacam-se o uso do mais sofisticado sistema de assimilação *4-dimensional variational analysis (4DVar)* e correções dos erros nos dados de observações por satélites. Além disso, estes dados estão constantemente sendo atualizados e abrange o período de 1979 até a data atual. Neste estudo, foi selecionado o período de 1984 a 2013 para entrada do método objetivo e de 2003 a 2013 para a produção dos campos compostos. Este conjunto de dados pode ser acessado pelo link:

<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=pl/>. Acesso em 20 de janeiro de 2016.

### **3.1.4. Índice ONI**

As informações sobre o *Oceanic Niño Index (ONI)* foram consultadas para verificar se o ano estava sob a influência do evento El Niño ou La Niña. O *Climate Prediction Center (CPC)* oferece informações sobre o ONI para uma série histórica desde 1950. O ONI estima a anomalia de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na região do Niño 3.4 (5°N - 5°S e 120° -170°W)



utilizando o limiar de 0,5°C. O trimestre com TSM menor ou igual a -0,5°C é considerado um ano com La Niña, enquanto que quando a TSM é maior ou igual a +0,5°C, o ano está sob a atuação do evento El Niño. Considerando os 30 anos, foram identificados nove verões (DJF) com fase positiva da Oscilação Sul (OS) e oito verões com fase negativa, como pode ser visto pela Tabela 3.1. O índice ONI encontra-se disponibilizado em uma tabela pelo *CPC / National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)* no website: [www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml). Acesso em 20 de janeiro de 2016.

Tabela 3. 1 - Períodos com El Niño e La Niña, de 1984 a 2013, segundo o CPC.

<b>El Niño</b>	<b>La Niña</b>
1986-1987	1984-1985
1987-1988	1988-1989
1991-1992	1995-1996
1994-1995	1998-1999
1997-1998	2000-2001
2002-2003	2007-2008
2004-2005	2010-2011
2006-2007	2011-2012
2009-2010	

### 3.1.5. Imagens de satélite

As imagens do satélite americano *Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES-12)* / NOAA, para a região da América do Sul, foram consultadas nos canais espectrais do infravermelho realçado ( $\lambda = 11 \mu\text{m}$ ) e do vapor d'água ( $\lambda = 6 \mu\text{m}$ ). O período utilizado foi janeiro de 2011, visando a acompanhar a evolução do caso estudado nas simulações numéricas desde a formação. Estes dados são produtos com resolução temporal de 15 minutos, disponibilizados pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), através do website: <http://satellite.cptec.inpe.br/pedidoweb/pedido.formulario.logic#>. Acesso em 20 de janeiro de 2016.

## 3.2. Metodologia

### 3.2.1. Estudo observacional

#### 3.2.1.1. Método objetivo

Foi dada preferência ao uso do método automático elaborado por Coutinho et al. (2010) para identificar os VCANs neste estudo, pelo fato de ter sido validado para o período de cinco anos (2002-2006) e mostrado boa habilidade na identificação dos sistemas sobre o NEB. Esse método calcula a vorticidade relativa no nível de 200 hPa sobre a área 25,5° S - 0° e 72° W - 1,5° usando diferenças finitas centrada. Depois, busca os valores de  $\zeta$  que são inferiores ou iguais a  $-2,5 \times 10^{-5} s^{-1}$  (SILVA, 2005) nos oito pontos de grade vizinhos, desta forma definindo os valores de mínimos. O passo seguinte é avaliar se a circulação horizontal do vento ao redor de cada mínimo é ciclônica nas duas linhas ao norte e sul do centro e duas colunas a oeste e leste, isto é, se as componentes zonal e meridional do vento ( $u$  e  $v$ ) satisfazem às condições dos quatro quadrantes ao redor do mínimo, conforme apresentadas na Tabela 3.2. Se alguma dessas condições não for satisfeita, o método expande a área de avaliação do vento horizontal para mais nas duas linhas ao norte e sul do centro e duas colunas a oeste e leste até que a condição seja cumprida. Caso contrário, o método não considera o mínimo como um VCAN e passa para o próximo mínimo ou passo de tempo.

Tabela 3. 2 - Condição para a direção do vento em cada quadrante.

Quadrante	Condição
I	$u > 0$ e $v < 0$
II	$u > 0$ e $v > 0$
III	$u < 0$ e $v > 0$
IV	$u < 0$ e $v < 0$

Fonte: Adaptado de Coutinho (2008).

Em alguns horários, Coutinho et al. (2010) encontraram até dois mínimos envolvidos por uma mesma circulação horizontal do vento. Neste caso, o

método selecionou o mínimo com  $\zeta$  mais negativo como sendo o VCAN. Os autores obtiveram o deslocamento deste sistema subjetivamente, no qual foi considerado o mesmo caso se a latitude e/ou longitude apresentou uma defasagem de no máximo 5 graus entre duas posições sequenciais, com período de 24 horas nos campos de vento e vorticidade relativa no nível de 200 hPa.

No presente estudo, esse método foi aprimorado para analisar os vórtices em toda a estrutura vertical e encontrar a trajetória, automaticamente. Optou-se por considerar os sistemas que duraram 24 horas ou mais, limiar encontrado na climatologia de Coutinho (2008) como a mínima duração dos VCANs. Inicialmente, o método foi adaptado para a leitura dos dados das reanálises do *ERA-Interim*. Também foi necessário alterar a expansão da grade de avaliação do vento horizontal para até cinco linhas ao norte e sul do centro e cinco colunas a oeste e leste ao invés de quatro linhas e colunas, para que fosse possível identificar a circulação horizontal do vento na periferia de vórtices alongados produzidos pelas reanálises. Como pode ser acompanhado pela ilustração da Figura 3.1, a busca do VCAN na vertical inicia limitando uma área com dimensão de  $7,5^\circ$  latitude x  $7,5^\circ$  longitude centrada na posição do sistema no nível de 200 hPa. Essa área é transferida para o nível de 250 hPa, onde o mínimo é buscado e caso seja encontrado, é feita a avaliação do vento horizontal ao redor. Esse processo é repetido em cada nível até a superfície, ressaltando que o centro da área corresponde à posição do sistema no nível anterior. Quando o método não encontra o VCAN configurado em dois níveis consecutivos, considera-se que a extensão vertical é até o último nível precedente a esses dois níveis. Ainda deve ser enfatizado que o procedimento de busca na vertical é realizado em cada horário e finaliza após obtenção da estrutura vertical de todos os casos.

A segunda etapa para aprimoramento do método é obter a trajetória de cada sistema. Neste caso, traça-se a trajetória com base nas posições horárias dos sistemas localizadas no nível de 200 hPa. A distância percorrida entre duas

posições sucessivas com intervalos de 6 horas é estimada e avaliada se está dentro de uma área quadrangular de  $9^\circ \times 9^\circ$ , na qual foi a mais indicada após analisar subjetivamente o deslocamento de vários casos. À medida que as distâncias percorridas entre duas posições sucessivas vão se enquadrando nesse limiar, o método vai ordenando as posições e delimitando o ciclo de vida do VCAN. Simultaneamente, o posicionamento da estrutura vertical dos casos é inserido nas posições horárias sequenciadas. Em situações nas quais existe mais de um caso no mesmo horário, uma comparação é feita, tal que, a menor distância dentre essas posições e a anterior é a selecionada.

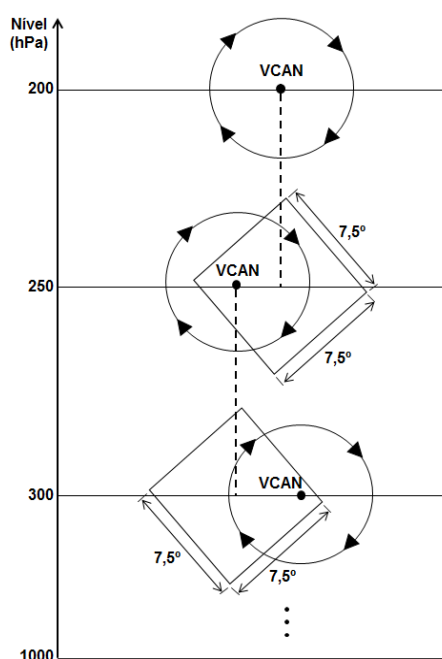


Figura 3. 1 – Ilustração da busca do VCAN na vertical.

### 3.2.1.2. Climatologia

A identificação objetiva dos VCANs foi realizada para o período de 30 anos (de 1984 a 2013) utilizando os dados das reanálises do ERA-Interim. Pretende-se nesta análise investigar o comportamento de características desses sistemas em diferentes estágios do ciclo de vida, como: distância percorrida, direção do

deslocamento, inclinação vertical, profundidade e intensidade. A frequência destes sistemas foi contabilizada de acordo com a distância percorrida acumulada, distribuída em classes para as primeiras 24 horas (intervalos de 6 horas) após a formação. A frequência de casos também foi obtida para o percurso total, determinado pelo somatório das distâncias percorridas durante o período de vida completo de cada sistema. Em adição, foi contabilizado o número relativo de casos conforme o ciclo de vida também estabelecido em classes.

#### **3.2.1.2.1. Direção do movimento e inclinação vertical**

A direção do movimento e a inclinação vertical dos VCANs, representadas pelo ângulo ( $\theta$ ), foram obtidas a partir das posições geográficas da trajetória e da profundidade dos casos, respectivamente. O cálculo de  $\theta$  para obter a inclinação vertical inicia no nível de 200 hPa em direção à superfície, enquanto que para adquirir a direção de movimento, o cálculo de  $\theta$  foi realizado no nível de 200 hPa entre as posições dos vórtices nos intervalos 0-6h, 6-12h, 12-18h e 18-24h, após a formação. Calcula-se  $\theta$  partindo da relação trigonométrica da tangente do ângulo do triângulo retângulo, representada pelo x na Figura 3.2. Vale salientar que o vetor estabelecido no triângulo representa a direção para onde o VCAN está se propagando ou se inclinando verticalmente. Logo, quatro possíveis opções para o cálculo de  $\theta$  foram consideradas, de acordo com o posicionamento do vetor no quadrante. Quando a direção do deslocamento ou inclinação vertical do caso apresentou orientação para sul, norte, leste ou oeste, não houve a necessidade do cálculo do ângulo  $\theta$ . Apenas avaliaram-se as condições das posições iniciais e finais do sistema, segundo a Tabela 3.3.

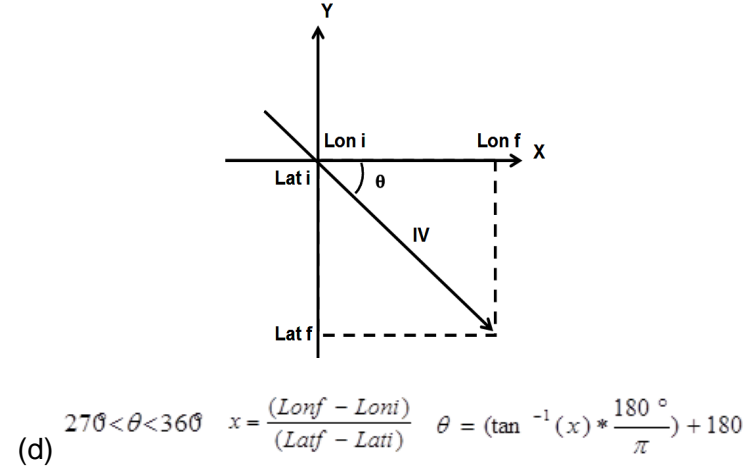
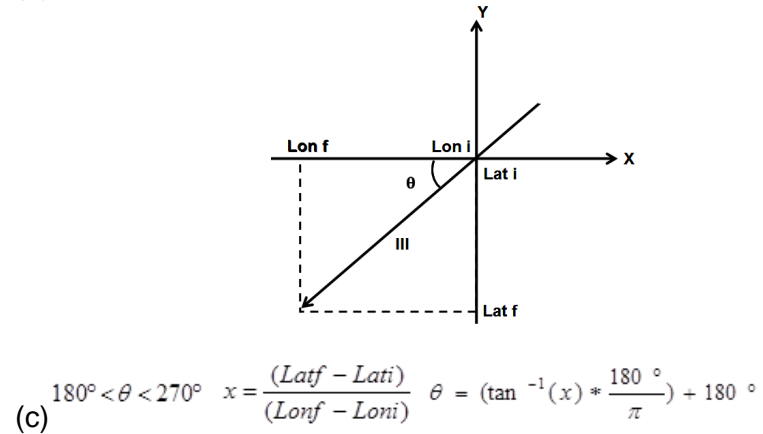
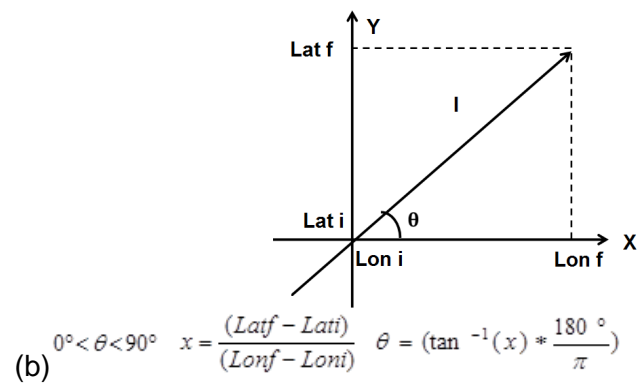
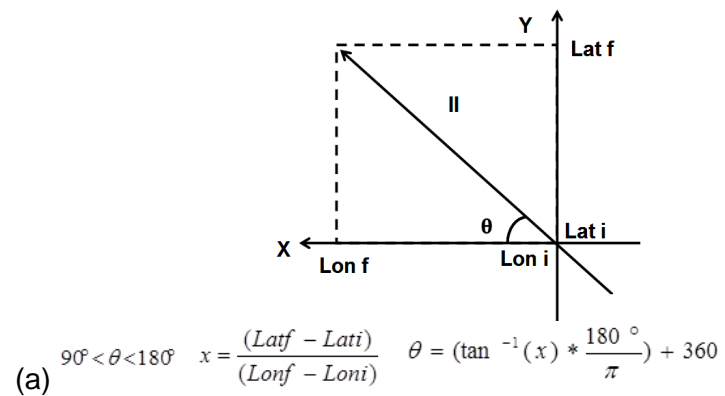


Figura 3. 2 - Cálculo de  $\theta$  quando o sistema está posicionado nos quadrantes: (a) II, (b) I, (c) III e (d) IV. Os pontos (Lati, Loni) e (Latf, Lonf) são as posições iniciais e finais do VCAN, respectivamente.

Tabela 3. 3 - Condições das posições iniciais e finais do sistema para cada orientação.

Orientação	Condição
Norte	$latf > lati$ e $lonf = loni$
Sul	$latf < lati$ e $lonf = loni$
Leste	$latf = lati$ e $lonf > loni$
Oeste	$latf = lati$ e $lonf < loni$

Não houve deslocamento quando o sistema permaneceu estacionário (distância percorrida nula), porém o número foi contabilizado assim como o número de casos sem inclinação vertical. Após determinação do ângulo  $\theta$ , utilizaram-se os limiares da Figura 3.3 para estabelecer o ponto colateral correspondente a este ângulo. As linhas contínuas e tracejadas delimitam o intervalo angular correspondente a cada ponto colateral. Nota-se que os valores dos ângulos seguem a orientação matemática crescendo no sentido anti-horário com o valor  $0^\circ$  no ponto colateral da rosa dos ventos que tem orientação para leste (E), na qual também corresponde ao ângulo de  $360^\circ$ .

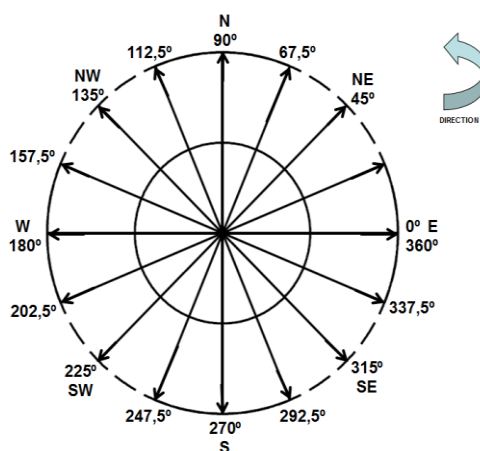


Figura 3. 3- Rosa dos ventos indicando os limiares dos ângulos (graus), correspondentes aos pontos colaterais.

A Figura 3.4 é um exemplo de como serão exibidos os resultados no capítulo 4, referentes à direção do movimento e inclinação vertical dos VCANs. A escala com diferentes preenchimentos equivale às classes de número de vórtices (ou eventos). Para cada ponto colateral, existem quatro abas contendo círculos enumerados como 6, 12, 18 e 24, as quais correspondem ao número de

vórtices que se deslocaram para a direção desse ponto colateral, nos seguintes intervalos de tempo após a formação: 0-6, 6-12, 12-18 e 18-24 horas, respectivamente. Isso quer dizer que a direção de movimento e a inclinação vertical do vórtice serão obtidas para o primeiro dia do ciclo de vida do sistema, em intervalos de 6 horas. Os quatro círculos centrais da Figura 3.4 representam o número de vórtices estacionários, sendo que o círculo interior indica esse número no intervalo 0-6 horas e o mais externo no intervalo 18-24 horas após formação. Em geral, vê-se que a predominância é de 100-150 casos estacionários até 18 horas da formação, embora neste mesmo intervalo, a orientação predominante dos que se deslocam (40 a 60 casos) é para oeste, noroeste e leste. No intervalo 18-24 horas, o número de casos estacionários é de 60-100, dos que se propagam para oeste é de 40-60 casos e para noroeste e leste é de 20-40 casos. Esse tipo de análise também foi feito para a inclinação vertical em direção à superfície.

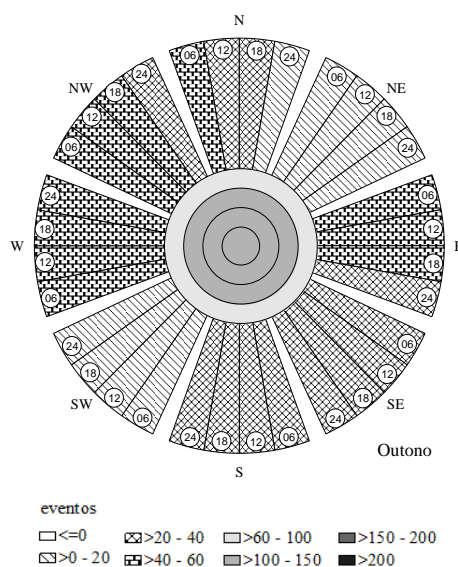


Figura 3. 4 - Direção do movimento dos VCANs no Outono para os intervalos 0-6, 6-12, 12-18 e 18-24 horas após a formação, de 1984 a 2013.

### 3.2.1.2.2. Profundidade e intensidade

Foi feita uma avaliação da profundidade e da intensidade de cada VCAN nos instantes em que ocorreram a formação, profundidade máxima e dissipação.



Considera-se que tais instantes representam estágios do ciclo de vida do sistema. Nos instantes da formação e dissipação, a profundidade do VCAN foi obtida através da procura pelo mínimo nível alcançado, enquanto que a profundidade máxima foi definida como a extensão vertical mais profunda adquirida pelo vórtice no ciclo de vida. Caso o sistema tenha mais de um horário com a mesma extensão vertical, o primeiro horário foi considerado como sendo o instante da profundidade máxima. Os horários de ocorrência de cada estágio e as profundidades alcançadas foram contabilizados e apresentados na forma de histogramas sazonais para visualização dos resultados.

A intensidade do VCAN foi determinada através do mínimo valor de vorticidade relativa (VR) ciclônica em cada nível que compõe a estrutura vertical. Por sua vez, esta intensidade foi analisada através do *Box-plot*, por ser uma variável com grande dispersão dos dados. Como pode ser visto na Fig. 3.5, o primeiro quartil (Q1) é o limite inferior do *Box*, o segundo quartil (Q2) é a mediana, representada por uma linha horizontal que atravessa o *Box* e o terceiro quartil (Q3) é o limite superior do *Box*. O *Box-plot* informa que 25% dos valores de VR são menores do que Q1, 50% são menores do que Q2 e 75% são menores do que Q3. Outra informação que pode ser extraída é que os limites dos pontilhados, que cortam o centro do *Box* na vertical, estabelecem os valores extremos (mínimo e máximo) dos dados. Os valores atípicos ou *outliers* (valores muito afastados da grande maioria dos dados) estão representados na forma de pequenos círculos, que se posicionam fora da área delimitada pelos pontilhados na vertical (MORETTIN; BUSSAB, 2013).

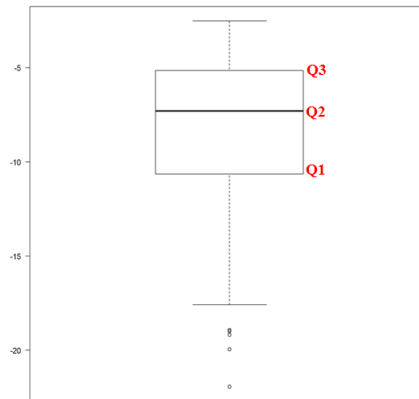


Figura 3. 5 - Ilustração de um *Box-plot*.

Em adição, foi investigada a variabilidade interanual da intensidade, profundidade e da duração dos VCANs e provável associação com períodos de anos com eventos El Niño e La Niña. Para esta análise, optou-se por considerar o trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF) de cada ano, por conter o maior número desses sistemas. Para averiguar o comportamento da intensidade dos VCANs durante estes eventos da OS, foi feito o cálculo da média anual dos mínimos valores de vorticidade relativa dos casos. Para avaliar a extensão vertical, recorreu-se ao cálculo do número médio de sistemas por camada atmosférica mais profunda.

### 3.2.1.3. Compostos

A construção de um composto é uma forma conveniente de se encontrar um padrão especial para o comportamento de um sistema. Na construção do composto deste estudo, foi levada em consideração a posição dos VCANs como sendo o ponto central do domínio. Esta metodologia é uma opção interessante, pois foram evitadas suavizações dos campos das variáveis atmosféricas analisadas.

#### 3.2.1.3.1. Grupos

Inicialmente, os VCANs foram selecionados da climatologia que foi obtida com o método automático considerando o período de 2003 a 2013, quando foi

possível se ter a disponibilidade dos dados de precipitação do CMORPH. Em seguida, os casos foram dispostos em quatro grupos com características em comum, segundo critérios mostrados na Tabela 3.4. Foram agrupados como casos profundos àqueles que apresentaram pelo menos um horário do ciclo de vida com profundidade máxima até o nível de 1000 ou 925 hPa. Os casos rasos são todos aqueles que alcançaram profundidade máxima na camada 200-250 hPa. Essa camada conduziu certa atenção pelo fato de ter apresentado um número inferior de sistemas, quando comparada aos que permaneceram no nível de 200 hPa ou aos que se estenderam até 300 hPa.

Para agrupar os casos rápidos e lentos, calculou-se a velocidade média do centro de cada sistema no nível de 200 hPa dividindo-se a distância total percorrida pela duração. Em seguida, calcularam-se a velocidade média total e o desvio padrão que apresentaram os seguintes valores:  $\bar{V}_{total} = 9,2ms^{-1}$   $\sigma = 5,2ms^{-1}$ . Os sistemas que apresentaram velocidade média superior a  $\bar{V}_{total} + \sigma = 14,4ms^{-1}$  foram dispostos no grupo dos rápidos e os que apresentaram valores inferiores a  $\bar{V}_{total} - \sigma = 4ms^{-1}$  constituíram o grupo dos lentos.

Tabela 3. 4 - Grupo, critério e a frequência de VCANs para a construção dos campos compostos, de 2003 a 2013.

<b>Grupo</b>	<b>Critério</b>	<b>Frequência</b>
Profundos	Profundidade máxima até 1000 ou 925 hPa	33
Rasos	Profundidade máxima até 250 hPa	45
Rápidos	$\bar{V} > 14,4ms^{-1}$	61
Lentos	$\bar{V} < 4ms^{-1}$	53

No total de cada grupo da Tabela 3.4, foram encontrados casos que puderam ser inclusos em mais de um grupo simultaneamente, entretanto, como a frequência é pequena quando comparada ao total do grupo, considerou-se que esses casos pertencem ao grupo com maior número. Isto pode ser consolidado observando a Figura 3.6 que apresenta o número de casos por grupo segundo

profundidade máxima alcançada. Note que a profundidade máxima dos lentos e rápidos é preponderante no nível de 300 hPa com 15 e 17 casos, respectivamente, embora ocorra distribuição do número total de casos em níveis em torno da média troposfera, ou seja, a maioria desses dois grupos apresentam extensão vertical diferente dos rasos e profundos.

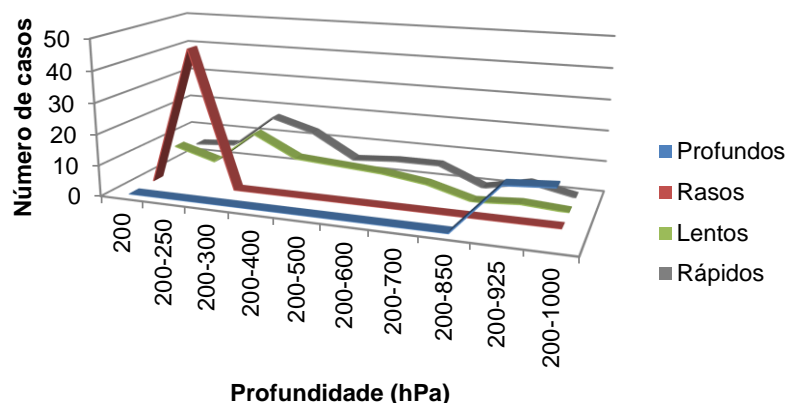


Figura 3. 6 - Frequência dos VCANs por grupo de acordo com a profundidade máxima.

### 3.2.1.3.2. Campos

Os campos compostos foram construídos para cada grupo que contém  $n$  VCANs (Tab. 3.4) do nível de 200 ao de 1000 hPa. Foram feitos cortes verticais com dimensões  $60^\circ$  de latitude e  $100^\circ$  de longitude, concêntricos ao centro de cada caso posicionado no nível de 200 hPa e estendidos até o nível de 1000 hPa. Estes cortes verticais foram feitos nas grades dos dados das variáveis: velocidade meridional e zonal do vento, movimento vertical (omega), umidade específica, umidade relativa, temperatura e vorticidade relativa. As seções verticais do corte meridional e zonal destas variáveis foram construídas na camada 200-1000 hPa. Para a variável temperatura, foi construída a seção vertical do desvio zonal através da remoção da média zonal da temperatura em cada nível de pressão. O composto da precipitação foi baseado na posição do VCAN no nível de 200 hPa de forma que o centro desse sistema coincide com o centro do composto. Os campos compostos de todas as variáveis foram

obtidos em três instantes do ciclo de vida do sistema: formação (*F*), dissipação (*D*) e intensidade máxima (*IM*), definida como o mínimo de vorticidade relativa adquirido pelo VCAN no nível de 200 hPa. Cada um desses instantes representa o estágio do ciclo de vida correspondente.

### **3.2.2. Estudo numérico**

#### **3.2.2.1. Modelo regional**

O *Weather Research and Forecast* (WRF) é um modelo atmosférico de mesoescala, considerado o estado da arte em modelagem regional. É totalmente compressível e faz uso das equações não hidrostáticas com opção para hidrostática. Há dois núcleos de solução dinâmica no WRF: o *Advanced Research Weather Research* (ARW) e o *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM) desenvolvidos pelo NCEP e NCAR, respectivamente. O processo de simulação nesse modelo é dividido em três partes principais: o pré-processamento (*WRF Preprocessing System - WPS*), no qual os dados são descompactados e as variáveis de entrada são interpoladas horizontalmente e verticalmente na grade do modelo, a etapa de processamento das integrações físicas (simulações numéricas) e o pós-processamento, no qual as saídas são convertidas para um formato de disseminação das variáveis.

O WRF foi desenvolvido através da colaboração entre vários centros de pesquisa como o NCAR e o NCEP/NOAA, que utilizam o modelo tanto operacional para a previsão numérica de tempo e clima, quanto para a pesquisa. Além disso, conta com uma ampla comunidade e tutoriais para apoio. Encontra-se disponível gratuitamente no website: <http://www.mmm.ucar.edu/WRF/users>. O modelo WRF - ARW na versão 3.6.1 foi utilizado para processar as simulações deste estudo. Esta versão está sendo usada operacionalmente em alguns projetos e pesquisas do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) - INPE.

As equações do WRF - ARW são formuladas empregando a coordenada vertical sigma ( $\sigma$ ) que acompanha o terreno em níveis próximos à superfície, como ilustrado na Figura 3.7. Esta coordenada é definida, segundo a Equação 3.1, como:

$$\sigma = \frac{P - P_{ht}}{P_{hs} - P_{ht}} \quad (3.1)$$

Em que:  $P_{hs}$  é pressão à superfície,  $P_{ht}$  é a pressão no topo do domínio e  $P$  é a pressão de interesse.

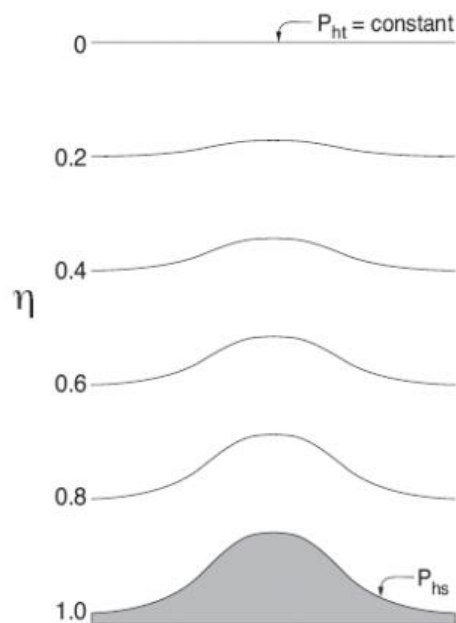


Figura 3. 7 - Coordenada  $\sigma$  do WRF - ARW.

Fonte: Skamarock et al. (2008).

As integrações no modelo são resolvidas com o esquema Runge-Kutta de 2ª e 3ª ordens para modos de baixa frequência (fenômenos meteorológicos), enquanto que os modos de alta frequência (ondas sonoras) são resolvidos com um passo de tempo menor para manter a estabilidade numérica (Skamarock et al. 2008). As resoluções das equações são obtidas na grade de Arakawa-C (ARAKAWA; LAMB, 1977) para discretização horizontal das variáveis meteorológicas. Diversas opções físicas podem ser encontradas no WRF: microfísica (14), parametrização de convecção (11), camada limite planetária

(10), camada superficial (7), camada de superfície terrestre e radiação de onda curta (6), radiação de onda longa (5), física do oceano (2) e turbulência de sub-grade (4).

Neste estudo, o domínio do modelo cobre a área 85° W - 20° E e 20° N - 35° S, como ilustra o retângulo com a cor em vermelho na Figura 3.8. A escolha deste domínio justifica-se pelo fato de cobrir toda a área de atuação do VCAN selecionado e da localização da AB.

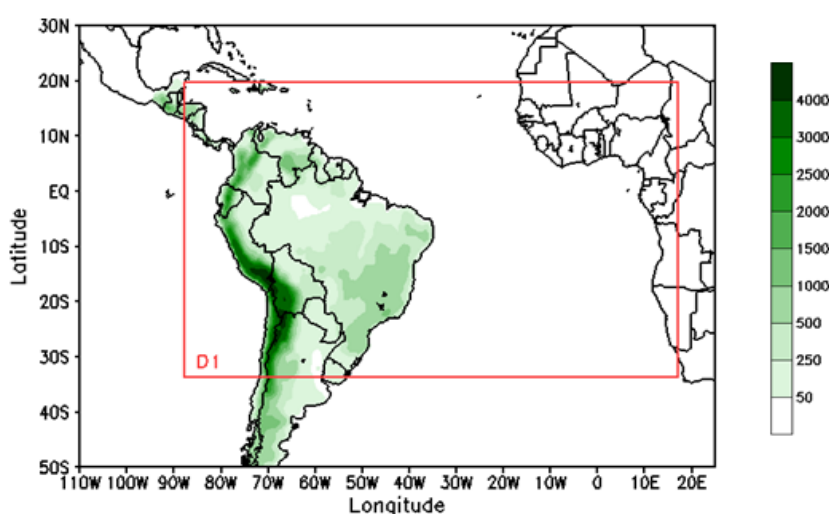


Figura 3. 8 - Domínio de integração do modelo WRF-ARW.

A configuração física do modelo utilizada nas simulações numéricas está apresentada na Tabela 3.5. Três opções para parametrizar a convecção cumulus foram selecionadas: *Kain-Fritsch-ETA*, *Grell-Devenyi* e *Betts-Miller-Janjic*, enquanto que o esquema *Thompson* foi escolhido para parametrizar a microfísica de nuvens. A opção utilizada para a parametrização da camada limite planetária é o esquema *Yonsei University (YSU)* e para a radiação de onda longa utilizou-se o esquema *Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)*. O esquema *Monin-Obukhov* é a opção para parametrizar a camada superficial e o esquema *Dudhia* para estimar a radiação de onda curta.

Tabela 3. 5 - Parametrização física e opção utilizada no modelo para as simulações numéricas.

<b>Parametrização</b>	<b>Opção do esquema</b>
Convecção cumulus	<i>Kain-Fritsch-ETA / Grell-Devenyi / Betts-Miller-Janjic</i>
Microfísica de nuvens	<i>Thompson</i>
Camada limite planetária	<i>Esquema YSU</i>
Camada superficial	<i>Monin-Obukhov</i>
Radiação de onda curta	<i>Dudhia</i>
Radiação de onda longa	<i>RRTM</i>

### 3.2.2.2. Simulações numéricas

Utilizaram-se o espaçamento de grade horizontal de 20 km e 54 níveis na vertical para as simulações, após testes realizados. Além disso, utilizaram-se um *time step* de 60 segundos e a projeção Mercator. Os dados a cada 6 horas das análises FNL do GFS foram usados como condições iniciais e de fronteira. As integrações do modelo foram feitas para o período de 240 horas, abrangendo o ciclo de vida do VCAN profundo que foi selecionado. Estas integrações foram inicializadas em 11 de janeiro de 2011 1800 UTC, exceto nas simulações S10 e S11, na qual o início da integração foi em 8 de janeiro de 2011 1800 UTC e as saídas foram disponibilizadas a cada 6 horas. As análises FNL também foram usadas para validar as saídas do modelo, embora a precipitação simulada tenha sido avaliada através dos dados de precipitação do CMORPH. Para avaliar a intensidade do VCAN simulado, foi necessário degradar as saídas do modelo da grade de 0,2° x 0,2° para a mesma grade da análise GFS de 0,5° x 0,5°.

A simulação principal, denominada de simulação controle (SC), foi escolhida como a que melhor representou a observação durante a formação e o desenvolvimento do vórtice, dentre três parametrizações cumulus. Após comparações, optou-se pela simulação S3, com parametrização cumulus *Kain-Fritsch* a partir de agora passando a ser nomeada como SC pelo fato da posição e da extensão horizontal da circulação do VCAN nas primeiras 120



horas ter sido mais próximas da observação. Essa escolha é consistente com os resultados sobre sensibilidade da parametrização de convecção dos estudos de Morais et al. (2015), os quais também sugeriram o esquema Kain-Fritsch do modelo *Meso-scale Model* (MM5) como tendo melhor desempenho em representar um caso de VCAN que atuou no NEB.

A Tabela 3.6 apresenta uma descrição detalhada das simulações que foram efetuadas. As simulações S4 e S11 correspondem à retirada completa do aquecimento da atmosfera devido à LCL da convecção cumulus e microfísica de nuvens. Para a realização desses dois experimentos, foi necessário fazer alterações nos valores de algumas variáveis do *namelist* do modelo. Ativou-se a variável *no\_mp\_heating* = 1 que tem a função de desligar a LCL da microfísica de nuvens e desativou-se a variável *cu\_physics* = 0 para anular o aquecimento pela LCL da convecção cumulus. As demais simulações correspondem a uma redução do aquecimento pela LCL por um fator de porcentagem. O objetivo é avaliar a resposta da circulação tropical a este controle quantitativo do aquecimento diabático e especificamente examinar a influência na formação e desenvolvimento do VCAN. Neste caso, foi necessário realizar alterações dentro do código do esquema *Kain-Fritsch-ETA*, multiplicando a tendência da temperatura pela porcentagem de redução desejada para mudar o aquecimento pela LCL da convecção cumulus e microfísica de nuvens. As simulações S5, S6 e S7 da Tab. 3.6 foram efetuadas para verificar o efeito por um fator do aquecimento fornecido pela microfísica de nuvens, mantendo a convecção cumulus em 100%, ao contrário das simulações idealizadas S8 e S9, as quais correspondem às alterações por um fator de aquecimento fornecido pela convecção cumulus e preservando a microfísica de nuvens em 100%. As simulações S10 e S11 foram inicializadas no modelo com quatro dias que antecedem a formação do VCAN para investigar quais seriam as alterações na circulação tropical e conseqüentemente no VCAN, caso a fonte de calor fosse previamente retirada.

Tabela 3. 6 - Descrição das simulações numéricas.

Experimento	Descrição	Física úmida	
		Cumulus (CM)	Microfísica (MP)
S1=CM+MP	Teste da convecção cumulus	<i>Grell-Devenyi</i>	<i>Ativada</i>
S2=CM+MP	Teste da convecção cumulus	<i>Betts-Miller-Janjic</i>	<i>Ativada</i>
SC=CM+MP	Simulação controle	<i>Kain-Fritsch-ETA</i>	<i>Ativada</i>
S4=0,0CM+0,0MP	Retirada completa do aquecimento latente	<i>Desativada</i>	<i>Desativada</i>
S5=CM+0,0MP	100% do calor latente dos cumulus e 0% da microfísica	<i>Ativada</i>	<i>Desativada</i>
S6=CM+0,5MP	100% do calor latente dos cumulus e 50% da microfísica	<i>Ativada</i>	<i>Ativada</i>
S7=CM+0,75MP	100% do calor latente dos cumulus e 75% da microfísica	<i>Ativada</i>	<i>Ativada</i>
S8=0,5CM+MP	50% do calor latente dos cumulus e 100% da microfísica	<i>Ativada</i>	<i>Ativada</i>
S9=0,75CM+MP	75% do calor latente dos cumulus e 100% da microfísica	<i>Ativada</i>	<i>Ativada</i>
S10=CM+MP	Mantendo previamente a física do modelo	<i>Ativada</i>	<i>Ativada</i>
S11=0,0CM+0,0MP	Retirada prévia completa do aquecimento latente	<i>Desativada</i>	<i>Desativada</i>

## 4 CLIMATOLOGIA DOS VCANS

Nesta primeira etapa do estudo, é apresentada uma climatologia de 30 anos (de 1984 a 2013) dos VCANS, identificados por meio do método objetivo, proposto na seção anterior. O propósito é diagnosticar algumas características destes sistemas, em três diferentes estágios do ciclo de vida: formação, dissipação e profundidade máxima.

### 4.1. Duração e distância total

A Fig. 4.1 mostra o histograma de frequência relativa de VCANS, distribuindo o ciclo de vida em classes de dias. No total, foram encontrados 1753 VCANS. A maior frequência é de 47% que ocorre no verão, corroborando estudos anteriores (KOUSKY e GAN, 1981; RAMIREZ et al. 1999; COUTINHO, 2008), enquanto que a menor frequência é de 7% que prevalece no inverno, como detectado por Coutinho (2008). É possível notar que, em todas as estações do ano, a maior parte dos VCANS analisados tem duração de 1 a 3 dias, totalizando em torno de 76% de casos no verão, 88% na primavera, 86% no outono e 99% no inverno. Dessa forma, pode-se dizer que são sistemas com ciclo de vida relativamente curto, como observado por Ramirez et al. (1999) e Coutinho (2008). Vê-se ainda que para classes de dias maiores, o número de VCANS tende a diminuir. Por exemplo, para a classe de 4 a 6 dias, foram encontrados em torno de 13% no verão, 8% na primavera, 12% no outono e 1% no inverno. Como se pode notar, não foram localizados VCANS que perduram sete dias ou mais no inverno. Além disso, nas demais estações do ano, vê-se que a frequência de duração nesta classe é inferior, do que nas primeiras classes, e corresponde a aproximadamente 6% no verão, 2% na primavera e 1,8% no outono. Cabe ressaltar que VCANS com período de vida longo, isto é, maior ou igual a 10 dias, são vistos no verão, com 3,6% dos casos e na primavera, com 2%.

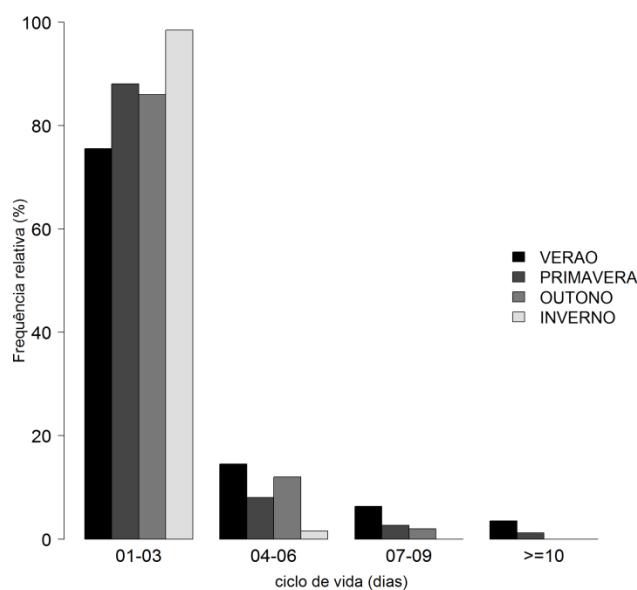


Figura 4. 1 - Frequência relativa (%) de VCANs para classes de ciclo de vida (dias), de 1984 a 2013.

A Fig. 4.2 mostra a frequência relativa de VCANs de acordo com a distância total percorrida. A maior parte dos VCANs percorre no máximo 2000 km em todas as estações do ano, correspondente a 79,5% na primavera, 62,7% no verão, 81,1% no outono e 90,7% no inverno. Não obstante, durante o verão, o percurso total pode alcançar até 11000 km. Há uma semelhança entre os histogramas da primavera e do outono, isto é, a frequência de VCANs é próxima para cada classe de distância total percorrida. Entretanto, o limite máximo percorrido na primavera é de até 9000 km, enquanto que no outono este limite diminui para até 6000 km. No inverno, também há uma diminuição do valor limítrofe para até 4000 km. Tal resultado sugere que os VCANs tendem a percorrer maiores distâncias nas estações mais quentes. Tendo em vista a associação entre as Figuras 4.1 e 4.2, percebe-se que o percurso total tem influência direta do ciclo de vida do VCAN. Ou seja, para VCANs com curto período de tempo, o percurso total é menor, ao contrário para casos que duram mais dias que o percurso total é maior.

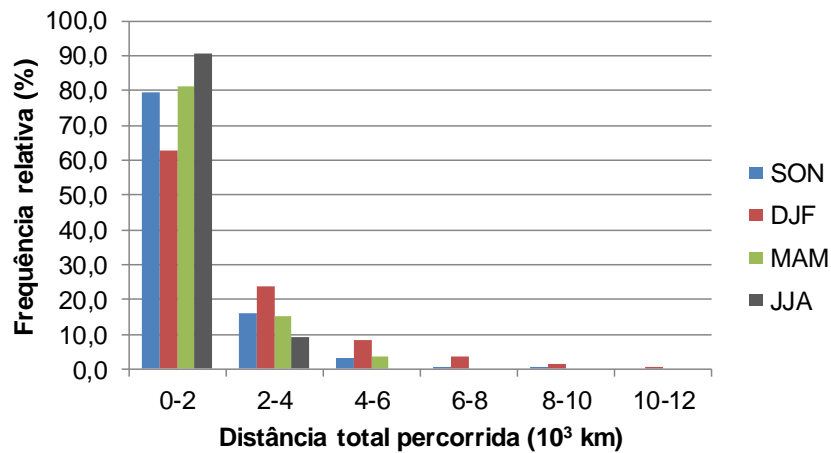


Figura 4. 2 - Frequência relativa de VCANs (%) por distância total percorrida (10<sup>3</sup> km), de 1984 a 2013.

## 4.2. Estágio inicial

Nas primeiras 24 horas após a formação dos VCANs, foram avaliadas as seguintes características: distância percorrida acumulada, direção do movimento e inclinação vertical. O intuito é o de verificar se existe alguma mudança do que já se tem documentado, quando a avaliação é das primeiras horas de vida do sistema.

De acordo com a Fig. 4.3 nas primeiras 6 horas de vida, há um maior número de VCANs que percorre distâncias entre 0 e 500 km, em todas as estações do ano, totalizando 87,3% na primavera (Fig. 4.3a), 85,9% no verão (Fig. 4.3b) 91,8% no outono (Fig. 4.3c) e 93,8% no inverno (Fig. 4.3d). Porém, pode ser visto que alguns casos chegam a percorrer até 1000 km. Para os horários seguintes, este número se distribui para limiares com valores maiores de distância percorrida, de forma que após 12 horas, o máximo percorrido é de 2000 km com exceção do inverno que é de 1500 km. Entretanto, continuam predominando os casos que percorrem entre 0 e 500 km.

Nos histogramas de 18 horas após formação, nota-se que a maioria dos casos passa a se deslocar entre 500 e 1000 km no verão, enquanto que na primavera e no outono, o percurso mais frequente é mantido entre 0 e 500 km. Embora haja uma distinção em termos de número de casos, o limite máximo percorrido é similar entre as estações neste intervalo de tempo de vida do VCAN. Isso porque 0,5% alcançaram 2500 km na primavera e 2,3% alcançaram 2000 km no outono. A máxima distância percorrida de 2500 km foi alcançada no verão com 0,7% dos casos e no inverno com 0,8%. Ainda é possível notar em todas as estações do ano que com 24 horas de vida, ocorre uma maior frequência de VCANs que percorrem entre 500 e 1000 km e 0,4% dos casos apresentam distância máxima de até 3000 km no verão e de até 2500 km na primavera com 2,1%, no outono com 0,7% e no inverno com 1,2%.

Frente a estes resultados conclui-se que em todas as estações do ano, a maioria dos VCANs percorre entre 500 e 1000 km nas primeiras 24 horas do ciclo de vida. Comparando com a Fig. 4.2, isso equivale à metade do percurso total. Sabendo-se que a distância média percorrida encontrada é de 750 km em 24 horas, obtém-se que a maioria dos VCANs, durante o primeiro dia de vida, se desloca com velocidade média de 8,7 m/s. Este valor é próximo ao estudo de Virji (1981), que encontrou velocidade média de 5-7 m/s para VCANs que se direcionam para oeste.

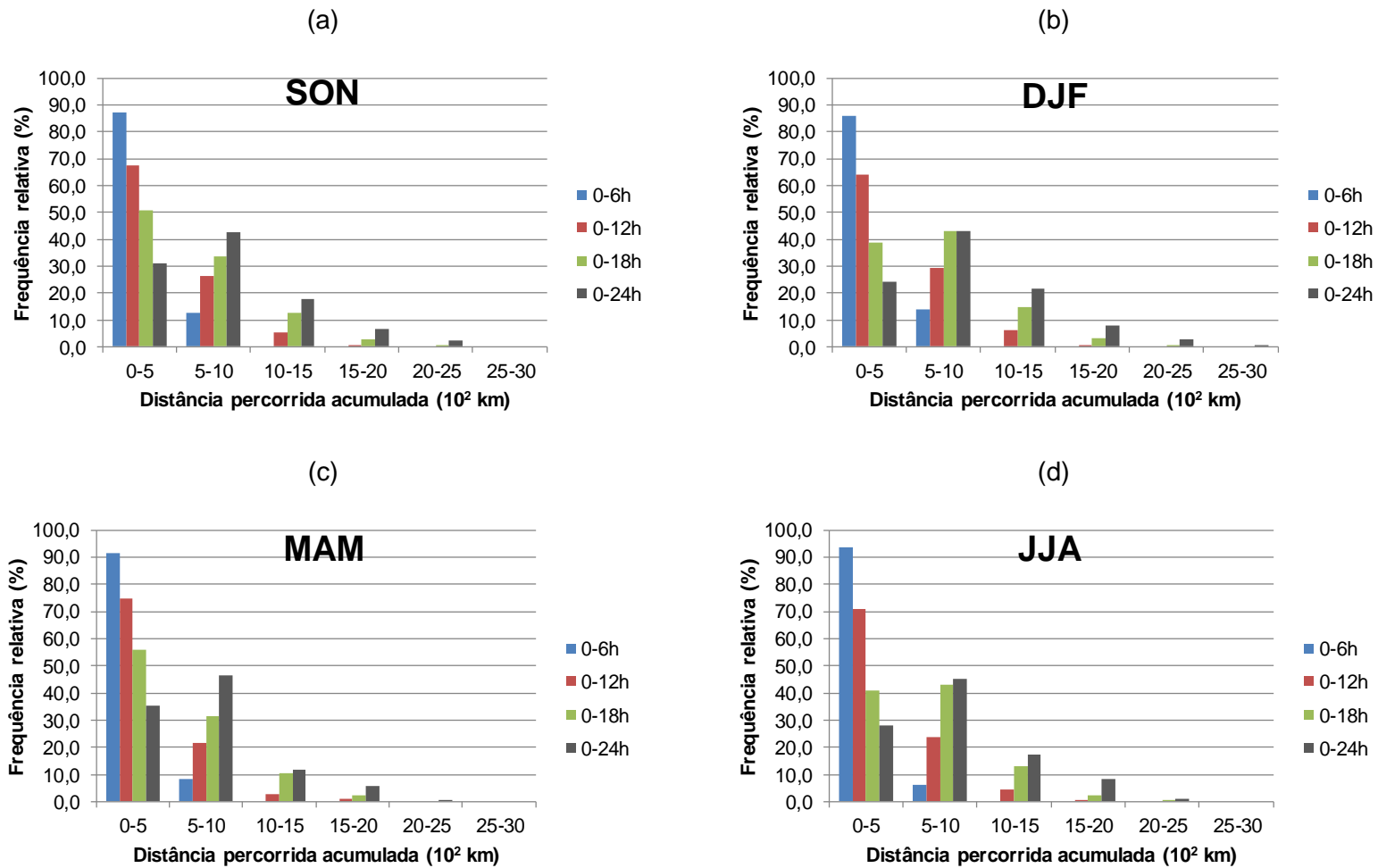


Figura 4. 3 - Frequência relativa de VCANs (%) por distância percorrida acumulada (10<sup>2</sup> km) para 0-6, 0-12, 0-18 e 0-24 horas após a formação, de 1984 a 2013.

A direção de movimento dos VCANs por estação do ano pode ser vista na Fig. 4.4. De maneira geral, é notável uma maior ocorrência de VCANs estacionários, tendo em vista que durante o verão (Fig. 4.4b) é superior a 200 casos nos intervalos 6-12 e 12-18 horas, e de 150 a 200 casos em 0-6 e 18-24 horas. Na primavera (Fig. 4.4a) e no outono (Fig. 4.4c), os casos estacionários pertencem à classe de 100 a 150 (60 a 100) casos em 12-18 (18-24 horas), enquanto que no inverno, são vistos na classe de 20 a 40 casos. Vê-se ainda um número significativo de sistemas que se movimentam para oeste de 100-150 VCANs no verão, 40-60 casos no outono e 60-100 casos na primavera, exceto no intervalo 0-6 horas, quando o número de eventos decresce para a classe 40-60 casos. Resultados que concordam com estudos anteriores (GAN; KOUSKY, 1986; RAMIREZ et al. 1999; REBOITA et al. 2010). A Fig. 4.4d mostra que durante o inverno, entre 1 e 20 casos se desloca, igualmente, para oeste ou para leste, exceto nos intervalos 6-12 e 12-18 horas, quando este número aumenta para o intervalo de classe 20-40 casos. Uma provável explicação sobre a tendência de movimento dos VCANs para oeste foi sugerida por Ramirez et al. (1999), no qual afirmaram que a extensão zonal da Alta da Bolívia em combinação com a atuação do anticiclone, sobre o OATS sudoeste, pode contribuir para essa direção de movimento.

Em termos percentuais, os VCANs que se movimentam para oeste (estacionários) representam 18,2% (26,3%) no verão, 13,5% (31%) no outono, 12,8% (33,7%) no inverno e 18,5% (24,5%) na primavera. Logo, isso significa dizer que existem fatores importantes que mantêm a maioria dos VCANs na mesma posição, durante as primeiras 24 horas de vida. De fato, possivelmente estes sistemas são influenciados pelas características do cavado pré-existente sobre o OATS. Um possível padrão foi detectado por Ramirez et al. (1999), quando os VCANs estavam estacionários de forma que houve predominância de um amplo e intenso cavado, sobre o Pacífico leste, com orientação norte-sul (N-S), compondo a bifurcação dos ventos de oeste, na costa noroeste do OATS.



Com relação aos VCANs que se movimentam para leste e noroeste, é possível notar que a frequência é próxima para cada estação do ano e intervalo de tempo. No verão, corresponde a 100-150 casos nos intervalos 0-6 e 6-12 horas e 60-100 casos em 12-18 e 18-24 horas, enquanto que no outono, o número relativo a estas direções se insere na classe de 40-60 casos nos intervalos até 18 horas e 20-40 casos em 18-24 horas. Assim, pode-se afirmar que o número de casos horários que se movimenta para leste e noroeste é próximo do número de VCANs com direção para oeste, sugerindo que estas direções representam uma preponderância secundária. No inverno e na primavera, as direções para leste e noroeste são distintas apenas no intervalo 6-12 horas. Ainda percebe-se que o mesmo número de casos na classe 0-20 casos é observado em todas as direções no inverno, indicando que não há dominância de direção de movimento dos VCANs.

Em alguns estudos (CALBETE et al. 1996; RAMIREZ et al. 1999; SATYAMURTI; SELUCHI 2007; REBOITA et al. 2010), a frequência da direção do movimento para leste dos vórtices também foi observada. Reboita et al., (2010) encontraram que 55,5% dos VCANs tropicais se moveram para oeste, noroeste ou sudoeste, enquanto que 35% se moveram para leste, sudeste ou nordeste. Os 15% restantes foram de VCANs estacionários. Na presente pesquisa, o total após 24 horas da formação, é de 17% (27,4%) de VCANs com propagação para oeste (estacionários). Provavelmente, o número de eventos estacionários aqui foi maior porque a área de estudo dos autores supracitados é mais restrita, ou seja, delimitada pela região 10° S - 25° S e 20° W - 50° W. Além disso, o movimento dos sistemas aqui foi avaliado apenas no primeiro dia de vida.

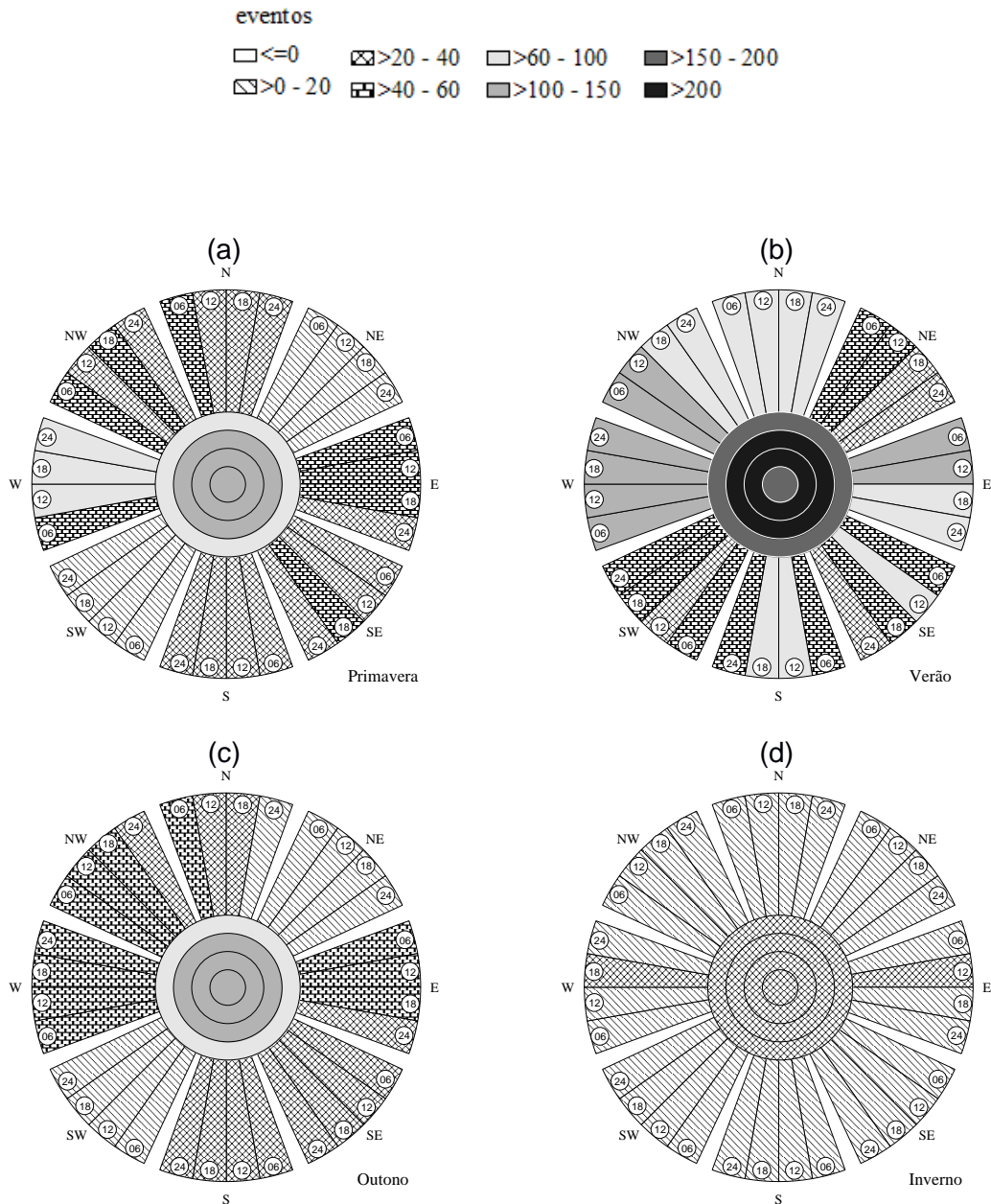


Figura 4. 4 - Direção do movimento dos VCANs para 0-6, 6-12, 12-18 e 18-24 horas após a formação, de 1984-2013.

A inclinação vertical dos VCANs por estação do ano pode ser acompanhada através da Fig. 4.5. Neste caso, a rosa dos ventos foi construída para as camadas da troposfera começando pelo nível de 200 hPa em direção à superfície. Constata-se que o comportamento preponderante da inclinação vertical do VCAN é praticamente o mesmo da alta à média troposfera. Assim, considerando as camadas 200-250 hPa (Fig. 4.5a-d) e 400-500 hPa (Fig. 4.5e-

h), é notável que prevalecem VCANs sem inclinação ou com inclinação para leste com a altura. Porém a inclinação para nordeste tem certa relevância, uma vez que o número de casos é o mais próximo dos que se inclinam para leste. Uma exceção é durante o inverno na camada 400-500 hPa (Fig. 4.5h) quando a predominância secundária é de casos que se inclinam para sudoeste em direção à superfície.

Por outro lado, na camada 500-1000 hPa predominam os VCANs sem inclinação ou a inclinação não fica explicitamente clara, pois é dependente da estação do ano e da camada. Por exemplo, na camada 600-700 hPa (Fig. 4.5j) predominam sistemas que se inclinam para nordeste ou sudeste em direção à superfície durante o verão, para oeste ou leste no outono (Fig. 4.5l), para norte no inverno (Fig. 4.5m) e para sul na primavera (Fig. 4.5i). Para camadas abaixo de 700 hPa, a inclinação vertical tende a ser para nordeste no verão e para sul na primavera, ao passo que, nas outras estações do ano não fica tão claro perceber qual inclinação prevalece. No caso da camada 700-850 hPa, a inclinação é mais provável para oeste no outono (Fig. 4.5p) em direção à superfície e para sudoeste no inverno (Fig. 4.5q). Assim, tais informações revelam que não há uma evidente dominância de inclinação vertical na camada 500-1000 hPa. Provavelmente, deve estar associado ao número de vórtice que é menor, o que diminuem as chances de repetições de classes com a mesma inclinação vertical.

Ressalta-se sobre o considerável número de VCANs que não se inclinam na vertical em toda a troposfera e dos que se inclinam para leste com a altura, conforme mostra a Tabela 4.1. Observa-se na camada 200-250 hPa que há predominância de inclinação dos vórtices para leste no verão com 21,6% e na primavera com 24,6%, assim como na camada 300-400 hPa no inverno com 20% e na primavera com 24,6%, outrossim na camada 500-600 hPa com 18,6% no outono e com 16,7% na primavera. Nas outras camadas, o número de VCANs sem inclinação é preponderante. Estudos prévios elucidam a barotropia como sendo o principal mecanismo de formação dos VCANs (RAO e

BONATTI, 1987; MISHRA et al. 2001; MISHRA et al. 2007; SATYAMURTI; SELUCHI, 2007), o que fornece uma evidente indicação para a predominância de VCANs sem inclinação vertical. Porém, o fato é que dentro de 24 horas após a formação, constatou-se que o número de VCANs que se inclina para leste com a altura é significativo na camada 200-500 hPa, onde em teoria as características dos vórtices são mais expressivas como nível onde se originam e de máxima intensidade.

Tabela 4. 1 - Frequência relativa de VCANs (%) com inclinação vertical para leste com a altura e ausência nas camadas da troposfera 24 h após a formação, de 1984-2013.

<b>Camada (hPa)</b>	<b>Ausência de inclinação vertical</b>			
	<b>Primavera</b>	<b>Verão</b>	<b>Outono</b>	<b>Inverno</b>
200-250	17,1	18,9	24,4	28,8
250-300	30,4	27,8	38,3	24,3
300-400	15,3	18,7	24,6	16,0
400-500	31,5	15,9	34,2	24,0
500-600	14,3	15,8	7,0	20,0
600-700	19,0	20,0	16,7	20,0
700-850	16,7	28,6	28,6	0,0
850-925	20,0	20,0	20,0	100,0
925-1000	50,0	0,0	66,7	100,0
<b>Camada (hPa)</b>	<b>Inclinação vertical para leste com a altura</b>			
	<b>Primavera</b>	<b>Verão</b>	<b>Outono</b>	<b>Inverno</b>
200-250	24,6	21,6	18,3	19,2
250-300	20,9	18,4	16,5	24,3
300-400	24,6	17,7	23,7	20,0
400-500	11,0	8,0	14,5	16,0
500-600	16,7	7,9	18,6	10,0
600-700	9,5	10,0	8,3	0,0
700-850	33,3	14,3	28,6	0,0
850-925	20,0	0,0	20,0	0,0
925-1000	50,0	0,0	0,0	0,0

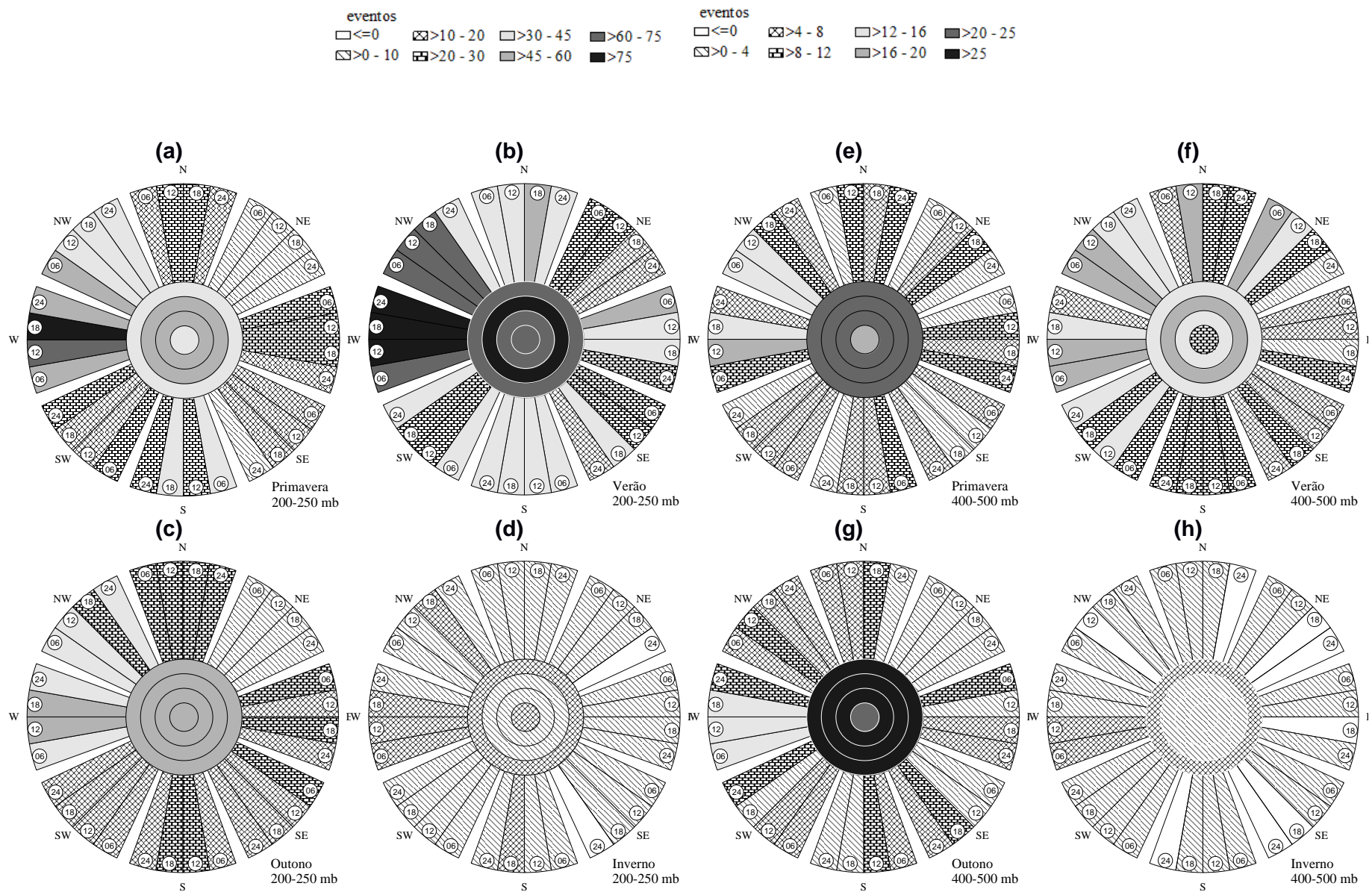


Figura 4. 5 - Inclinação vertical dos VCANs para 0-6, 6-12, 12-18 e 18-24 horas após a formação, de 1984-2013.

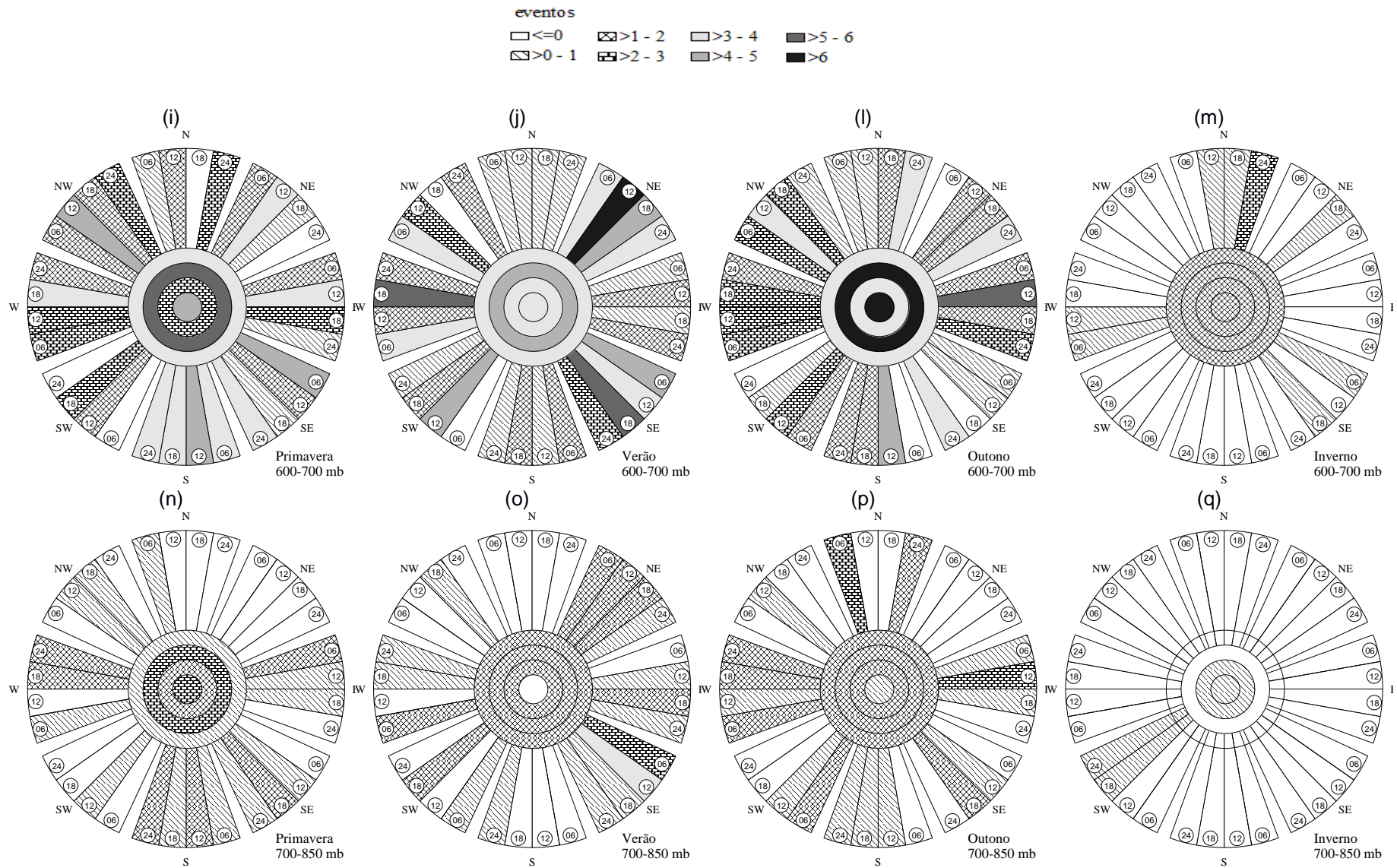


Figura 4.5 – Conclusão.  
54

### 4.3. Evolução

Nesta etapa, a discussão é direcionada aos três estágios do ciclo de vida dos VCANs: formação, dissipação e profundidade máxima. Objetivando avaliar se a intensidade e a profundidade destes sistemas permanecem durante o ciclo de vida ou se há algum estágio em que a característica é menos ou mais marcante, ou ainda se ocorre alguma mudança repentina. Também será verificada a variação do número de vórtices com o ciclo diurno.

Através da Fig. 4.6, é evidente notar que em geral a frequência absoluta de VCANs, considerando o horário de ocorrência do estágio do ciclo de vida, muda pouco especialmente no inverno e no horário as 1800 UTC (Fig. 4.6d). Apesar de que no verão, é fácil notar que a formação e a dissipação destes sistemas (Fig. 4.6b) ocorrem com uma menor frequência (180 casos) 0600 UTC, ao contrário da profundidade máxima, que é mais provável de ocorrer neste horário e as 1800 UTC (Fig. 4.6d) em todas as estações do ano. O menor número de ocorrência de vórtices durante a profundidade máxima é 0000 UTC (Fig. 4.6a) e 1200 UTC (Fig. 4.6c). Ainda pode ser visto, com pouca diferença, comparada aos demais horários, que existe um número maior de 125 casos que se dissipam as 0000 UTC na primavera e no outono, e cerca de 40 casos, 1800 UTC no inverno. A ocorrência da formação e da dissipação no verão prevalece no final da tarde e à noite, o que pode ser confirmado através dos dois máximos de ocorrência as 0000 UTC e as 1800 UTC. Com efeito, como neste período do dia geralmente os processos de convecção são disparados, presume-se que ocorra um aumento do gradiente horizontal de temperatura, vento e umidade entre o centro e a periferia do VCAN, o que é satisfatório para o processo de formação. Em contraposição, convecção isolada pode ser gerada no centro e proximidades deste sistema, o que contribui para diminuir este gradiente e levar à dissipação.

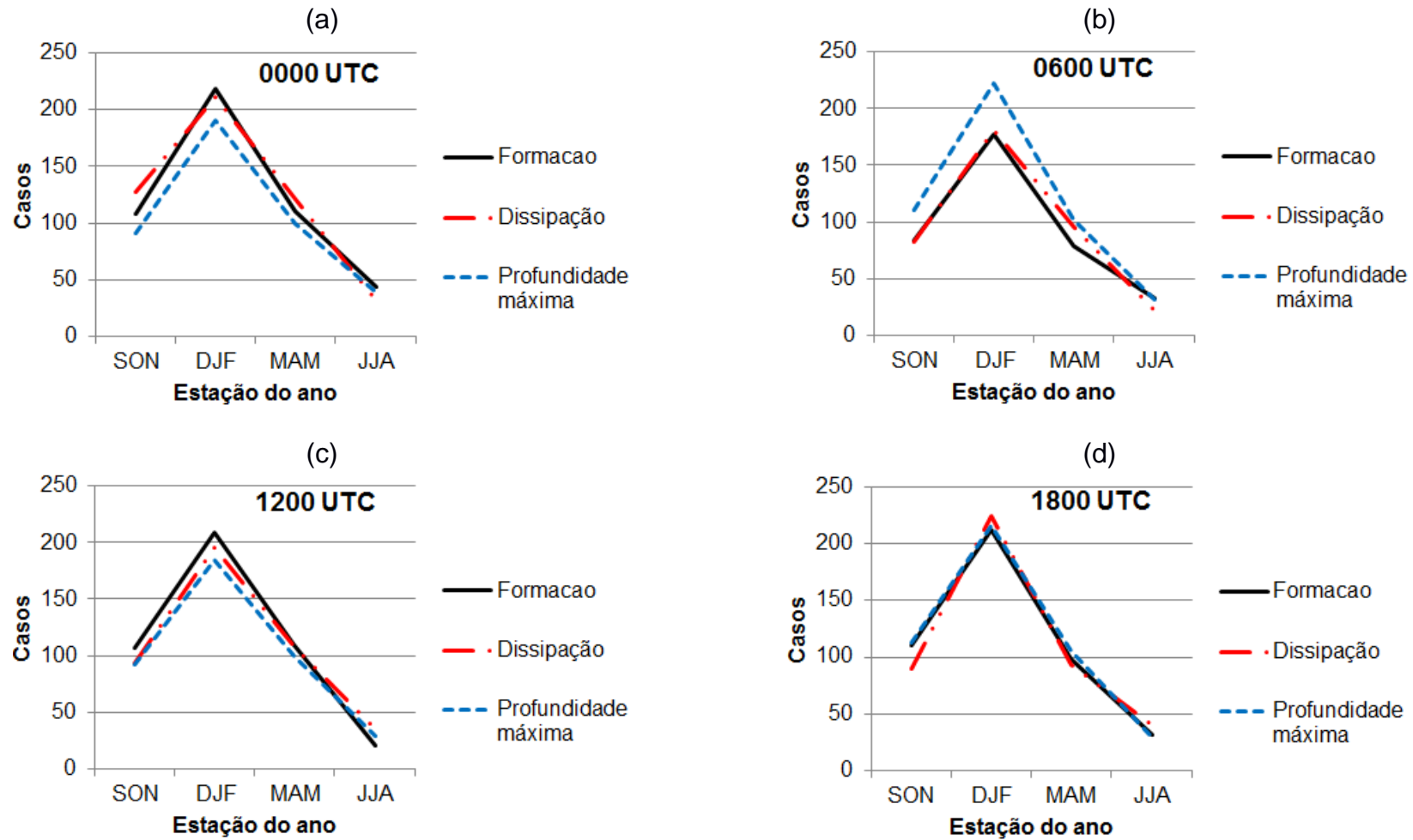


Figura 4. 6 – Frequência absoluta de VCANs em 200 hPa nos horários de formação, dissipação e profundidade máxima para (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC, de 1984 a 2013.



Para averiguar a variabilidade da intensidade dos VCANs em cada nível onde estiveram configurados, foram construídos os diagramas *box-plot* para os três estágios do ciclo de vida. Fazendo uma análise geral, a Fig. 4.7 mostra que a área de dispersão da intensidade muda pouco quando se comparam estes estágios, assim como as medianas são próximas. Geralmente em todas as estações do ano e níveis, a média dos dados coincide com a mediana, se bem que existe uma tendência da intensidade ter uma discreta assimetria negativa, indicando maior dispersão na intensidade dos VCANs mais intensos do que dos fracos. Conforme exemplo da Fig. 4.7b, pode ser visto no nível de 400 hPa, durante o inverno. Observa-se que a mediana não coincide com o valor médio, visto que a linha que a representa está posicionada pouco acima do centro do *box*. Valores extremos (*outliers*) são vistos em menor número no inverno, demonstrando uma menor possibilidade de se ter valores de vorticidade relativa divergindo da maior parte dos dados. Enfatiza-se que a identificação dos *outliers* indica que o método objetivo foi capaz de identificar os extremos dos dados em todas as estações do ano.

A variabilidade da intensidade na camada 200-400 hPa segue, aproximadamente, comportamento similar em cada nível. Tomando-se como exemplo o nível de 200 hPa (Figuras 4.7a) na primavera, observa-se que os mínimos tendem a ser mais negativos, isto é, os VCANs tendem a ser mais intensos, ao contrário do inverno, quando os mínimos são mais fracos na camada 200-250 hPa. Durante o verão, são encontrados mínimos mais fracos nos níveis de 300 e 500 hPa (Fig. 4.7c). Outra característica na camada 200-500 hPa da troposfera é o intervalo interquartil variar de  $-13 \times 10^{-5} s^{-1}$  a  $-5 \times 10^{-5} s^{-1}$ , bem como os mínimos são menores do que na camada 500-1000 hPa, principalmente nos níveis de 200 hPa e 250 hPa, onde os valores são em torno de  $-20 \times 10^{-5} s^{-1}$ . Valores de mínimos próximos a este foram encontrados nos estudos de Costa (2009), o qual mostrou que em torno de 67 % (26%) dos casos apresentaram máxima intensidade em 200 (250) hPa. Relativo ao inverno, é notável que nos níveis de 300 hPa (*Figura não mostrada*) e 400 hPa (Fig. 4.7b), o intervalo interquartil é maior do que nos demais níveis acima.

Sugerindo maior dispersão entre os valores da intensidade dos VCANs. Ao contrário, no verão ainda em 400 hPa, o intervalo interquartil é menor e revela que os sistemas apresentam valores de vorticidade relativa mais próximos, quando comparados aos níveis mais acima.

Abaixo do nível de 500 hPa (Fig. 4.7c), a dispersão da intensidade tende a diminuir, pois o *box* demonstra menor dimensão. Além disso, observa-se que o intervalo interquartil varia de  $-7 \times 10^{-5} s^{-1}$  a  $-2.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ , desta forma se aproximando do valor máximo de intensidade, em virtude dos VCANs serem mais fracos. Cabe ressaltar que o mínimo mais negativo (em torno de  $-13 \times 10^{-5} s^{-1}$ ) é maior do que na camada 200-500 hPa. Novamente, observa-se que os mínimos na primavera tendem a ser mais negativos, por conseguinte os VCANs são mais intensos. À medida que se aproxima da superfície, os *outliers* diminuem. De fato, proporcional ao número desses sistemas que diminui para níveis mais baixos. Durante o inverno, a Fig. 4.7d mostra que no nível de 850 hPa não foram identificados VCANs no estágio de dissipação. Outrossim, ocorreu até a superfície, exceto no nível de 925 hPa (Figura não mostrada). Enquanto que na formação, os VCANs foram identificados em todos os níveis nesta estação do ano. Em outras palavras, isto quer dizer que no inverno é mais provável que existam casos com estrutura vertical que tenham reflexo até a superfície no estágio de formação do que de dissipação.

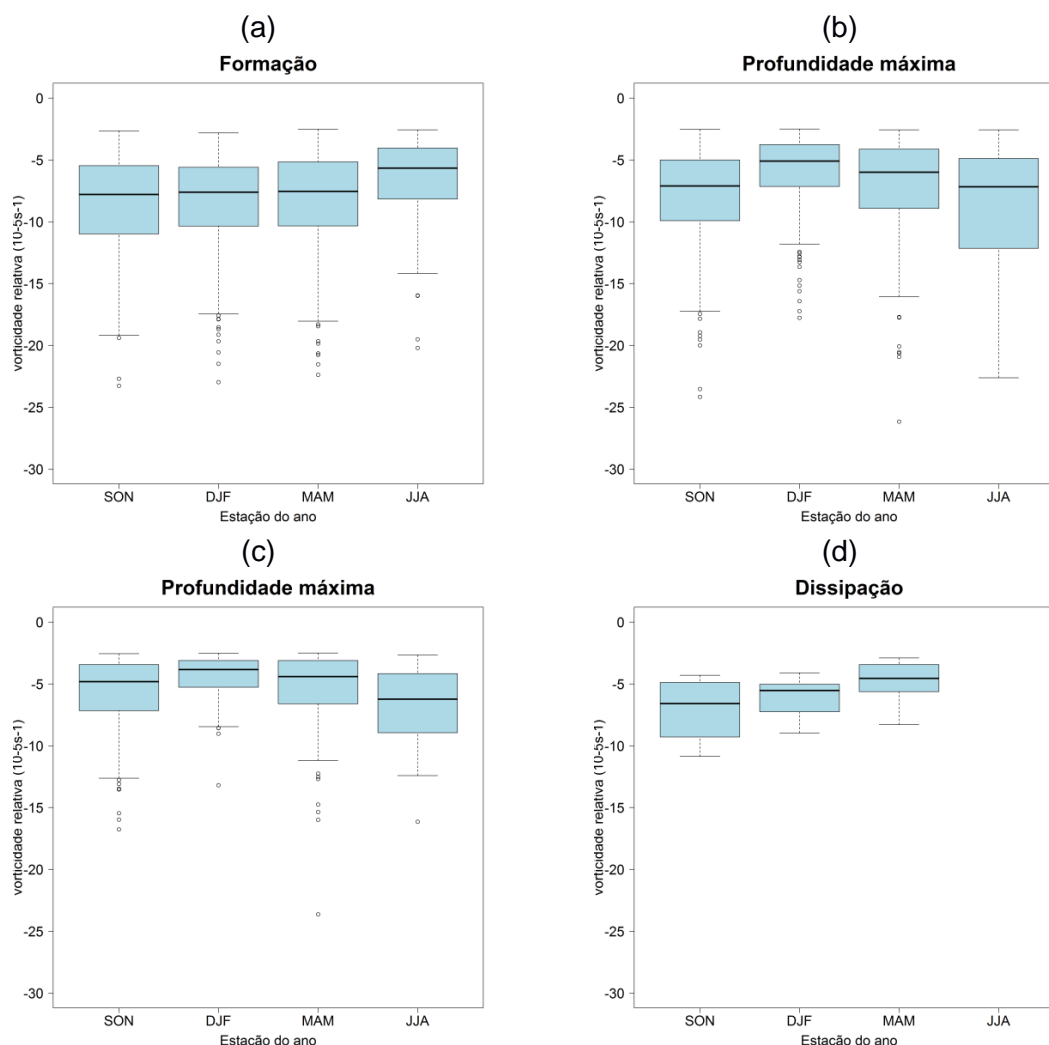


Figura 4. 7 - Box-plot da vorticidade relativa ciclônica ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) dos VCANs para os níveis de: (a) 200 hPa, (b) 400 hPa, (c) 500 hPa e (d) 850 hPa nos estágios do ciclo de vida, de 1984 a 2013.

Através da Fig. 4.8, é possível avaliar a frequência relativa de VCANs de acordo com a extensão vertical para os três estágios do ciclo de vida. É evidente notar expressivas similaridades entre essa frequência na formação (Fig. 4.8a) e dissipação (Fig. 4.8c) em todas as camadas. Por exemplo, a frequência de VCANs que se aprofundou na camada 200-300 hPa, durante a formação (dissipação), corresponde a 18,8% (19,6%) na primavera, 15,4% (15,6%) no verão, 18,1% (18,9%) no outono e 7,3 (17,2%) no inverno. Os casos que não se aprofundaram, ou ainda, que permaneceram em 200 hPa, no estágio de formação (dissipação) é de 52,1% (52,9%) no verão, 35,2% (37,8%) na primavera, 39,8% (40%) no outono e 44,5% (52,3%) no inverno.

Considerando o número total, isto significa que 16,2% (17,4%) dos VCANs se formam (dissipam) com profundidade na camada 200-300 hPa e 45% (46,4%) não apresentam profundidade na formação (dissipação).

Ainda é possível notar que ocorre um declínio da frequência de VCANs que se aprofundam até 250 hPa em todas as estações do ano nesses estágios, quando comparada ao número dos que permanecem em 200 hPa. Assim, o total é de 10,2% de casos na formação e 8% na dissipação que se aprofundam até 250 hPa. Seguida da camada 200-300 hPa, a preponderante para a formação e dissipação dos VCANs é a camada 200-400 hPa com total de 12,7% e 13,2% dos casos, respectivamente. Com exceção do inverno na formação, quando mais casos se aprofundam na camada 200-250 hPa. Essas diferenças na frequência entre os estágios de formação e dissipação são justificáveis por dois motivos. O primeiro motivo é pelo fato de que existem VCANs que se formam no final de uma estação e podem se prolongar até a estação seguinte. O segundo motivo é que existem VCANs que se configuraram inicialmente em uma camada, porém chega à dissipação mais profundo, raso ou se mantem no nível de 200 hPa. Vale ainda destacar que à medida que se aproxima de baixos níveis, o número de VCANs tende a diminuir, indicando para um número menor de casos que se formam ou se dissipam com extensão vertical profunda.

De acordo com a Fig. 4.8b, a profundidade máxima dos VCANs é variável em todas as estações do ano. Porém do total, o número de VCANs é preponderante na camada 200-300 hPa com 19,2% seguida da camada 200-400 hPa com 17,9% e dos que permanecem em 200 hPa com 17,1%, apenas 2% se estendem entre o nível de 200 e 1000 hPa. Fazendo uma avaliação sazonal durante o verão, a predominância é de VCANs que não se aprofundam com 20%, sendo que esta porcentagem é a mesma dos que se aprofundam na camada 200-400 hPa. É importante destacar sobre a ocorrência de um número de VCANs com extensão vertical profunda nesta estação do ano correspondente a 1,4% do que se estendem na camada 200-850 hPa, 3,8% na

camada 200-925 hPa e 1,6% que se estendem até a superfície. A máxima profundidade da maioria dos VCANs na primavera é na camada 200-300 hPa, 23,8% e no outono 18%. Com relação ao inverno, 18,8% não se aprofundam. A estatística demonstra que 30,5% dos VCANs permanecem no nível de 200 hPa durante o ciclo de vida e a maior parte dos VCANs que se formam na camada 200-250 hPa prevalecem com esta profundidade até o estágio de dissipação. Ademais, apesar da dominância de VCANs rasos no inverno, foram encontrados 2 casos na camada 200-925 hPa e 1 caso entre o nível de 200 e 1000 hPa.

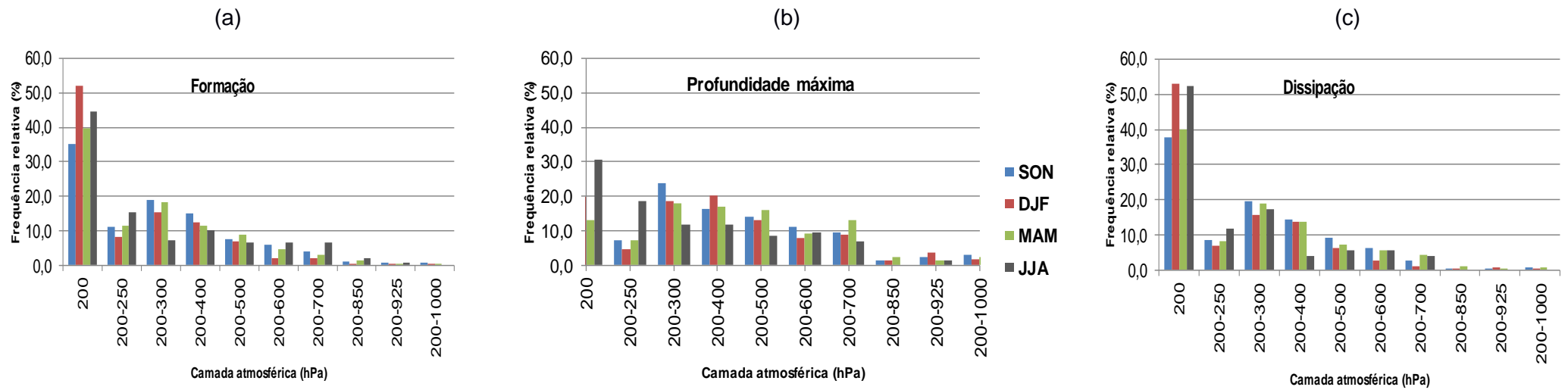


Figura 4. 8 - Frequência relativa de VCANs (%) por camada atmosférica (hPa) nos estágios de: (a) formação, (b) profundidade máxima e (c) dissipação, de 1984 a 2013.

#### 4.4. Variabilidade interanual

Busca-se examinar a variabilidade interanual da frequência, intensidade, profundidade e duração dos VCANs e suas possíveis associações, com os eventos da OS. No total, têm-se uma média de 58,4 VCANs por ano. Não foi encontrada clara relação entre a frequência anual de VCANs e esses eventos. Embora, a maior ocorrência tenha sido em 2007 com 80 casos, seguida dos anos de 1986 com 71 casos e 2012 com 70 casos. O menor número é encontrado em 1996 com 41 casos. Uma examinação é realizada para os nove verões de cada evento da OS, de 1984 a 2013. A Tabela 4.2 mostra o número médio de VCANs por classes do ciclo de vida para esses verões. É notável que o número total médio de VCANs é maior (3 casos) nos verões com El Niño. Isto é refletido em cada classe exceto para os casos que duram 10 dias ou mais, nos quais o número médio em torno de 1 caso é o mesmo para os verões sob influência dos dois eventos da OS. Logo, durante verões com El Niño, há uma tendência dos sistemas durarem mais do que em verões com La Niña, uma vez que o número médio também é maior para durações maiores.

Tabela 4. 2 - Frequência média de VCANs por ciclo de vida (dias) para os verões com El Niño e La Niña, de 1984 a 2013.

<b>Classe (dias)</b>	<b>1 a 3</b>	<b>4 a 6</b>	<b>7 a 9</b>	<b>≥ 10</b>	<b>Total</b>
<b>El Niño</b>	21,4	4,4	1,8	0,9	28,6
<b>La Niña</b>	20	3,7	1,1	0,9	25,7

A profundidade dos VCANs é investigada por meio da Tabela 4.3. Percebe-se que a maior concentração média de casos em verões com La Niña ocorre nas camadas 200-300 hPa com 5,6 casos e 200-400 hPa com 6,7 casos, também sendo relevante a frequência média dos que permanecem em 200 hPa com 4,4 casos. Durante os verões com El Niño, o número médio é maior com 5,3 casos neste último nível, entretanto, é considerável e a quase a uma mesma

frequência média de 5 e 4,9 casos dos que se estendem nas camadas 200-400 hPa e 200-500 hPa, respectivamente. Cabe ainda ressaltar que para extensões verticais mais profundas, o número médio de VCANs tende a ser maior nos verões com El Niño do que com La Niña. Para exemplificar, na camada 200-700 hPa em média obteve-se 1 caso a mais nos verões com El Niño.

Adicionando ao que foi discutido sobre a variabilidade interanual, observa-se que durante os verões com El Niño, a intensidade máxima média e o desvio padrão são de  $-11 \times 10^{-5} \pm 0,8 s^{-1}$ . Há um discreto declínio desses valores para  $-10 \times 10^{-5} \pm 0,9 s^{-1}$  nos verões com La Niña. Isto quer dizer que em média, os VCANs são mais intensos durante verões com El Niño do que com La Niña. Logo, há um consenso com os resultados de Ramirez et al. (1999) e Silva et al. (2006), os quais também observaram VCANs mais intensos durante verões com El Niño. Em suma, durante os verões com fase positiva da OS (El Niño) em média, os VCANs são mais intensos, profundos e duradouros do que nos verões sob a influência da fase negativa da OS (La Niña).

Tabela 4. 3 - Frequência média de VCANs, por camada atmosférica (hPa) para os verões com El Niño e La Niña, de 1984 a 2013.

<b>Camada (hPa)</b>	<b>El Niño</b>	<b>La Niña</b>
<b>200</b>	5,3	4,4
<b>200-250</b>	1,1	1,1
<b>200-300</b>	3,7	5,6
<b>200-400</b>	5	6,7
<b>200-500</b>	4,9	2,6
<b>200-600</b>	2,9	1,6
<b>200-700</b>	3	2,1
<b>200-850</b>	0,7	0,3
<b>200-925</b>	1,1	0,9
<b>200-1000</b>	0,4	0,4



#### 4.5. Discussões

Desta primeira etapa da pesquisa, obteve-se uma climatologia objetiva dos VCANs para o período de 1984 a 2013 com o propósito de avaliar características sazonais, tais como: frequência, ciclo de vida, distância percorrida, profundidade, intensidade e inclinação vertical, considerando os estágios de formação, profundidade máxima e dissipação. Características interanuais também foram avaliadas como: frequência, duração, profundidade e intensidade para esse mesmo período. Encontrou-se maior frequência de VCANs no verão com 47% e a menor no inverno com 7%. A predominância é de ciclo de vida de 1 a 3 dias e de distância total percorrida de 2000 km, entretanto no verão, poucos casos apresentaram percurso em torno de 10000 km, sugerindo que os sistemas tendem a percorrer maiores distâncias em estações mais quentes. Verificou-se que no primeiro dia do ciclo de vida, a velocidade média do vórtice é de 8,7 m/s e que casos estacionários são predominantes, embora deslocamento para oeste tenha sido relevante. Observou-se ainda predominância de VCANs sem inclinação ou com inclinação para leste com a altura na camada 200-500 hPa, o que concordou com Figueroa (1997). Enquanto que na camada 500-1000 hPa, os vórtices não se inclinaram com a altura ou a inclinação não ficou clara, pois foi dependente da estação do ano e do nível atmosférico avaliado.

A análise do ciclo diurno do número de VCANs nos estágios do ciclo de vida mostrou pequenas diferenças. Embora, a ocorrência na formação e dissipação prevaleceu no final da tarde e início da noite, quando processos convectivos geralmente são disparados. Foi visto que na camada 200-500 hPa, a intensidade do VCAN é maior e mais variável, enquanto que na camada 500-1000 hPa, estes sistemas apresentaram intensidade menor com valores mais próximos. Notou-se ainda que a permanência destes sistemas é no nível de 200 hPa em todos os estágios, porém no estágio de profundidade máxima houve uma frequência considerável de casos com extensão vertical até 400 hPa durante o verão e até 300 hPa na primavera e no outono. Nos estágios de

formação e dissipação, os vórtices se concentraram na camada 200-300 hPa, concordando com os resultados de Santos (2015).

O estudo da variabilidade interanual revelou que em anos com El Niño, houve um maior número de vórtices e que foram mais intensos, profundos e duradouros do que em anos com La Niña, em concordância com os estudos de Ramirez et al. (1999), Silva et al. (2006) e Repinaldo (2010).

## 5 CAMPOS COMPOSTOS

Nesta etapa do estudo, é retratado o comportamento predominante de variáveis atmosféricas em toda a troposfera, do centro a periferia, de quatro grupos de VCANs (profundos, rasos, rápidos e lentos) por meio da análise de campos compostos. Pretende-se implementar um novo modelo conceitual dos VCANs baseado nos padrões atmosféricos característicos de cada grupo. Para um melhor entendimento das avaliações que serão apresentadas, cabe ressaltar que o centro do VCAN é representado pela linha vertical do domínio incluindo um raio de  $5^\circ$  em torno desse centro, enquanto que a periferia é definida como a região desse limite do centro até um raio de  $15^\circ$ . Também é importante lembrar que o tamanho da periferia varia de acordo com o tamanho do VCAN.

### 5.1. Campos compostos horizontais

Os campos compostos do vento horizontal e da vorticidade relativa no nível de 200 hPa estão apresentados na Fig. 5.1 no horário de formação. Nota-se que os VCANs apresentam formato mais alongado com orientação Noroeste-Sudeste (NW/SE), como observado por Satyamurty e Seluchi (2007), especialmente os casos profundos (Fig. 5.1a) e os rápidos (Fig. 5.1d) nos quais esse formato é mais acentuado.

Além disso, é notável uma circulação anticiclônica a oeste do VCAN, associada à crista corrente acima. O padrão visto nos casos profundos mostra que esta crista é mais intensa ( $\zeta \geq 4 \times 10^{-5} s^{-1}$ ), bem como a magnitude do vento em toda a periferia do VCAN é maior do que nos demais grupos, exceto no setor sudeste. A AB está claramente configurada a oeste do VCAN. Vê-se ainda que os VCANs profundos apresentam magnitude de mínimo de  $\zeta$  em 200 hPa igual ou superior a  $-8 \times 10^{-5} s^{-1}$ , correspondente a uma magnitude próxima dos casos lentos (Fig. 5.1c), os quais mostram o vento na periferia e a intensidade da

crista, corrente acima, pouco mais enfraquecidos. Porém, a magnitude do vento que circunda os lentos é quase a mesma em toda a sua periferia. Isso pode explicar, em parte, o porquê deste grupo ser quase estacionário, como documentado por Ramirez (1997). Nos casos rasos (Fig. 5.1b), o posicionamento da AB é aproximadamente o mesmo dos profundos. A intensidade ( $-5 \times 10^{-5} s^{-1}$ ) é menor do que nos demais grupos, assim como a magnitude do vento, a qual é aproximadamente a mesma em toda a sua periferia sugerindo também pouco deslocamento, como ocorre com os lentos. Os VCANs rápidos demonstram intensidade em torno de  $-6 \times 10^{-5} s^{-1}$  e a posição da AB é mais para oeste do que nos demais grupos.

O comportamento dos grupos de acordo com o estágio de vida foi examinado, conforme apresentado pelos campos compostos dos casos rápidos e profundos (Figura 5.2). Observa-se no estágio de intensidade máxima (Fig. 5.2a,c), que os VCANs preservam o formato mais alongado com orientação NW-SE, que foi observado na formação como também o posicionamento da AB e a intensidade da crista. Contudo, os VCANs são mais intensos e a magnitude do vento na periferia é maior, exceto no setor sudeste dos profundos (Fig. 5.2a), a qual esta magnitude é mantida. Por outro lado, os rápidos (Fig. 5.2c) denotam também um ligeiro aumento da magnitude do vento inclusive neste setor da periferia.

Na dissipação (Fig. 5.2b,d), os VCANs adquirem uma aparência mais circular, em decorrência do enfraquecimento do vento que os circundam especialmente na região entre o setor nordeste da AB e o setor sudoeste do VCAN, coerente com o que foi observado por Ramirez (1997), a qual apontou este ambiente como sendo indícios da dissipação do sistema. Nota-se também que a intensidade dos VCANs é menor, exceto nos rápidos (Fig. 5.2d), os quais exibem o núcleo com área de vortacidade ciclônica maior do que na formação, embora com magnitude da intensidade igual ou próxima. A crista se encontra mais fraca em todos os grupos neste estágio e a AB se localiza mais para

oeste da posição no padrão dos rápidos e ligeiramente mais para norte no padrão dos profundos (Fig. 5.2b).

Foi feita uma comparação entre a inclinação na vertical do VCAN e foi observado em direção à superfície, que os VCANs se posicionaram mais para oeste em todos os grupos. Logo, pode-se dizer que a inclinação vertical é para leste com a altura, o que confirma os resultados obtidos na seção 4. Porém, uma informação adicional é que o ângulo de inclinação vertical entre a posição do VCAN no nível mais baixo e no nível de 200 hPa difere de acordo com o grupo. Este ângulo é de  $3^\circ$  nos rápidos exceto na dissipação, que corresponde a  $2^\circ$ . Nos profundos e rasos, este ângulo de inclinação é em torno de  $2^\circ$  e nos lentos alcança  $1,5^\circ$ . Isto sugere que o comportamento dos VCANs rápidos se assemelha ainda mais aos sistemas baroclínicos, pois o ângulo de inclinação vertical é maior.

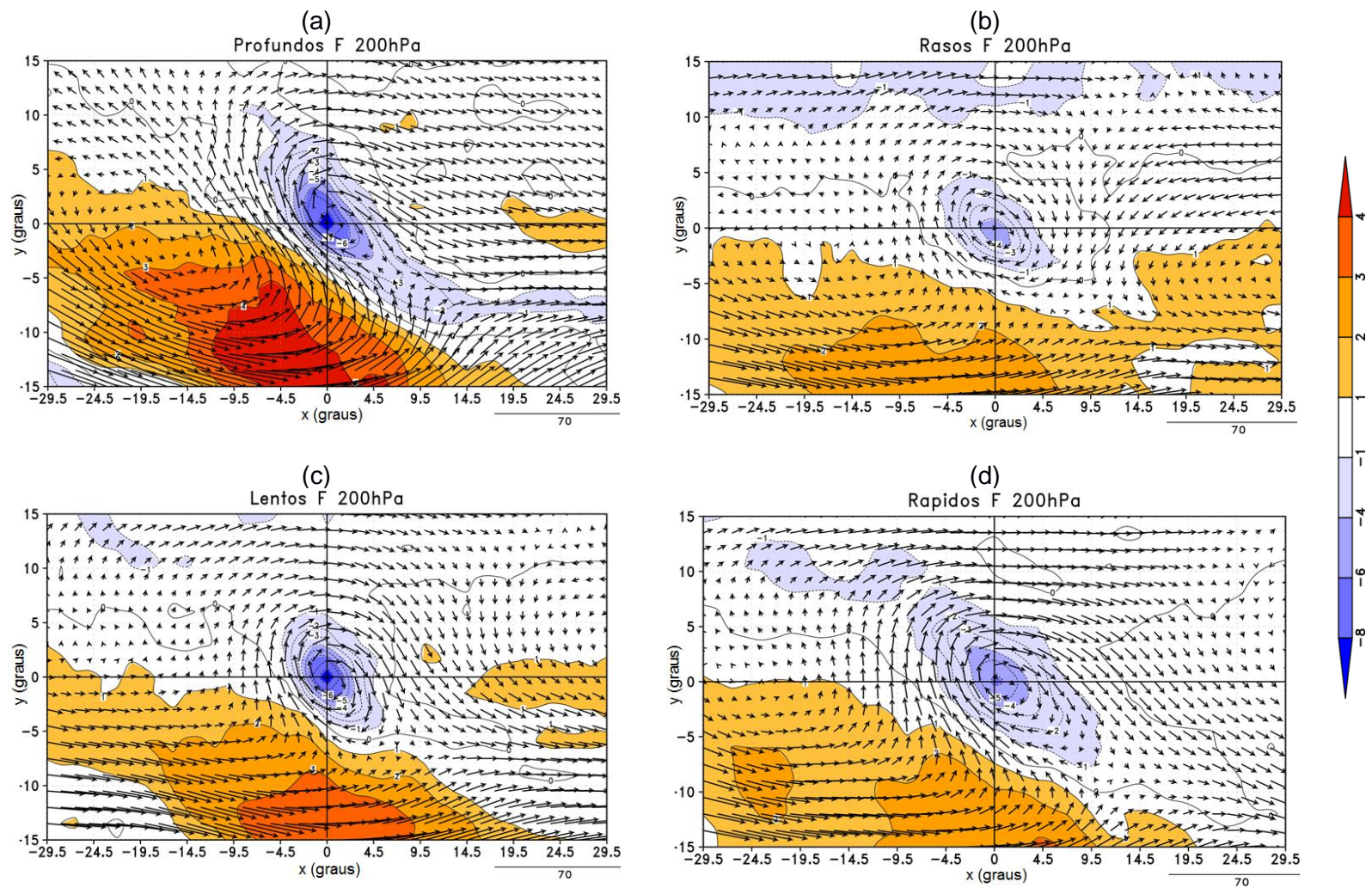


Figura 5. 1 - Campos compostos do vento horizontal (m/s) e da vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) no nível de 200 hPa para os grupos de VCANs (a) profundos, (b) rasos, (c) lentos e (d) rápidos no horário de formação. O centro do VCAN (0,0) está no cruzamento das retas. As escalas em x e y informam a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ) a partir desse centro.

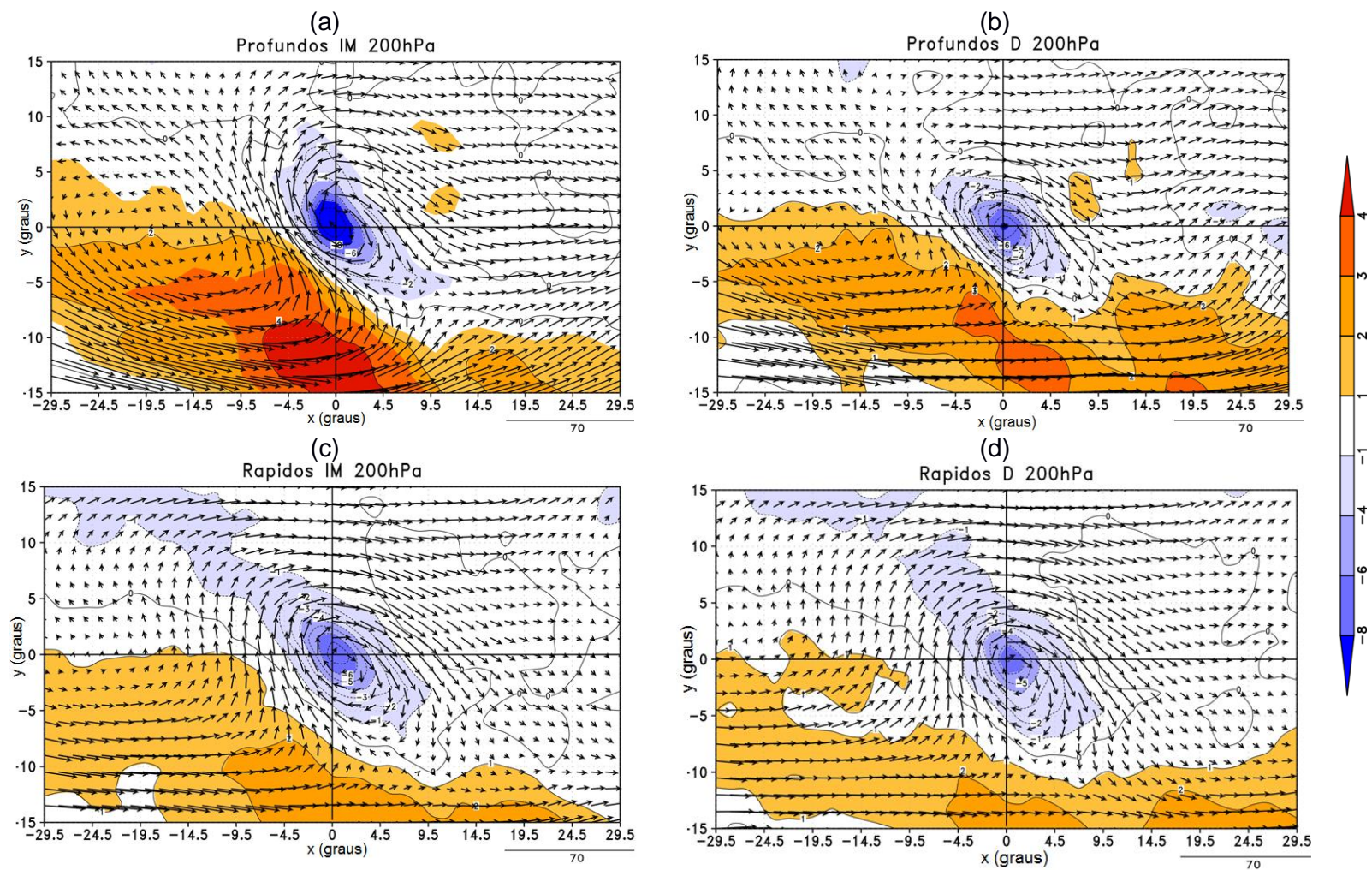


Figura 5. 2 - Campos compostos do vento horizontal (m/s) e da vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) no nível de 200 hPa para VCANs profundos e rápidos, nos horários de (a,c) intensidade máxima e (b,d) dissipação. O centro do VCAN (0,0) está no cruzamento das retas. As escalas em x e y informam a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ), a partir desse centro.

A investigação dos campos compostos do acumulado de precipitação para os grupos pode ser acompanhada através das Figuras 5.3 e 5.4. Na formação (Fig. 5.3), os VCANs não exibem precipitação na sua região central, exceto nos profundos em uma pequena área no setor nordeste que apresenta no máximo 0,3 mm em 3 horas. Além disso, a precipitação é moldada pela circulação do sistema na periferia, a qual tem orientação NW-SE como visto anteriormente, o que torna a precipitação mais distribuída dos lados noroeste, sudoeste, norte e oeste do VCAN. O acumulado de precipitação observado no lado sudoeste é produzido parte pela convecção tropical sobre o continente e parte pelo VCAN. Nos profundos (Fig. 5.3a), estas características são mais marcantes, em decorrência da produção de precipitação ser maior e mais organizada do que nos demais grupos. Neste caso, afirma-se que a quantidade de precipitação produzida pelos profundos é maior nos setores norte, oeste, noroeste e nordeste da periferia. Nos demais grupos, a quantidade de precipitação é maior na borda noroeste do VCAN, embora os rápidos (Fig. 5.3d) também demonstrem pouco mais de precipitação no setor nordeste da borda. Brito et al. (2011) analisou o comportamento de 139 eventos de trovoadas sobre Alagoas e verificou que estas se formaram preferencialmente no setor noroeste do VCAN, sendo que apenas dois eventos ocorreram na região central.

A precipitação nos rasos (Fig. 5.3b) exhibe valores consideráveis em todo o quadrante nordeste do composto, quando comparado aos demais grupos, sugerindo-se que esta precipitação esteja associada à ZCIT. Exceto no setor nordeste, note que os lentos (Fig. 5.3c) denotam precipitação ligeiramente superior aos rápidos (Fig. 5.3d). Isto revela certa importância da intensidade para a produção de precipitação.

Através da Figura 5.4, podem ser observados os campos compostos do acumulado de precipitação dos VCANs profundos e dos rápidos nos estágios de intensidade máxima e dissipação. Na intensidade máxima (Fig. 5.4a,c), nota-se um ligeiro aumento do acumulado de precipitação em grande parte dos setores da periferia dos VCANs, enquanto que na dissipação (Fig. 5.4b,d), os



VCANs demonstram um padrão de precipitação com acumulados menores e com maior irregularidade, de forma que, as áreas são ocupadas por precipitação inclusive na região do centro. Os rápidos (Fig. 5.4d) são mais intensos na dissipação do que na formação, o que pode explicar os maiores registros de acumulados no setor noroeste da sua borda. Portanto, é importante frisar sobre a substancial contribuição da intensidade do VCAN para gerar precipitação e que a convecção isolada no centro do VCAN e proximidades é mais provável de ocorrer no seu estágio final. De fato, é quando comumente o sistema adentra o continente, consistente com o que foi verificado por Kousky e Gan (1981).

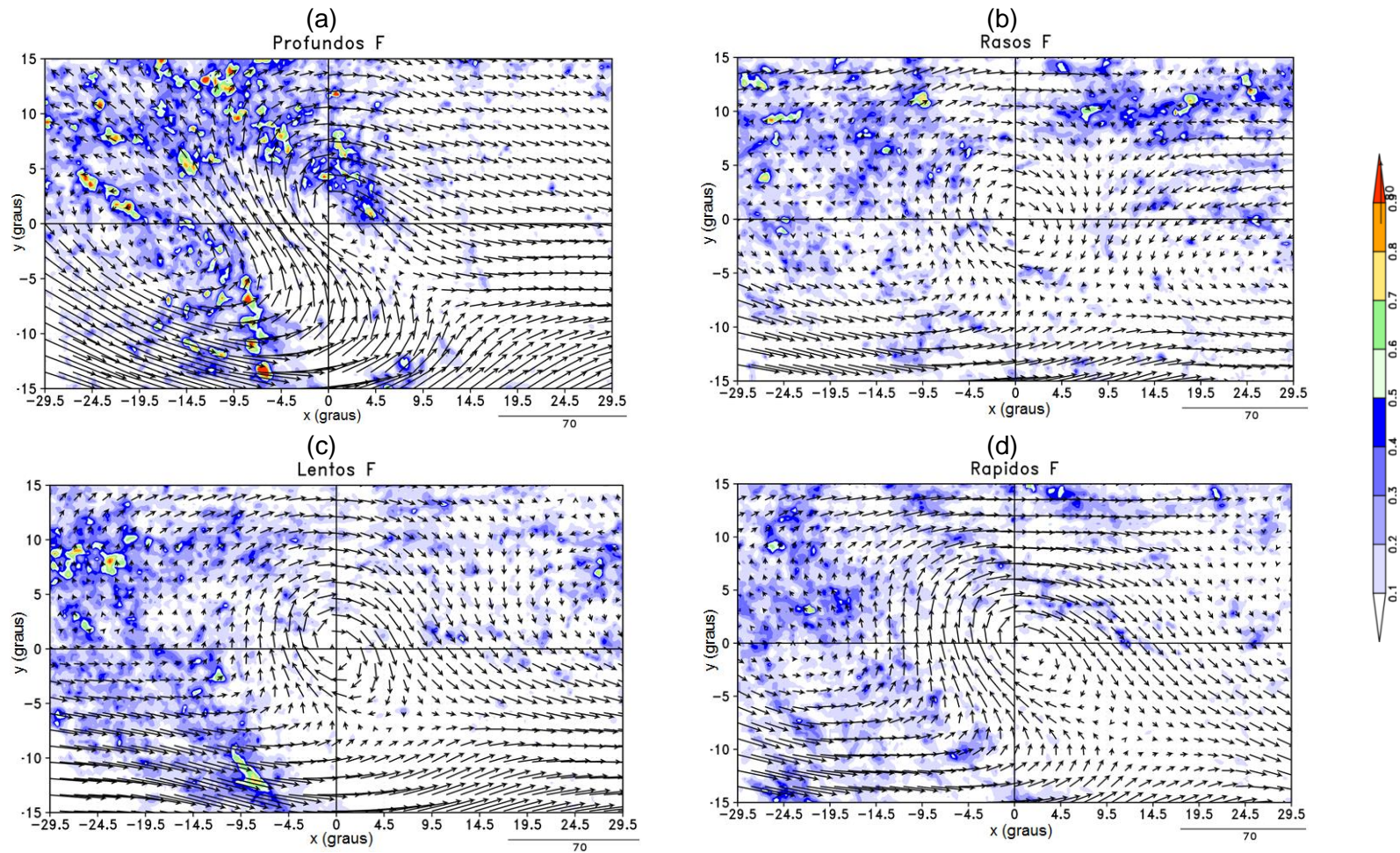


Figura 5. 3 - Campos compostos do acumulado de precipitação em 3 horas (mm) e vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) para os grupos de VCANs: (a) profundos, (b) rasos, (c) lentos e (d) rápidos no horário de formação. O centro do VCAN (0,0) está no cruzamento das retas. As escalas em x e y informam a largura do espaçamento (°) a partir desse centro.

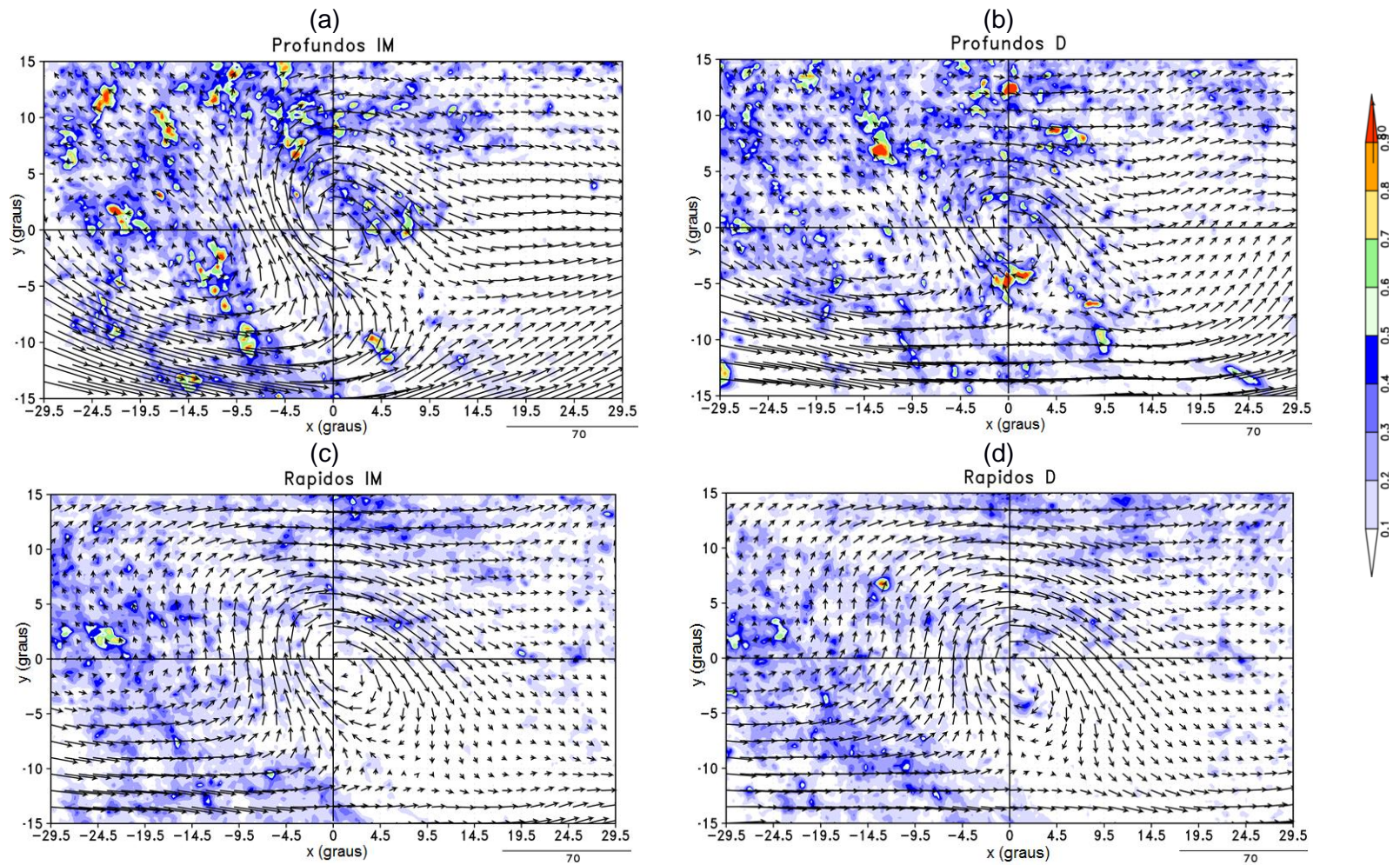


Figura 5. 4 - Campos compostos do acumulado de precipitação em 3 horas (mm) e do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) para profundos e rápidos nos horários de intensidade máxima (a,c) e dissipação (b,d). O centro do VCAN (0,0) está no cruzamento das retas. As escalas em x e y informam a largura do espaçamento (°) a partir desse centro.

## 5.2. Campos compostos do corte longitudinal

Na formação (Fig. 5.5), os campos compostos do desvio zonal de temperatura ( $T'$ ) versus a longitude são mais acentuados nos VCANs profundos (Fig. 5.5a), quando se compara aos demais grupos como pode ser constatado pelos maiores valores positivos e negativos de  $T'$ . Em níveis abaixo de 800 hPa, há uma região mais quente com máximo de  $3,5^{\circ}\text{C}$  no centro do VCAN e arredores, entre  $19,5^{\circ}$  a oeste do centro e  $19,5^{\circ}$  a leste. Esta região mais aquecida estabelece um gradiente zonal do desvio de temperatura (GZT) com duas regiões com  $3,5^{\circ}\text{C}$  e  $1^{\circ}\text{C}$  mais frias, distantes  $49^{\circ}$  a oeste e  $34,5^{\circ}$  a leste do centro, respectivamente. Acima de 700 hPa, o centro do VCAN e o seu lado leste até cerca de  $39,5^{\circ}$  são mais frios, com o máximo valor negativo de  $T'$  de  $2^{\circ}\text{C}$  entre os níveis de 300 e 400 hPa. Esta região mais fria forma um GZT com uma mais aquecida, que tem máximo valor positivo de  $2^{\circ}\text{C}$  no nível de 300 hPa distante  $19,5^{\circ}$  a oeste do centro. Estas regiões aparentam serem reflexos da intensa região mais aquecida e da área mais fria a leste do centro em baixos níveis. Acredita-se que seja um efeito do aquecimento da superfície, devido ao aumento da advecção horizontal de ar quente em baixos níveis, fornecida por um sistema frontal proveniente de latitudes médias (KOUSKY; GAN, 1981; CHAVES; CAVALCANTI, 2001). A região mais aquecida em altos níveis está relacionada com a crista corrente acima do VCAN e ao aquecimento pela LCL da convecção na periferia.

O padrão de  $T'$  nos VCANs rasos (Fig. 5.5b) demonstra um GZT em baixos níveis, entre uma região com  $T'$  igual a  $2^{\circ}\text{C}$ , localizada em  $45^{\circ}$  a oeste do centro e outra região com ar mais quente de  $1^{\circ}\text{C}$  distante  $7^{\circ}$  a oeste do centro. Em altos níveis, o centro é mais frio  $0,5^{\circ}\text{C}$ , enquanto que na periferia nos setores leste e oeste há um ar mais quente com esta mesma magnitude, indicando um fraco GZT. Nos VCANs lentos (Fig. 5.5d) e rápidos (Fig. 5.5e), abaixo de 800 hPa, a região mais aquecida no centro e as mais frias nos lados leste e oeste estão deslocadas para oeste, quando comparadas aos casos

profundos, ou seja, nos VCANs lentos, os máximos valores positivos e negativos de  $T'$  se posicionam em torno de  $9,5^\circ$  a oeste do centro e  $14^\circ$  a leste, mostrando valores de  $1,5^\circ$  C e  $2^\circ$  C, respectivamente. Enquanto que nos VCANs rápidos, o máximo valor negativo de  $T'$  é de  $1,5^\circ$  C, a leste do centro, com posição em torno de  $9,5^\circ$  e o máximo valor positivo de  $T'$  e sua posição são idênticos aos dos casos lentos. Nota-se que em altos níveis, o centro dos VCANs rápidos apresenta  $T'$  de  $-1,2^\circ$ C no nível de 350 hPa, que estabelece um GZT de  $2,5^\circ$  C com uma região mais aquecida  $1^\circ$ C neste mesmo nível atmosférico, distante  $22,5^\circ$  a oeste do centro. Os VCANs lentos por sua vez, apresentam  $T'$  de  $-2^\circ$ C no centro, constituindo um GZT de  $2,5^\circ$  C com uma área  $0,5^\circ$ C mais aquecida a uma distância de  $19,5^\circ$  a oeste do centro. Logo, tendo em vista que os VCANs lentos e rápidos estabelecem o mesmo GZT em altos níveis aproximadamente a uma distância em torno de  $20^\circ$ , porém o centro dos lentos é mais frio, infere-se que quanto menor  $T'$  no centro, possivelmente maior será a permanência do VCAN em determinada região.

Considerando os estágios de vida dos VCANs, as diferenças entre os campos compostos de  $T'$  são percebidas em termos de magnitude. A distinção entre a formação e a intensidade máxima foi verificada apenas nos profundos. Na intensidade máxima (Figura não mostrada), a região do centro dos profundos é mais fria  $0,5^\circ$  C do que na formação. Na dissipação, entretanto, as alterações são mais perceptíveis, uma vez que o padrão de  $T'$  é mais suavizado do que na formação e intensidade máxima em todos os grupos, como mostra a Fig. 5.5c para os profundos e Fig. 5.5f para os rápidos. Nota-se em altos níveis, que máximos valores negativos e positivos de  $T'$  dos profundos são menores  $0,5^\circ$  C do que na formação, indicando um enfraquecimento do GZT no estágio de dissipação. Abaixo de 800 hPa, a região mais fria a leste do centro também é  $0,5^\circ$  C menor do que na formação, contudo a região mais aquecida tem mesma magnitude. Nos rápidos, esta mesma diferença de  $0,5^\circ$  C é percebida nas regiões mais aquecidas e mais frias em baixos níveis e na região mais quente em altos níveis. Embora, a região do lado leste, entre  $29,5^\circ$  e  $49,5^\circ$  a leste do centro, torna-se  $1^\circ$  C mais quente do que na formação.

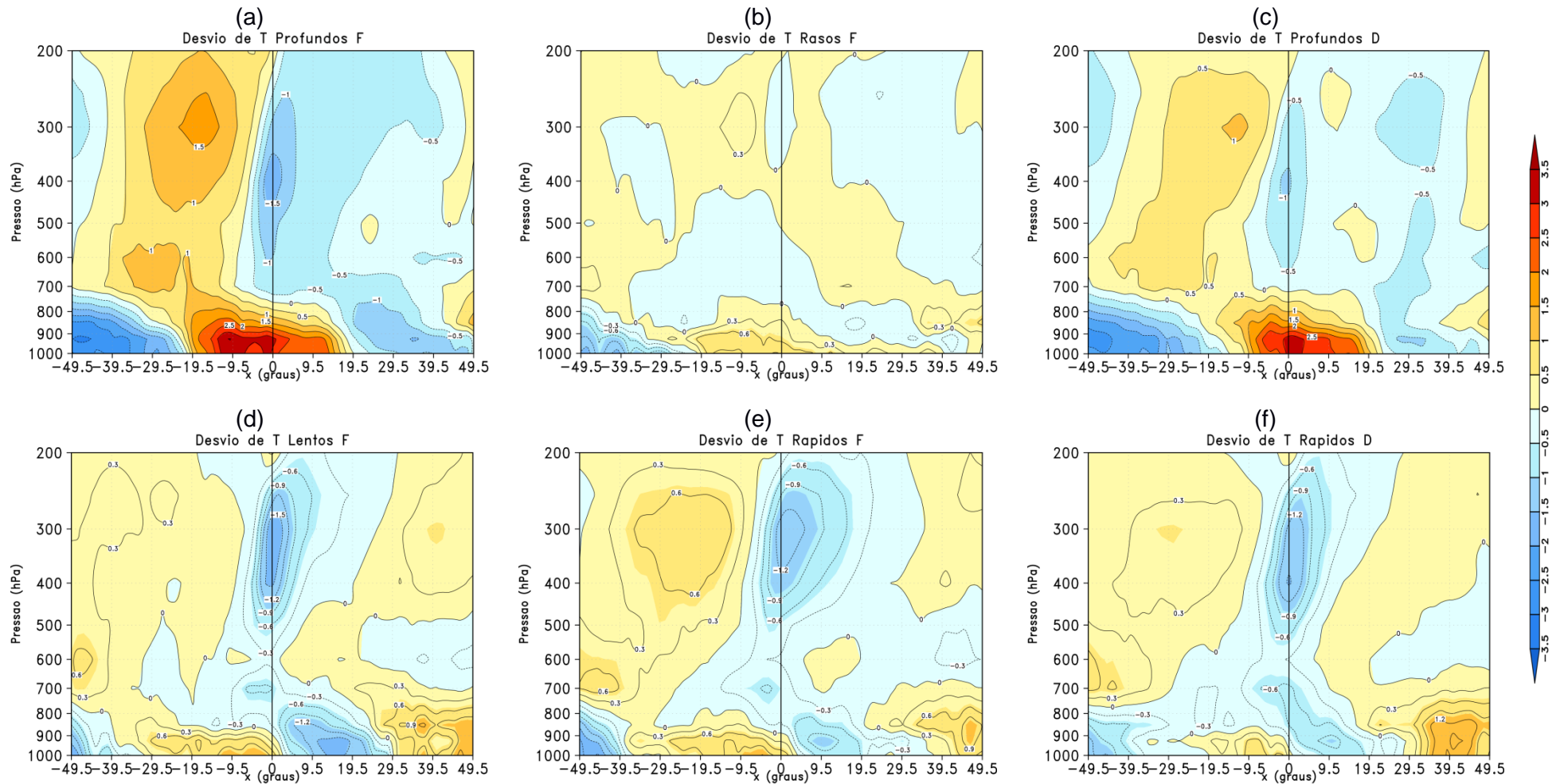


Figura 5. 5 - Campos compostos da seção vertical de  $T'$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) com  $y$  fixo no centro para os grupos de VCANs nos horários de formação (a,b,d,e) e dissipação (c,f). A reta passa pelo centro do VCAN (0,0) e a escala em  $x$  informa a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ) a partir desse centro.

Através da Figura 5.6, pode ser acompanhado o comportamento dos campos compostos da secção vertical da vorticidade relativa ( $\zeta$ ) versus a longitude. No primeiro instante, é evidente notar uma área com vorticidade relativa ciclônica em altos níveis no centro de todos os grupos de VCANs. Também é notável que o mínimo de  $\zeta$  ocorre no nível de 200 hPa e a magnitude pode mudar de acordo com o estágio do ciclo de vida com o grupo a que pertence.

Considerando o estágio de formação, nos VCANs profundos (Fig. 5.6a) e lentos (Fig. 5.6d), a magnitude de  $\zeta$  é aproximadamente a mesma com valor igual ou superior a  $-8 \times 10^{-5} s^{-1}$ , apesar da área com este valor de mínimo ser maior nos profundos. Também pode ser visto que a extensão vertical nos profundos é até 500 hPa, enquanto que nos lentos, é até 400 hPa. Vê-se ainda que acima do nível de 450 hPa, ambos grupos apresentam duas regiões com vorticidade relativa anticiclônica centradas em torno de  $29,5^\circ$  a oeste do centro e  $29,5^\circ$  a leste, embora estas áreas tenham extensões horizontal e vertical maiores nos VCANs profundos. Esta área com  $\zeta$  positivo a oeste do centro do VCAN está associada com a crista corrente acima do VCAN. O mínimo de  $\zeta$  nos VCANs rápidos (Fig. 5.6e) é em torno de  $-7 \times 10^{-5} s^{-1}$  e nos rasos (Fig. 5.6b) é de  $-5 \times 10^{-5} s^{-1}$ . Nestes grupos, a profundidade é de 380 hPa e 300 hPa, respectivamente e não são vistas as áreas com vorticidade relativa anticiclônica em altos níveis. Logo, estes resultados informam que os profundos apresentam maior intensificação do centro, por outro lado, os rasos estabelecem a menor.

É interessante notar que todos os grupos apresentam uma ligeira inclinação para leste com a altura, como foi observado nos casos estudados por Figueroa (1997). Esta inclinação é mais acentuada nos VCANs profundos. Com o auxílio da Figura 5.5, infere-se que uma provável justificativa seja porque o sistema se incline para o lado da região mais fria. Observe em níveis acima de 600 hPa, que a área com valor negativo de  $T'$  no centro do VCAN se estende mais para o lado leste em todos os grupos, sendo esta área maior em termos de extensão zonal e magnitude nos casos profundos. Este comportamento é semelhante

aos dos sistemas baroclínicos de latitudes médias, os quais se inclinam para o lado onde está o ar mais frio (HOLTON, 2004).

No estágio de intensidade máxima, o padrão de  $\zeta$  denota que a área de mínimo no nível de 200 hPa se expande mais em direção a níveis mais baixos do que na formação. Porém, a magnitude de  $\zeta$  e a profundidade do VCAN são preservadas, com exceção dos rápidos, os quais mostram aumento da profundidade para o nível de 430 hPa (Figura não mostrada). Em adição, os VCANs lentos e rápidos apresentam uma menor inclinação vertical para leste, enquanto que os profundos e os rasos mantêm esta inclinação. Como pode ser acompanhado pelas Figuras 5.6c e 5.6f, não é percebida a inclinação vertical dos VCANs no estágio de dissipação. Coerente com o fato de que a magnitude e a área ocupada com valor negativo de  $T'$  diminuem no lado leste do centro destes sistemas, podendo não ser suficiente para ativar a inclinação na vertical. Os VCANs rasos prevalecem com a discreta inclinação vertical para leste durante todo o ciclo de vida, inclusive a profundidade e a intensidade são mantidas desde a formação (Figura não mostrada). Em contraposição, estas características são menos pronunciadas nos demais grupos, exceto nos rápidos (Fig. 5.6f), que mostram expansão da profundidade para até 400 hPa, bem como, a intensidade é maior do que na formação e, aproximadamente, a mesma no estágio de intensidade máxima.



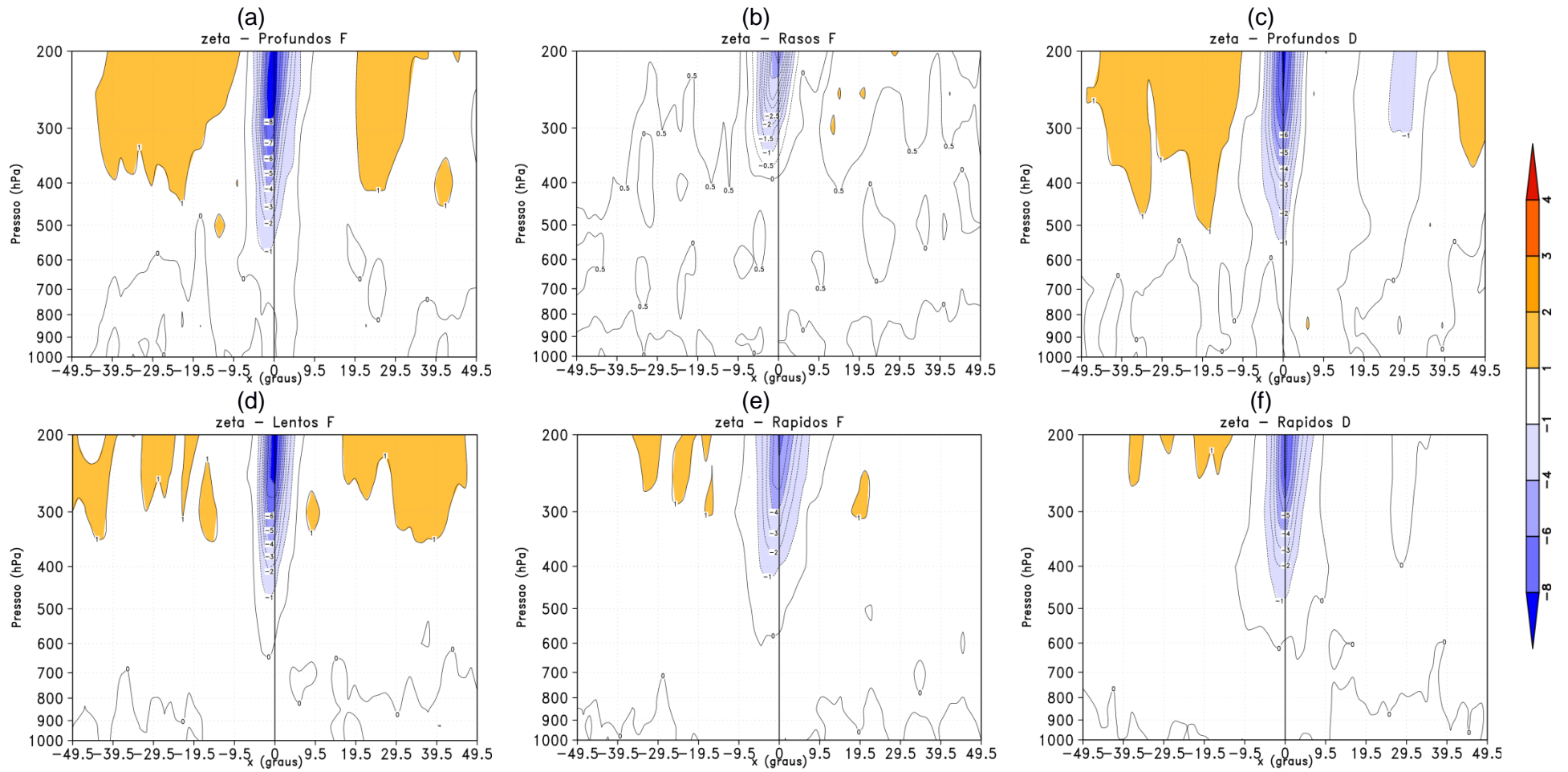


Figura 5. 6 - Idem a Fig. 5.5 para a vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ).

Os campos compostos da secção vertical da umidade específica ( $q$ ) versus a longitude estão apresentados na Figura 5.7. Lembrando-se que esta variável é um indicativo da quantidade de vapor d'água no ar. Em níveis abaixo de 800 hPa, são encontrados os valores altos de  $q$  (acima de 12 g/kg) em todos os grupos de VCANs. Isto se mostra de acordo com o maior conteúdo de vapor d'água encontrado na baixa troposfera. Embora são notáveis que nos rasos (Fig. 5.7b) valores superiores a 18 g/kg se estendem de 900 hPa à superfície. O que se induz a relacionar este aumento de  $q$  em baixos níveis com a atuação de outro sistema meteorológico nas proximidades. De maneira geral, nota-se claramente que à medida que as isolinhas de  $q$  da extremidade leste se aproximam do centro do VCAN, ocorre uma diminuição da concentração de  $q$  no centro. Quando estas isolinhas se distanciam do centro com direção para oeste, o  $q$  atinge concentração máxima na coluna troposférica. Isto pode ser visto em todos os grupos. Porém, nos profundos (Fig. 5.7a),  $q$  procede de maneira diferente dos demais grupos, visto que as isolinhas aparentam-se mais onduladas, ou seja, veem-se duas regiões com máxima concentração de  $q$  (um em 19,5° a oeste do centro e outro em 3° a leste) e duas outras com mínima concentração de  $q$  (um no centro e outro em 20° a leste do centro). Uma provável justificativa para as duas regiões com máximas concentrações de  $q$  é que o campo composto do vento horizontal em 850 hPa mostrou fluxo de nordeste considerável, associado ao anticiclone subtropical do OATS, de forma que houve um transporte de vapor d'água desse oceano para a região da ZCAS e fez com que aumentasse a quantidade de vapor d'água em baixos níveis (RAO; MARQUES, 1984).

Ainda com relação aos profundos, nota-se que os mínimos de  $q$  se posicionam no centro do VCAN e em torno de 20° a leste. Os rasos (Fig. 5.7b) exibem uma mínima concentração de  $q$  no centro do VCAN e uma máxima posicionada em 25° a oeste do centro. Nos lentos (Fig. 5.7d) e rápidos (Fig. 5.7e), há uma região com pequena concentração de  $q$  no centro e de máxima localizada em 29,5° a oeste deste. Ou seja, esses dois grupos também se assemelham em termos de distribuição do vapor d'água.

Considerando os estágios do ciclo de vida, os compostos de  $q$  praticamente não se diferem. Uma pequena alteração é encontrada na dissipação dos profundos (Fig. 5.7c), a qual a menor coluna de vapor d'água no centro vista na Fig. 5.7a não é exibida. Observe que as isolinhas de  $q$  do centro em direção ao lado oeste até  $29,5^\circ$  tem aproximadamente o mesmo valor e concentração na coluna troposférica (400-1000 hPa), indicando aumento do vapor d'água na região central e denotando ser propícia para o disparo de convecção.

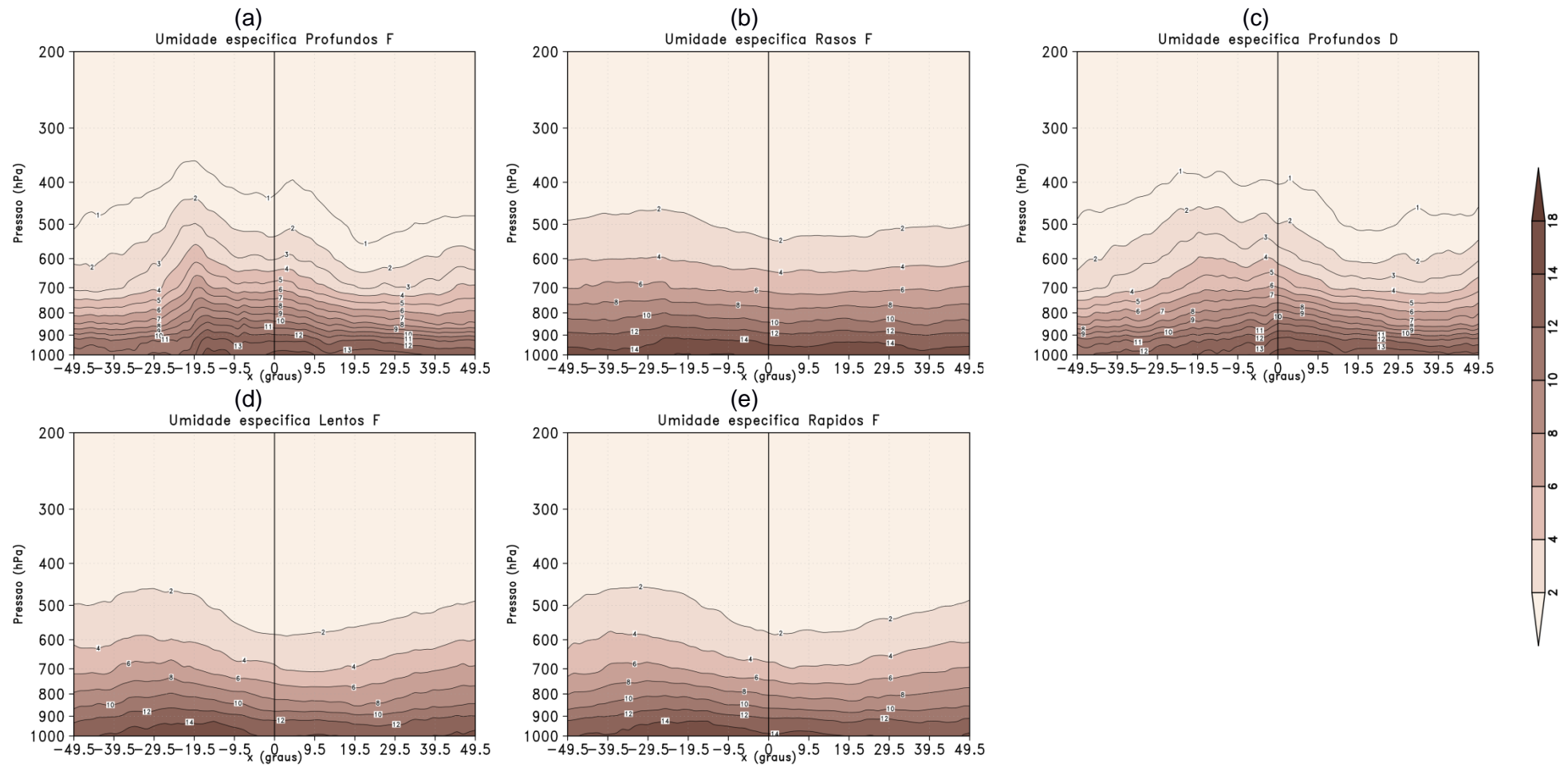


Figura 5. 7 - Idem a Fig. 5. 5 para a umidade específica (g/kg).

A Figura 5.8 apresenta os campos compostos da seção vertical de omega versus a longitude para os grupos de VCANs nos estágios de intensidade máxima e dissipação. É evidente notar a ocorrência de movimento ascendente significativo a oeste do centro destes sistemas, corroborando o estudo de Gan e Kousky (1986), os quais observaram um máximo de movimento ascendente a sudoeste do centro do VCAN. Segundo Ferreira et al. (2009), no setor oeste do centro destes sistemas, a circulação atmosférica correlaciona intimamente estes sistemas com a AB, de tal forma que, acentua a divergência em altos níveis, a qual intensifica os movimentos verticais ascendentes em baixos níveis.

Os VCANs profundos (Fig. 5.8a) exibem duas áreas com movimentos ascendentes em quase toda a troposfera, com posições médias em  $19,5^\circ$  a oeste do centro e  $3^\circ$  a leste. No centro do VCAN, ocorre parte da compensação destes movimentos ascendentes de ar e outra parte é compensada por duas regiões com movimentos descendentes a oeste e a leste do centro, com posições médias em torno de  $39,5^\circ$  e em torno de  $29,5^\circ$ , respectivamente. Com o auxílio das Figuras 5.5a e 5.7a, nota-se uma relação direta entre estas regiões de ascendência e descendência do ar com o comportamento dos campos compostos de  $T$  e  $q$ . Os movimentos descendentes no centro e do seu lado leste se justificam por serem regiões mais frias e conter um mínimo de  $q$ , indicando ausência de nebulosidade e precipitação (Fig. 5.4a).

Em adição, a ocorrência de uma região com ascendência de ar do lado oeste do centro dos casos profundos é devido apresentar valor positivo de  $T'$  e um ponto de máximo de  $q$ . O acoplamento dessas características físicas da atmosfera descreve uma região com possibilidade de formação de convecção e precipitação. Com relação à região a leste mais próxima do centro, percebe-se movimento ascendente correspondendo a um máximo de  $q$ . Apesar do valor de  $T'$  ser negativo nesta região e não ocorrer uma correspondência direta com o movimento ascendente, é possível observar precipitação significativa nesta região, como mostra a Figura 5.4a.

Os VCANs rasos (Fig. 5.8b) também denotam a maior parte da região a oeste do centro com ascendência do ar, ao contrário da parte leste, que mostra predominância de descendência do ar. Assim como no centro, há movimentos descendentes na camada 300-400 hPa, enquanto que o restante da coluna

troposférica é controlada por movimentos ascendentes pouco significativos. Esta distribuição irregular de omega no centro pode ser explicada porque a extensão vertical dos VCANs rasos é menor, portanto, a região de descendência se concentra em altos níveis. Em adição, os movimentos ascendentes no centro podem ser provenientes do acoplamento da convecção do VCAN com a de outros sistemas meteorológicos. Nos setores da periferia, a má distribuição do movimento vertical pode ser justificada porque os VCANs rasos mostraram características das variáveis atmosféricas nas figuras anteriores mais fracas do que nos demais casos, além disso, o acumulado de precipitação foi também distribuído de forma mais irregular (Fig. 5.3b).

Verifica-se que o padrão de omega nos casos lentos (Fig. 5.8d) e rápidos (Fig. 5.8e) é semelhante. Observe que o centro destes VCANs e o seu lado leste são caracterizados por movimentos descendentes do ar, enquanto que no seu lado oeste, se estabelecem movimentos ascendentes do ar. Contudo nos lentos, os máximos de ascendência e descendência são mais expressivos do que nos rápidos, o que pode ser confirmado pelo máximo de ascendência que toma uma área mais extensa com valores maiores ou iguais a  $-0,06 \text{ Pas}^{-1}$  e o máximo com descendência no centro com valor de omega maior ou igual a  $0,06 \text{ Pas}^{-1}$ . Nos rápidos, a região de máxima ascendência a oeste do centro tem mesma magnitude dos lentos, porém com extensão da área menor e o centro apresenta máximo de descendência de  $0,02 \text{ Pas}^{-1}$ . Uma provável explicação para estas diferenças em termos de magnitude é que uma boa porcentagem dos VCANs lentos são mais intensos (Fig. 5.6d) do que os rápidos, o que pode contribuir para velocidades verticais maiores, já que foi visto que a intensidade do VCAN tem relação direta com a precipitação.

O padrão de omega no estágio de formação é praticamente o mesmo da intensidade máxima descrito acima. Entretanto, na dissipação os campos compostos são mais heterogêneos devido ao surgimento de colunas com movimentos descendentes no lado oeste do centro e ascendentes no centro e no lado leste. Isto pode ser confirmado fazendo uma comparação entre as Fig. 5.8a e 5.8c. Observa-se que o centro do VCAN é ocupado por ascendência do ar, bem como a área com posição em torno de  $9,5^\circ$  a oeste do centro abaixo do nível de 600 hPa. Além disso, surgem duas colunas posicionadas em  $19,5^\circ$  e  $6^\circ$  a oeste do

centro com movimentos descendentes. Situação semelhante ocorre no lado leste dos lentos (Fig. 5.8f) com o surgimento de colunas com movimentos ascendentes. Como comentado anteriormente, certamente o enfraquecimento do sistema durante a dissipação favoreça a produção de convecção no centro e proximidades e, portanto, irregularidades na distribuição de omega e da precipitação (Fig. 5.4b,d).

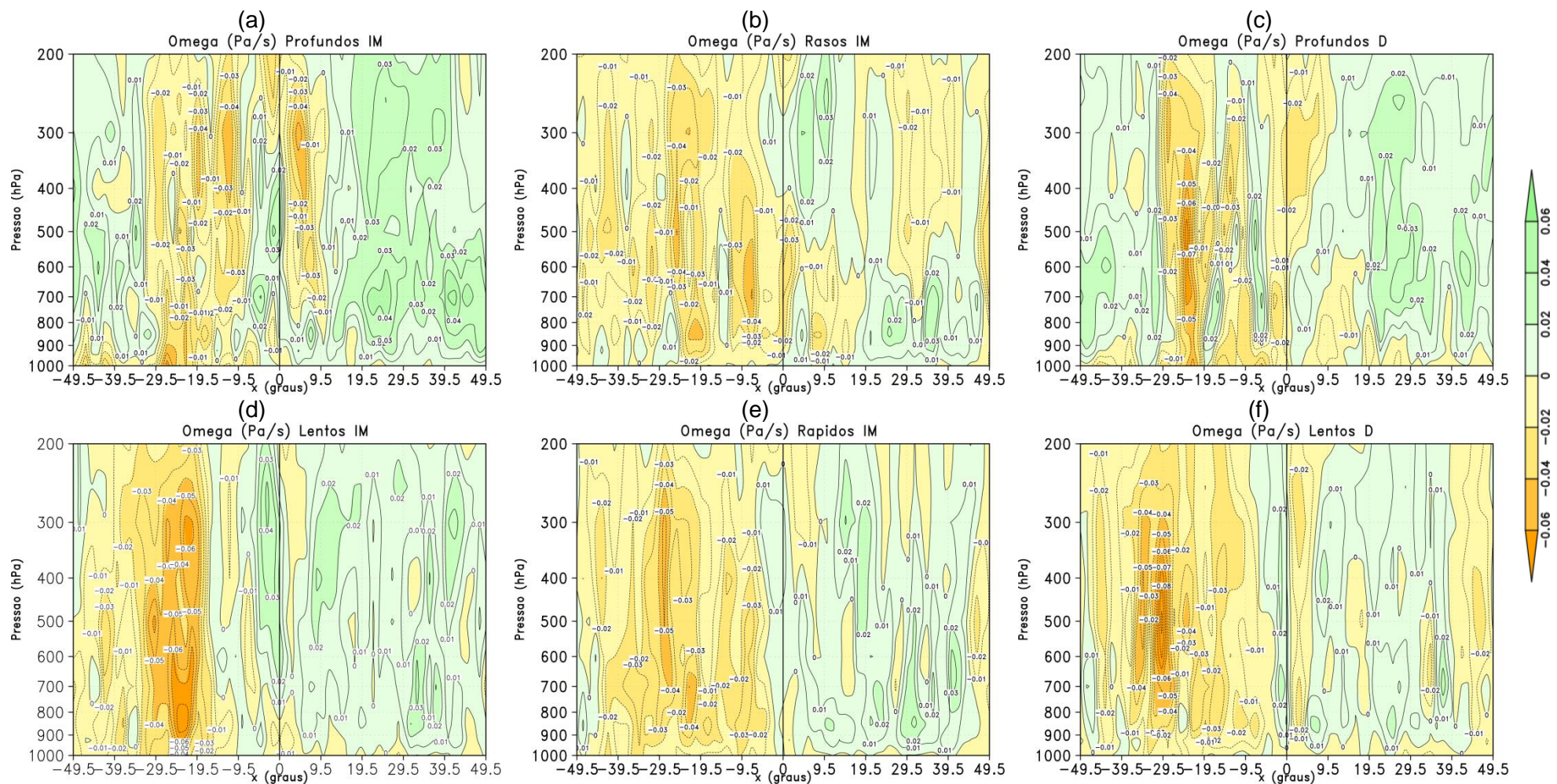


Figura 5. 8 - Campos compostos da secção vertical de Omega ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) com y fixo no centro para os grupos de VCANs nos horários de intensidade máxima (a,b,d,e) e dissipação (c,f). A reta passa pelo centro do VCA N (0,0) e a escala em x informa a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ), a partir desse centro.



### 5.3. Campos compostos do corte latitudinal

Através da Fig. 5.9, é possível analisar os campos compostos da secção vertical de  $T'$  versus a latitude para os VCANs no estágio de intensidade máxima e dissipação. De maneira geral, vê-se que todos os grupos mostram uma região mais fria em altos níveis no centro do VCAN com máximo entre 300 e 400 hPa, que tem uma extensão meridional de forma proporcional para os lados norte e sul do centro. Diferente do que ocorreu com a Fig. 5.5, a qual mostrou expansão da área mais fria no centro em direção ao lado leste, em altos níveis. Outra característica em comum para todos os grupos é uma região mais aquecida do lado sul do centro, entre 20° e 5°, correspondente ao aquecimento pela LCL na periferia do VCAN e proveniente da crista em altos níveis. Semelhante ao que foi observado na Fig. 5.5, acima do nível de 700 hPa nota-se que o gradiente meridional do desvio de temperatura (GMT) é maior para o grupo de VCANs profundos (Fig. 5.9a), em virtude dos valores máximos positivos do lado sul do centro (3° C) e negativo na região central (2,5° C) serem maiores do que nos demais grupos. Além disso, nota-se que da superfície até 800 hPa, há um aquecimento intenso superior a 3,5° C que se estende em todo o lado sul do centro até 20° a norte. Como discutido anteriormente, tal aquecimento pode está associado à advecção horizontal de ar quente fornecida por uma frente fria em superfície.

O centro dos rasos (Fig. 5.9b) não é frio em toda a coluna troposférica, pois pode ser vista uma região 0,5° C mais quente na camada 400-600 hPa e no nível de 200 hPa. O GMT nos rasos é menor do que nos demais grupos, o que pode ser verificado pela diferença de  $T'$  entre o mínimo central (-0,5° C) em altos níveis e o máximo do lado sul da periferia (1° C) a uma distância de 15°, correspondendo a apenas 1,5° C. Os lentos (Fig. 5.9d) e rápidos (Fig. 5.9e) denotam grande semelhança entre o comportamento meridional de  $T'$ , inclusive o GMT em altos níveis entre o centro e o setor sul da periferia é o mesmo com magnitude em torno de 2,5° C, a uma distância de 15°. Em ambos estes

grupos, existe uma região com máximo aquecimento de  $1,5^{\circ}$  C do centro até  $20^{\circ}$  S em níveis abaixo de 800 hPa, relacionado ao aquecimento da superfície.

Uma comparação do valor de  $T'$  entre os estágios de intensidade máxima e formação mostra que os profundos apresentam o GMT em torno de  $0,5^{\circ}$  C menor a uma distância de  $15^{\circ}$  ao sul do centro, porém nos rápidos e lentos, ocorre um aumento de  $0,5^{\circ}$  C, enquanto que nos rasos, o GMT é mantido (Figuras não mostradas). Na dissipação, a Fig. 5.9c para os profundos mostra uma diminuição do GMT entre o centro e a periferia. Nos rápidos e rasos, o centro é  $0,5^{\circ}$  C mais frio do que nos demais estágios, o que contribui para aumentar o GMT, enquanto que os lentos exibem as regiões com máximos e mínimos de valores de  $T'$  menores do que nos demais estágios (Figuras não mostradas). Em outras palavras, isto informa que nos VCANs profundos e lentos, o processo de dissipação enfraquece mais o GMT entre o centro e a periferia e torna mais provável alavancar processos de convecção na região central e proximidades.

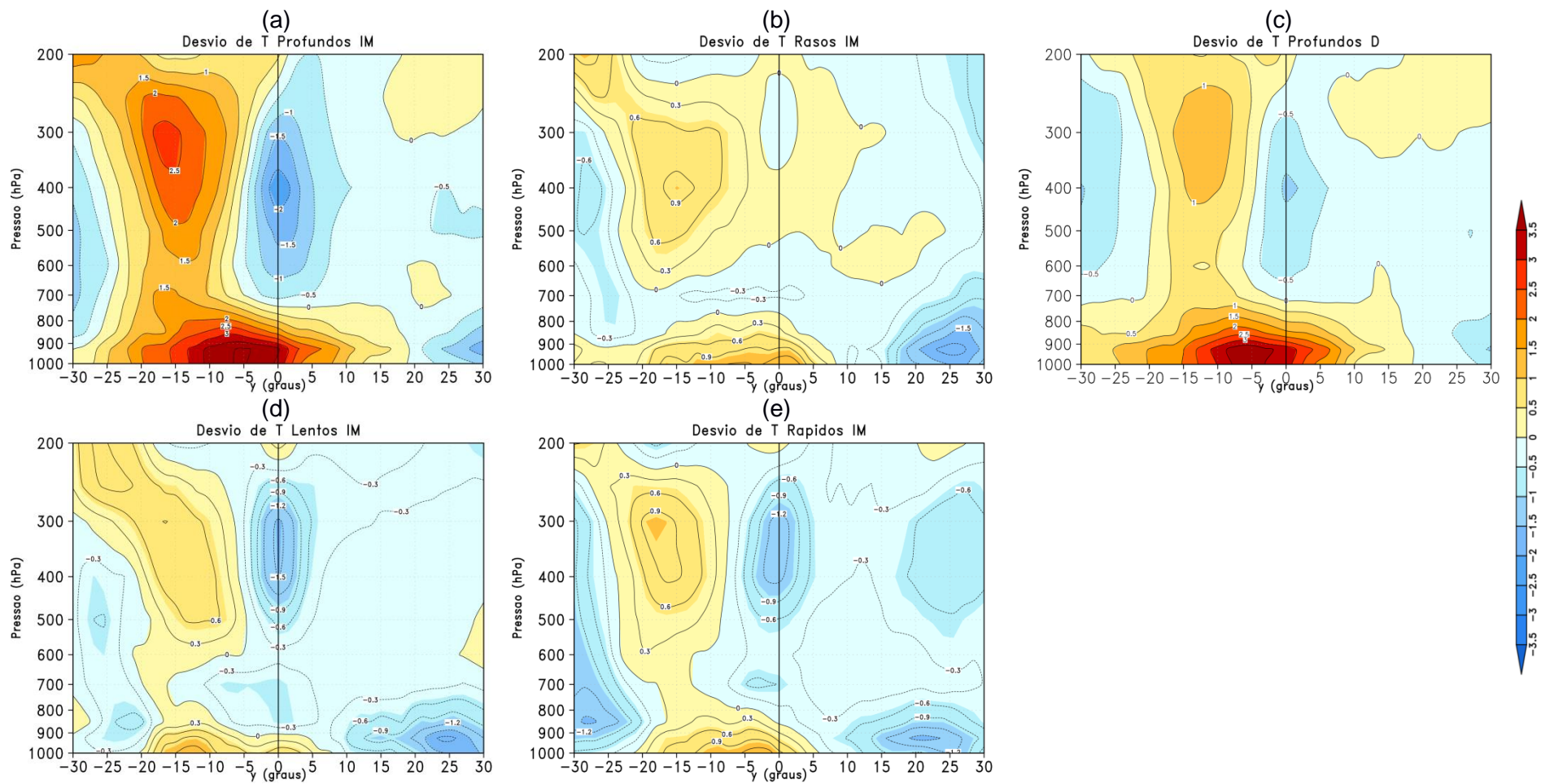


Figura 5. 9 - Campos compostos da secção vertical de  $T'$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) com  $x$  fixo no centro para os grupos de VCANs nos horários de intensidade máxima (a,b,d,e) e dissipação (c). A reta passa pelo centro do VCAN (0,0) e a escala em  $x$  informa a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ), a partir desse centro.

Analisando os campos compostos do corte latitudinal de  $\zeta$  (Fig. 5.10), percebe-se que o mínimo de  $\zeta$  ocorre no nível de 200 hPa independente do estágio ou do grupo a que pertençam os VCANs. Além disso, estes sistemas não se inclinam na vertical para as direções norte ou sul, pois a região com vorticidade relativa ciclônica no centro mostra uma pequena extensão meridional igualmente distribuída para estas duas direções. Esta característica é consistente com o fato de que a variação norte-sul de  $T'$  exibe a extensão da região mais fria no centro do VCAN, de forma proporcional para estas duas direções (Fig. 5.9).

No estágio de intensidade máxima, os valores negativos de  $\zeta$  no centro do VCAN se estendem desde 200 hPa até o nível de 500 hPa nos profundos (Fig. 5.10a), até o nível de 300 hPa nos rasos (Fig. 5.10b) e até 400 hPa nos rápidos (Fig. 5.10c) e lentos (Fig. 5.10d). Estes níveis máximos de extensão vertical estabelecem o padrão médio de profundidade para estes grupos de VCAN, assim como foi discutido na Figura 5.6. Uma área com  $\zeta$  positivo é vista ao sul do centro dos VCANs com posição média em torno de  $15^\circ$ , embora tenha maior magnitude (superior a  $4 \times 10^{-5} s^{-1}$ ) nos profundos. Esta área está relacionada com a crista corrente acima do VCAN como visto anteriormente no lado oeste. Reforçando ao que foi visto na Figura 5.6, pode ser notado que os VCANs profundos são os mais intensos e os rasos são os mais fracos, pois o mínimo de  $\zeta$  em altos níveis é menor (inferior a  $-8 \times 10^{-5} s^{-1}$ ) nos profundos, e maior ( $-6 \times 10^{-5} s^{-1}$ ) nos rasos. Os VCANs rápidos exibem um mínimo de  $-8 \times 10^{-5} s^{-1}$  e os lentos apresentam a mesma magnitude dos profundos, embora a área do mínimo seja menor.

A intensidade dos VCANs profundos, lentos e rápidos na formação tem a mesma magnitude (superior a  $-8 \times 10^{-5} s^{-1}$ ) do estágio de intensidade máxima (Fig. 5.10a), contudo, a área com mínimo é um pouco mais recolhida. Os rasos mantêm a intensidade durante a sua evolução (Figuras não mostradas). Quando é considerado o estágio de dissipação, o valor do mínimo de  $\zeta$  passa a ter uma magnitude maior nos profundos (Fig. 5.10c) e nos lentos (Fig. 5.10f),

indicando enfraquecimento destes VCANs neste estágio. Ao contrário, os rápidos adquirem maior intensidade na dissipação do que nos outros estágios (Figura não mostrada).

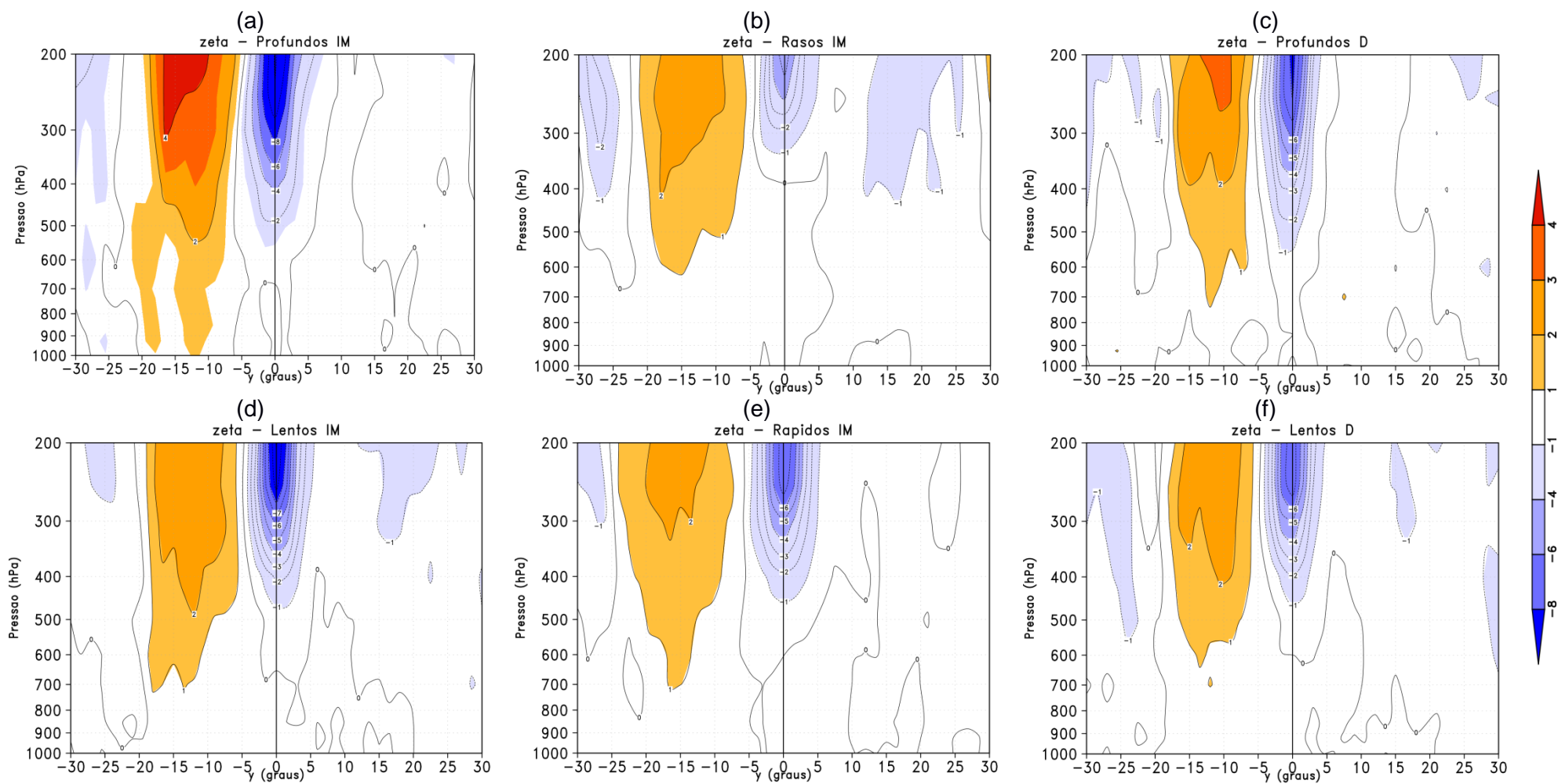


Figura 5. 10 - Idem Fig. 5.9 para a vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) com x fixo no centro para os grupos de VCANs nos horários de intensidade máxima (a,b,d,e) e dissipação (c,f).

Nos campos compostos de  $q$  no estágio de intensidade máxima, a secção vertical versus a latitude (Fig. 5.11) mostra que a maior concentração de vapor d'água é vista na camada 500-1000 hPa da troposfera, especialmente no setor norte da periferia dos VCANs. Veja que as isolinhas de  $q$ , em torno de  $12^\circ$  a norte do centro, se direcionam para níveis atmosféricos mais altos, ou seja, a coluna atmosférica com vapor d'água é maior neste setor da periferia do VCAN do que no setor sul, logo é uma região incipiente para o desenvolvimento de nebulosidade e precipitação. Vale salientar que esta região com maior concentração de  $q$  alcança o nível de 450 hPa nos profundos (Fig. 5.11a), isto é, a coluna atmosférica com vapor d'água tem extensão ligeiramente maior do que nos demais grupos.

Outra região com aumento da coluna atmosférica com concentração de  $q$  é no setor sul da periferia não tão expressiva quanto no setor norte, que pode ser identificada nos profundos, lentos (Fig. 5.11d) e rápidos (Fig. 5.11e). A posição desse pico com concentração de  $q$  é em torno de  $12^\circ$  a sul do centro dos casos lentos e profundos e em torno de  $16^\circ$  a sul do centro dos rápidos. Essas maiores concentrações estão associadas a condições para desenvolvimento de nebulosidade. Considerando a direção do centro para o setor sul da periferia, nota-se que após alcançar a maior concentração de  $q$ , ocorre sua diminuição progressiva até a extremidade do campo composto, o que fica evidente pela inclinação formada das isolinhas quando se direcionam de níveis mais altos para mais baixos da troposfera.

As isolinhas de  $q$  compõem uma mínima concentração próxima ao centro com posição em torno de  $7^\circ$  do lado sul em todos os grupos de VCANs. Fazendo uma associação com a Figura 5.9, as posições com maior concentração de  $q$  coincidem aproximadamente com as regiões de maior aquecimento e as regiões com menor concentração de  $q$  estão relacionadas às regiões com valores negativos de  $T'$ . Não houve alteração do comportamento de  $q$  nos demais estágios do ciclo de vida.

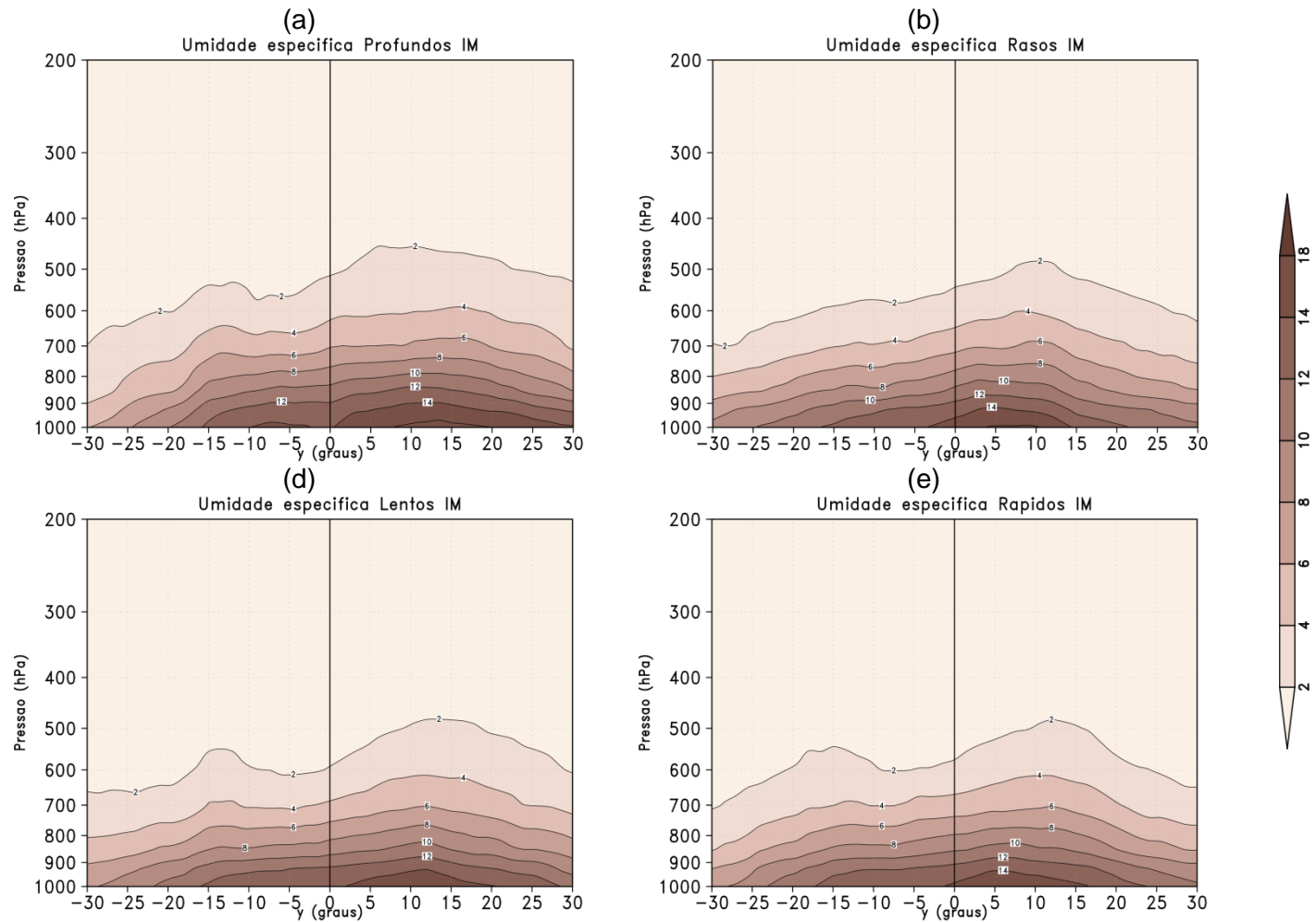


Figura 5. 11 - Campos compostos da secção vertical da umidade específica (g/kg), com  $x$  fixo no centro, para os grupos de VCANS, no horário de intensidade máxima. A reta passa pelo centro do VCAN (0,0) e a escala em  $x$  informa a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ), a partir desse centro.



A Figura 5.12 mostra os campos compostos da seção vertical de omega versus a latitude para os grupos de VCANs nos estágios de formação e dissipação. De maneira geral, o lado sul no centro é ocupado por uma região com movimentos descendentes de ar (omega positivo), enquanto que o lado norte é caracterizado por movimentos ascendentes (omega negativo). Os movimentos ascendentes prevalecem nos setores norte e sul da periferia e abrangem toda a troposfera, porém suas extensões meridionais variam de acordo com o grupo. Bem como também varia com o grupo, a extensão das regiões de descendência do ar vistas nas extremidades norte e sul do campo composto, as quais compensam parte das colunas ascendentes dos setores norte e sul da periferia do VCAN.

Percebe-se no estágio de formação dos profundos (Fig. 5.12a) que as áreas com ascendência de ar nos setores norte e sul da periferia do VCAN são mais amplas do que nos demais grupos, assim como os máximos de Omega negativos apresentam magnitudes maiores (superiores a  $-0.06 \text{ Pas}^{-1}$ ), especialmente no setor sul (GAN; KOUSKY, 1986). Além disso, observam-se duas áreas com descendência de ar, a primeira no centro que se estende até  $10^\circ$  para sul com máximo valor de omega positivo ( $0,06 \text{ Pa/s}$ ), posicionado em torno de  $5^\circ$ . A segunda área com movimentos descendentes pode ser verificada na extremidade sul do composto, a qual compensa parte do movimento ascendente do setor sul da periferia do VCAN. Esta inversão de valores significativos de omega positivo no centro para omega negativo nos setores norte e sul da periferia estabelece a impulsão de intensa atividade convectiva e, conseqüentemente, registros de precipitação como pode ser confirmado pela Fig. 5.3a. Nos rasos (Fig. 5.12b), as duas regiões com ascendência de ar nos setores norte (posição em  $10^\circ$  do centro) e sul (posição em  $17^\circ$  do centro) da periferia ocupam menor área meridional e a magnitude é inferior ( $-0,04 \text{ Pas}^{-1}$ ), quando comparada com os demais grupos. Vê-se que a área de descendência de ar no centro do VCAN ocorre em altos níveis com magnitude de  $0,02 \text{ Pas}^{-1}$  e que na troposfera, abaixo do nível de 400 hPa nesta região, há ascendência do ar. Isto denota uma provável associação com

formação de nebulosidade e precipitação nas proximidades do centro, embora em pequeno volume, como pode ser comprovado pela Fig. 5.3b.

Nos lentos (Fig. 5.12d), movimentos descendentes abrangem todo o centro e se estendem para até  $10^\circ$  no setor sul da periferia, o que ocupa uma área maior do que nos profundos. Isso favorece a ascendência do ar ocupar uma área menor em parte do setor sul da periferia do VCAN (entre  $15^\circ$  e  $20^\circ$ ), contudo com magnitude significativa de omega de até  $-0,1 \text{ Pas}^{-1}$ . No setor norte da periferia, a região é dividida em pequenas áreas com omega positivo de magnitude menor do que  $0,02 \text{ Pas}^{-1}$  e omega negativo com magnitude de até  $-0,04 \text{ Pas}^{-1}$ , isto é, movimentos ascendentes menores do que no setor sul da periferia. Esse padrão é semelhante ao observado nos VCANs rápidos (Fig. 5.12e), porém a área ocupada pelos mínimos de omega negativos é menor com magnitudes maiores do que nos lentos, ou seja, mínimo de  $-0,05 \text{ Pas}^{-1}$  no setor sul e de  $-0,02 \text{ Pas}^{-1}$  no setor norte. Associando-se com os resultados das Figuras 5.6d e 5.6e, justificam-se estas distinções em termos de magnitude de omega pelo fato dos VCANs lentos serem mais intensos do que os rápidos.

Baseado nas descrições acima e confrontando com os resultados das Figuras 5.9 e 5.11, nota-se uma substancial coerência entre as regiões com ascendência do ar (setor sul da periferia do VCAN) coincidir com um máximo de  $q$  e região mais aquecida, por outro lado, nas áreas com descendência de ar (centro do VCAN), vê-se um mínimo de  $q$  e valor de  $T'$  negativo. No setor norte da periferia do VCAN, o valor de  $T'$  é positivo em baixos níveis do centro até  $10^\circ$ , atrelado a um máximo de  $q$  e omega negativo, o que implica diretamente na impulsão de atividade convectiva e, conseqüentemente, produção considerável de precipitação neste setor e nas áreas com ascendência de ar no setor sul da periferia.

O comportamento de omega no estágio de intensidade máxima é similar ao da formação, porém na dissipação uma diferença foi notada. Fazendo uma comparação entre as Figuras 5.12c e 5.12a, observa-se que os profundos

apresentam a área com descendência de ar do centro com extensão meridional e magnitude menor do que na formação. Vê-se também que as áreas com movimentos ascendentes em parte do centro e nos setores norte e sul da periferia do VCAN são mais amplas. Similarmente, nos lentos (Fig. 5.12f), há um enfraquecimento dos movimentos ascendentes nos setores norte e sul da periferia e de omega positivo no centro, bem como a presença de pequenas áreas com omega negativo ( $-0,01 \text{ Pas}^{-1}$ ) mais próximas do centro do sistema. Desta forma, todos os grupos mostraram o aumento das áreas com omega negativo em direção ao centro do VCAN, implicando no disparo de processos convectivos, embora nos profundos esse processo foi mais expressivo. Tal resultado se mostra de acordo com a Fig. 5.4, onde pode ser visualizada produção de acumulado de precipitação na região central e proximidades em todos os grupos de VCANs no estágio de dissipação.

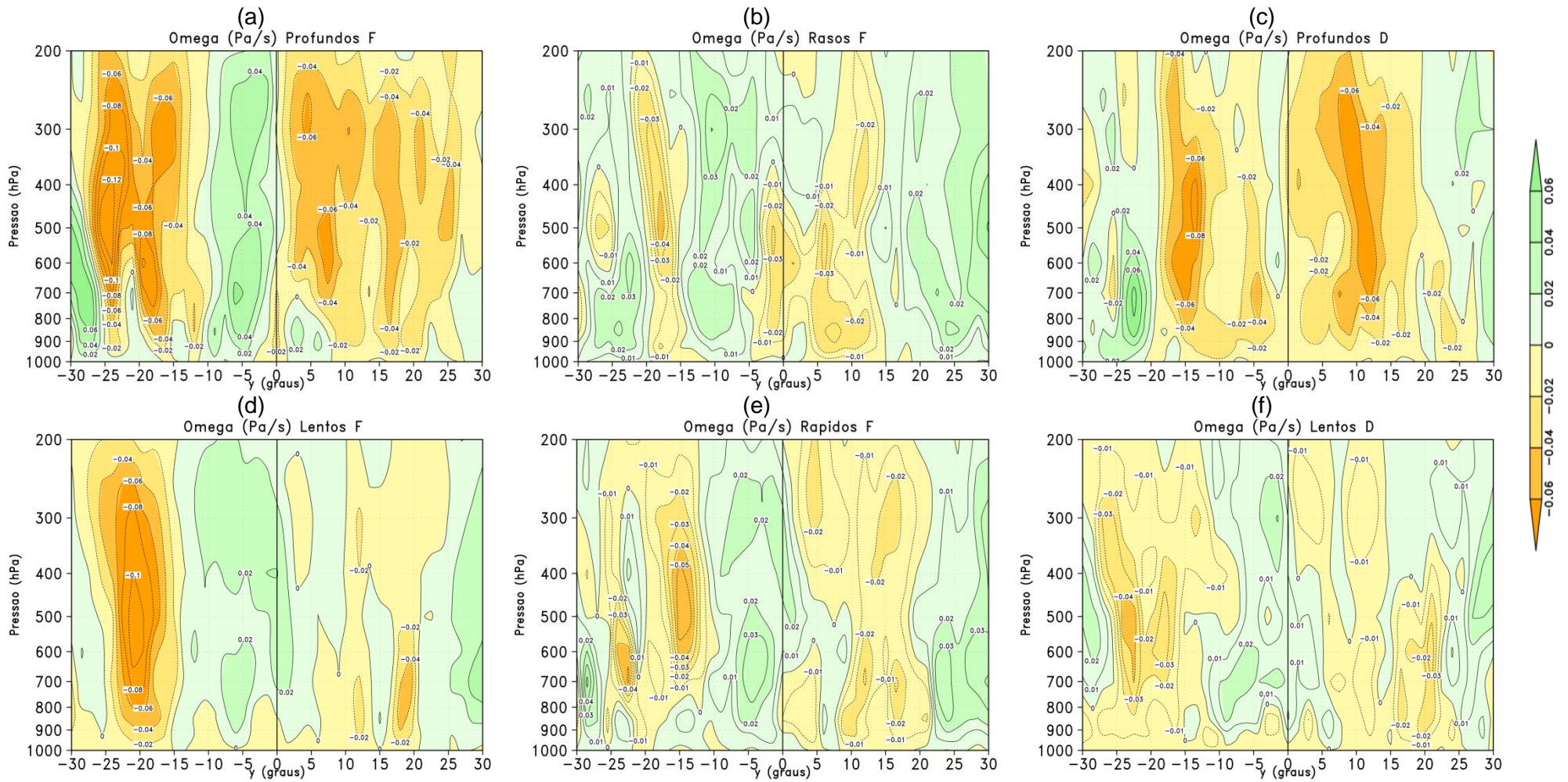


Figura 5. 12 - Campos compostos da secção vertical de omega ( $\text{Pa s}^{-1}$ ), com x fixo no centro, para os grupos de VCANs, nos horários de formação (a,b,d,e) e dissipação (c,f). A reta passa pelo centro do VCAN (0,0) e a escala em x informa a largura do espaçamento ( $^{\circ}$ ), a partir desse centro.

#### 5.4. Perfil vertical da intensidade

A Figura 5.13 evidencia com detalhes a variação vertical dos compostos do mínimo de  $\zeta$ , que representa a intensidade de cada grupo de VCAN nos estágios do ciclo de vida. É possível perceber que esta variação passa a ser significativa nos casos rasos e rápidos a partir do nível de 400 hPa, nos lentos a partir de 500 hPa e nos profundos a partir de 600 hPa. Isso equivale a dizer que a intensidade do VCAN é mais variável na camada 200-500 hPa, correlacionada com a sua profundidade. A maior variação de intensidade em todos os grupos de VCANs e estágios ocorre entre os níveis de 300 e 400 hPa. Vale ressaltar que nessa camada, foram encontrados os maiores gradientes zonal e meridional de  $T'$ , entre o centro e a periferia do sistema, conforme observado nas Figuras 5.5 e 5.9, o que acarreta diretamente maiores alterações na intensidade do VCAN.

Em todos os grupos e estágios, a intensidade apresenta o menor mínimo de  $\zeta$  no nível de 200 hPa e tende a crescer em direção à superfície. Apesar de que, a intensidade do VCAN no nível de 200 hPa é geralmente próxima à magnitude no nível de 250 hPa, corroborando os resultados obtidos na seção 4.3. Em consonância com os resultados de Ramirez (1997), que determinou o perfil vertical da anomalia média da vorticidade relativa para um caso de VCAN do NEB, a anomalia de vorticidade relativa mais negativa também ocorreu no nível de 200 hPa.

Ademais, abaixo de 500 hPa, a intensidade varia menos e apresenta valores maiores de mínimos de  $\zeta$ , devido os VCANs comumente se encontrarem na camada 200-500 hPa e se enfraquecerem em direção à superfície. A intensidade máxima adquirida pelos casos profundos (Fig. 5.13a) é de  $-12,4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ , pelos rasos (Fig. 5.13b) é de  $-5,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ , pelos lentos (Fig. 5.13c) é de  $-10 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ , e por fim, a intensidade máxima dos rápidos (Fig.

5.13d) corresponde a  $-7,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ . Diante disso, demonstra-se que os VCANs profundos são os mais intensos e os rasos são os mais fracos.

Fazendo uma avaliação da variação da intensidade dos VCANs nos estágios, a maior diferença é vista na camada 200-250 hPa, onde a distância entre os perfis é maior. Pode-se dizer que é nessa camada onde os VCANs do NEB se originam, portanto qualquer mudança inicialmente ocorre nela, a qual pode ser refletida ou não para níveis abaixo. Também é notável que os casos profundos apresentam maior variabilidade da intensidade durante o ciclo de vida, pois os perfis são mais distanciados do que nos demais grupos. Ao contrário dos casos rasos, que tendem a preservar a intensidade durante o ciclo de vida. Vê-se que os perfis são muito próximos em todos os níveis.

Ainda é interessante observar que a menor intensidade dos VCANs é alcançada no estágio de dissipação, pois o perfil vermelho encontra-se à direita dos demais perfis em todos os grupos, exceto nos rápidos, no qual indica menor intensidade na formação. Acredita-se que ela não seja relevante para o movimento dos VCANs, ao contrário disso, a intensidade auxilia para a permanência do VCAN por mais tempo em determinada região, como foi discutido para os casos lentos.

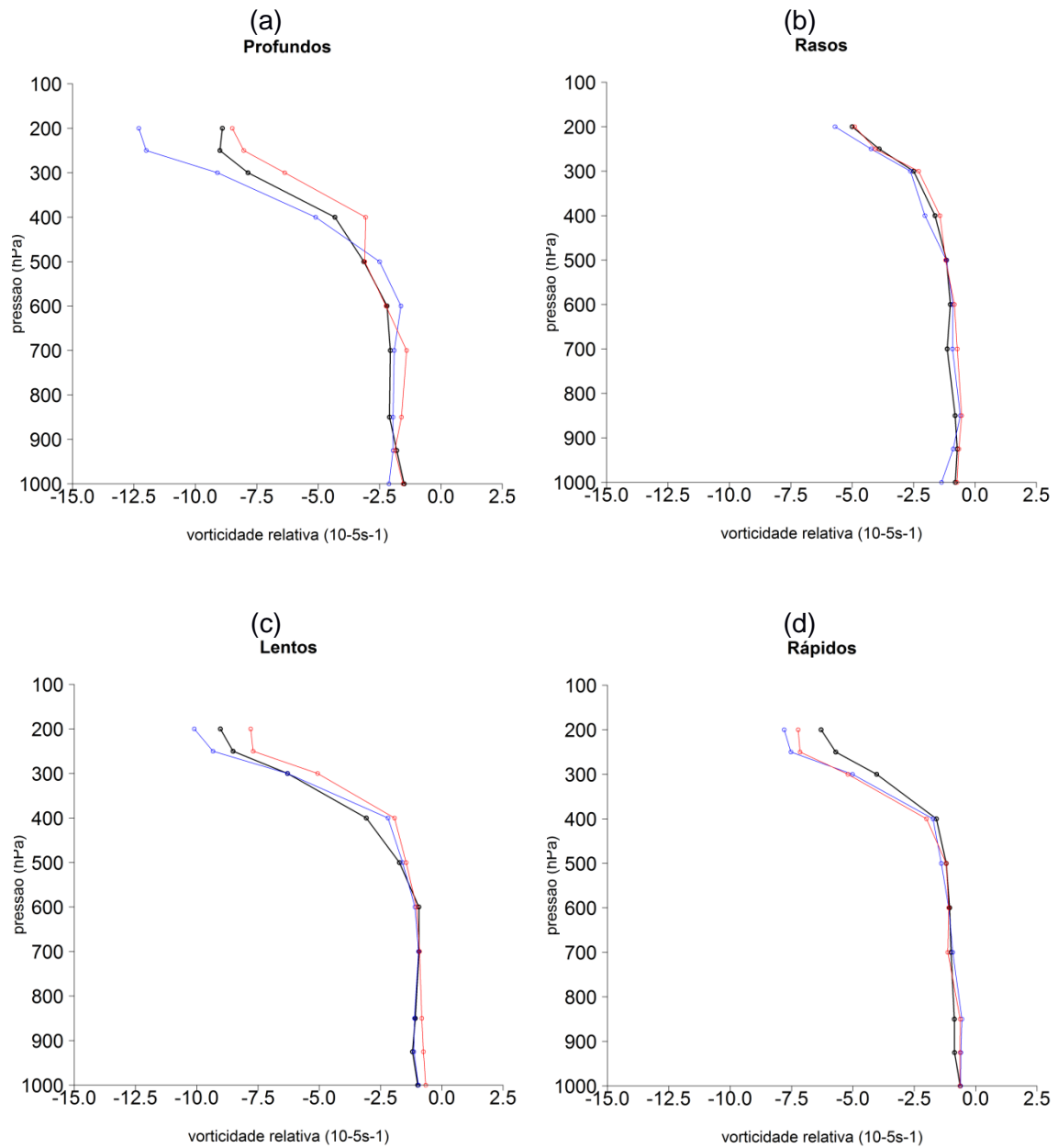


Figura 5. 13 - Composto da seção vertical do mínimo de vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) no centro de cada grupo de VCAN, nos horários de formação (perfil com cor preto), intensidade máxima (perfil com cor azul) e dissipação (perfil com cor vermelho).

## 5.5. Discussões

Nesta seção, o objetivo foi avaliar campos compostos de variáveis atmosféricas ( $T'$ ,  $\zeta$ ,  $q$  e  $\omega$ ) para os grupos de VCANs profundos, rasos, lentos e rápidos nas regiões do centro e da periferia. Reunindo o conjunto de informações adquiridas com essas avaliações, traçam-se, a seguir, as características predominantes em cada grupo e a proposta de um modelo conceitual da estrutura físico-dinâmica dos VCANs do NEB, que sumariza todas as informações.

### (a) VCANs profundos:

O padrão observado neste grupo de VCANs denota características mais pronunciadas do que nos demais em todos os estágios. Na formação, o centro destes vórtices foi o mais frio e ocupou uma camada maior (200-700 hPa), com mínimo  $T'$  de  $-2^\circ\text{C}$  na camada 300-400 hPa. Ao mesmo tempo, esta região foi estabelecida por intensos movimentos descendentes e apresentou pouca concentração de vapor d'água e como consequência, a torna isenta de desenvolvimento de nebulosidade e precipitação. Além disso, o ar mais frio no centro se estende para leste e contribui com a inclinação do VCAN para leste com a altura. No extremo leste central até  $5^\circ$  da periferia, acima de 400 hPa, foi encontrado um pico de máxima concentração de vapor d'água, que associado a movimentos verticais ascendentes, justifica a precipitação no setor nordeste da periferia do sistema.

Vale ainda destacar que estes VCANs adquiriram os maiores GZT ( $4^\circ\text{C}$ ) e GMT ( $5,5^\circ\text{C}$ ) a uma distância em torno de  $20^\circ$  em altos níveis, decorrente do contraste entre o máximo ar frio no centro e o máximo ar quente nos setores oeste e sul da periferia, respectivamente. Tais gradientes horizontais de  $T'$  associado a maior concentração de vapor d'água alavancam movimentos ascendentes acentuados e disparo de processos convectivos intensos. Arelado a isto, foi demonstrado que este grupo foi o mais intenso



( $-12,4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ) e o que estabeleceu a maior extensão vertical (200-500 hPa). De fato, como observado por Frank (1970), há uma correlação direta entre a intensidade do vórtice e a profundidade.

A circulação do vento horizontal no nível de 200 hPa foi intensa em toda a periferia do VCAN profundo, exceto no setor sudeste, bem como a crista corrente acima foi intensa e colaborou para um formato alongado do vórtice na direção NW-SE. No estágio de intensidade máxima, esse grupo apresentou características atmosféricas acopladas ainda mais expressivas, ao contrário da dissipação, quando estas foram mais suavizadas. Apesar de que, no estágio de dissipação, o centro do vórtice apresentou movimentos ascendentes e aumento da concentração de  $q$ , ao mesmo tempo em que, surgiram áreas com movimentos descendentes no setor oeste da periferia. Logo, isso acarretou a desorganização da distribuição de precipitação e produção de convecção isolada inclusive no centro. Cabe ressaltar ainda neste estágio que os VCANs foram mais rasos, fracos e não se inclinaram para leste com a altura, em decorrência da ausência de  $T'$  negativo significativo na porção leste do centro.

(b) VCANs rasos:

Este grupo mostrou padrões característicos mais suavizados do que os demais em todos os estágios. A circulação do vento horizontal em 200 hPa se mostrou fraca, na qual mesmo com a crista corrente acima do VCAN enfraquecida, ocasionou uma discreta inclinação horizontal com orientação NW/SE e manteve a magnitude do vento similar na periferia. Esses VCANs foram os mais fracos ( $-5,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ) e exibiram a menor extensão vertical (200-340 hPa) durante o ciclo de vida.

Em contraposição aos outros grupos, o mínimo negativo de  $T'$  no centro foi de  $-0,5^\circ \text{C}$  acima de 400 hPa com pouca diferença em relação ao ar mais quente de  $1^\circ \text{C}$  ( $0,5^\circ \text{C}$ ) no setor sul (oeste) da periferia, denotando um fraco GMT (GZT) de  $1,5^\circ \text{C}$  ( $1^\circ \text{C}$ ) a uma distância aproximada de  $20^\circ$ . Embora, a leste do centro, foi vista uma área de  $0,5^\circ \text{C}$  mais fria do que a oeste, o que favoreceu a

uma discreta inclinação do vórtice para leste com a altura. Em adição, o centro dos casos rasos apresentou concentração de vapor d'água abaixo do nível de 500 hPa, enquanto que nos setores norte e oeste da periferia, observou-se aumento da coluna com vapor d'água e movimentos ascendentes de até  $-0,04 \text{ Pas}^{-1}$ , conseqüentemente áreas mais propícias para gerar processos convectivos. O padrão das variáveis atmosféricas nos estágios foi pouco variável, inclusive a inclinação horizontal permaneceu discretamente para leste com a altura.

(c) VCANs rápidos:

Na formação, este grupo apresentou circulação horizontal do vento no nível de 200 hPa relativamente forte na periferia, exceto no setor sudeste e se inclinaram horizontalmente com direção NW/SE, mesmo com a crista corrente acima do vórtice enfraquecida. Ainda apresentaram intensidade máxima de  $-7,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e extensão vertical pronunciada (200-380 hPa). A região central apresentou características típicas como: área mais fria ( $1,2^\circ \text{ C}$ ), menor concentração de  $q$  e movimentos descendentes do ar. Isto é, uma área não apropriada para a formação de nuvens e precipitação. A inversão do ar mais frio no centro para uma região com ar mais quente de  $0,6^\circ \text{ C}$  e  $1,5^\circ \text{ C}$ , nos setores oeste e sul da periferia em altos níveis, estabeleceram um GZT e GMT de  $1,8^\circ \text{ C}$  e  $2,7^\circ \text{ C}$ , respectivamente a uma distância de  $20^\circ$ . A expansão da região com  $T'$  negativo do centro para a porção leste explicou a inclinação dos casos rápidos também para leste com a altura.

Os setores norte e oeste exibiram máximas concentrações de  $q$  e movimentos verticais ascendentes que atrelado aos gradientes horizontais de  $T'$  forneceram condições propícias para alavancar o desenvolvimento de nuvens e produção de precipitação. Embora, foi possível observar que os casos rápidos também produziram precipitação no setor sul, visto que houve um aumento da concentração de  $q$  e de movimentos ascendentes. Vale salientar que algumas características das variáveis atmosféricas neste grupo se enfraqueceram na

dissipação, como a circulação horizontal do vento na periferia no nível de 200 hPa e o GHT em altos níveis entre o centro e a periferia. Contrariamente, outras características puderam ser mais acentuadas, como a intensidade e a profundidade (400 hPa). Ademais, a distribuição da precipitação neste estágio tornou-se irregular e observou-se formação de nuvens isoladas na região central e proximidades.

(d) VCANs lentos:

Neste grupo, o padrão do vento horizontal no nível de 200 hPa foi relativamente forte na periferia e ao redor da crista corrente acima, que foi mais intensa do que nos casos rápidos. O formato deste VCAN tem uma inclinação horizontal na direção NW/SE menor do que nos demais grupos, devido à magnitude do vento ter sido aproximadamente a mesma em toda a periferia. São VCANs relativamente intensos ( $-10 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ) e profundos (200-400 hPa), em todos os estágios. O centro dos lentos foi mais frio ( $2^\circ \text{C}$ ) tanto quanto os profundos, porém o GHT ( $2,5^\circ \text{C}$ ) foi menor estabelecido entre esse centro e a região mais aquecida nos setores sul e oeste da periferia em altos níveis, a uma distância de  $20^\circ$ . Simultaneamente, este GHT foi próximo dos rápidos. Em geral, as variáveis atmosféricas em média nos lentos se comportaram de forma semelhante aos rápidos. A inclinação dos lentos também foi para leste com a altura, ocasionada pela extensão da região mais fria no centro para a porção leste. Os setores sul e oeste da periferia foram os mais favoráveis para a formação de nebulosidade e a produção de precipitação, em decorrência do acoplamento entre máximas concentrações de vapor d'água e movimentos ascendentes de até  $-0,1 \text{ Pas}^{-1}$ . Essas características físicas, associadas a maior intensificação dos lentos, acarretaram valores de precipitação superiores aos dos rápidos, bem como a distribuição dessa precipitação foi mais regular.

Assim como nos casos rápidos, o setor norte da periferia também contribuiu para a geração de nuvens e precipitação, pois exibiu máximos negativos de omega. As mesmas características físico-dinâmicas do estágio inicial foram mais pronunciadas no horário de intensidade máxima e mais enfraquecidas na

dissipação. Uma explicação aceitável para esses VCANs terem se mantido quase estacionários, decorre do fato de serem intensos e, simultaneamente, o vento na periferia foi relativamente forte como verificado por Ramirez (1997). Neste estudo, constatou-se que esta ação do vento tem grande influência para os definirem como quase estacionários. Sugeriu-se ainda que em decorrência dos gradientes horizontais das variáveis atmosféricas (vento,  $T'$ ,  $U_r$ ,  $q$  e  $\omega$ ) nos casos lentos não terem sido substanciais quanto nos profundos, não houve produção de precipitação considerável e melhor distribuída.

Em suma, as principais características dos grupos que foram descritas podem ser representadas pelo modelo conceitual da Fig. 5.14, elaborado para os casos profundos no estágio de formação. Observa-se inclinação horizontal do VCAN em 200 hPa com orientação NW-SE e ventos mais fracos no setor sudeste da periferia, enquanto que no nível de 500 hPa, até onde o sistema se estendeu, a circulação do vento é simétrica. Em adição, nota-se que o vento na periferia é mais intenso em 200 hPa e mais fraco em 500 hPa, indicando enfraquecimento em direção à superfície. Há uma ligeira inclinação do centro do vórtice para leste com a altura e as regiões mais propícias para gerar nuvens e precipitação são os setores noroeste, sudoeste e nordeste, onde ocorre divergência do vento em 200 hPa. O centro é caracterizado por convergência do vento, indicando movimentos verticais descendentes. Na dissipação, a inclinação horizontal do sistema em 200 hPa é menor com ventos mais fracos na periferia e declínio da convergência do vento no centro, pois pode ocorrer formação de nuvens. Viu-se ainda que não ocorreu inclinação do sistema com a altura. Relativo aos demais grupos, a diferença é que não há divergência do vento em 200 hPa no setor nordeste da periferia e a profundidade é até 400 hPa nos casos rápidos e lentos e até 250 hPa nos rasos. Ademais, apenas os rasos permanecem com a inclinação para leste com a altura durante o ciclo de vida.





## **6 SIMULAÇÕES NUMÉRICAS**

Esta etapa da pesquisa se refere às simulações numéricas, desenvolvidas para examinar o desempenho do modelo WRF em representar um caso de VCAN selecionado. Investigam-se também os efeitos do aquecimento da atmosfera tropical, proveniente da LCL da convecção cumulus e da microfísica de nuvens, para o comportamento deste sistema durante a sua evolução, especificamente referente à circulação na periferia, precipitação associada, intensidade e estrutura vertical.

### **6.1. Caracterização sinótica do caso**

O VCAN selecionado para as simulações apresentou ciclo de vida de 11 dias, de 12/01 1800 UTC a 23/01 1800 UTC de 2011. A partir das datas traçadas pelo método automático, a escolha deste caso foi feita com imagens de satélite no canal infravermelho, as quais mostraram padrão significativo de nebulosidade envolvendo o sistema. Costa (2014) estudou este VCAN em especial e validou a teoria da máquina térmica para o período de 16 a 19 de janeiro de 2011. Foi demonstrado que houve variação de pressão, entre o centro e a periferia deste sistema, apontando a presença de processos convectivos associados.

O ambiente sinótico nos dias em que este VCAN esteve ativo foi avaliado com imagens de satélite nos canais espectrais do vapor d'água e infravermelho e com campos de vento horizontal no nível de 200 hPa. É possível visualizar o VCAN pela imagem de satélite no dia de formação (Figura 6.1a) como uma área seca (tonalidade mais escura), posicionado sobre o OATS nas proximidades da costa do NEB. Essa área mais seca está envolvida por outra área mais úmida (tonalidade clara) com nebulosidade do tipo Cumulonimbus e Cirrus, que ocupa boa parte do NEB e também sobre o Oceano Atlântico (Fig. 6.1a e 6.1b). Há uma interação entre o VCAN e outros sistemas meteorológicos típicos da estação de verão: AB e ZCAS (climanálise, 2011). A ZCAS pode ser

detectada como uma ampla área com maior concentração de vapor d'água e nebulosidade, que se estende desde a Amazônia até o OATS com orientação NW-SE. Segundo o boletim climanálise (2011), este evento de ZCAS persistiu do dia 11/01 ao dia 16/01 de 2011. Acoplando esta descrição ao campo de vento horizontal no nível de 200 hPa (Figura 6.1c), observa-se a AB com centro em 19° S e 72° W, isto é mais para oeste de sua posição climatológica (Climanálise, 2011). Em contrapartida, o VCAN localiza-se em 10° S e 28° W, com formato mais alongado na direção N-S. Ainda através da Fig. 6.1c, nota-se que este sistema se formou corrente abaixo de uma intensa crista, localizada a sudoeste do OATS que dá suporte dinâmico à ZCAS em superfície (Figura 6.1a).

Essa situação sinótica trata-se de um padrão de circulação semelhante ao descrito por Ramirez et al. (1999), o qual proporciona o deslocamento do VCAN para oeste e geralmente, segundo estes autores, este padrão faz associação com vórtices intensos e profundos. Ademais, observa-se atividade convectiva amena nos setores norte e oeste da periferia do VCAN, embora núcleos convectivos isolados possam ser visualizados no setor oeste da periferia nos entornos do litoral nordestino (Figura 6.1b).



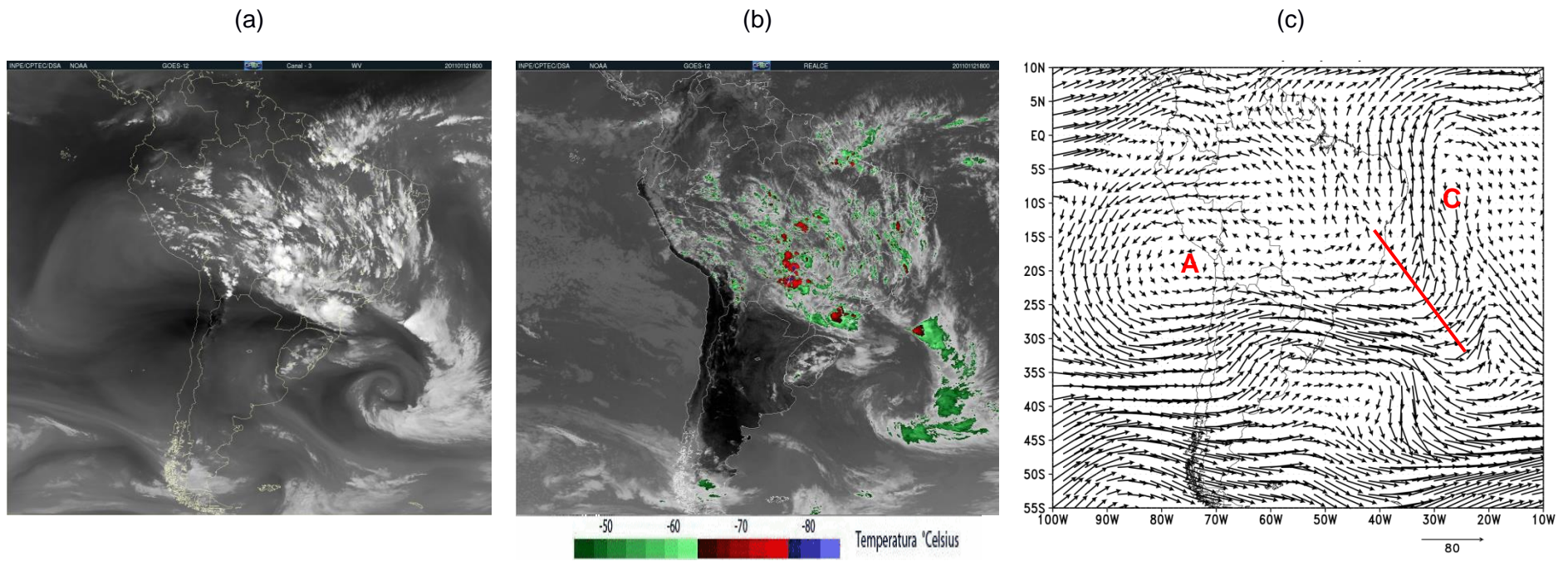


Figura 6. 1 - Imagens do satélite Goes-12 nos canais (a) vapor d'água, (b) infravermelho realçado e (c) campo de vento horizontal no nível de 200 hPa com análise gfs para o dia 12/01/2011 1800 UTC.

No dia 13/01 1200 UTC, o VCAN se manteve com o centro sobre o OATS, porém desenvolveu um formato circular e o fluxo intenso de sul, anteriormente observado na sua borda oeste, adquiriu direção de sudeste sobre a costa do NEB (Figura não mostrada). Posteriormente no dia 15/01 0000 UTC, o VCAN alcançou a costa do NEB e se posicionou em  $8^{\circ}$  S e  $36^{\circ}$  W, adquirindo um formato com orientação leste-oeste e preservando a sua propagação em direção a continente adentro. Neste dia, a AB esteve localizada em  $19^{\circ}$  S e  $75^{\circ}$  W e a crista passou a se posicionar ao sul do VCAN, com ventos mais intensos na periferia. Em seguida, no dia 16/01 0600 UTC (Figura 6.2c), a crista evoluiu para um sistema anticiclônico fechado sobre o OATS sudoeste com centro em  $21^{\circ}$  S e  $41^{\circ}$  W. A AB se manteve aproximadamente na mesma posição e o VCAN continuou mostrando alongamento na direção zonal.

As imagens de satélite nas Figuras 6.2a e 6.2b mostram a região central do VCAN ocupando quase todo o NEB com posição em  $8^{\circ}$  S e  $37^{\circ}$  W, o que aponta para inibição de convecção e precipitação nesta região. Observa-se a borda norte do VCAN ocupando uma estreita área do litoral dos estados do Maranhão, Piauí, Ceará até o OATS, provavelmente contribuindo para gerar precipitação. A nebulosidade da borda oeste do sistema encontra-se mais enfraquecida e se posiciona sobre o continente Sul-Americano, se envolvendo com a convecção da Amazônia. Vê-se ainda na Fig. 6.2b, que a ZCAS estabelece um padrão enfraquecido, de forma que em alguns horários seguintes foi vista a sua dissipação.

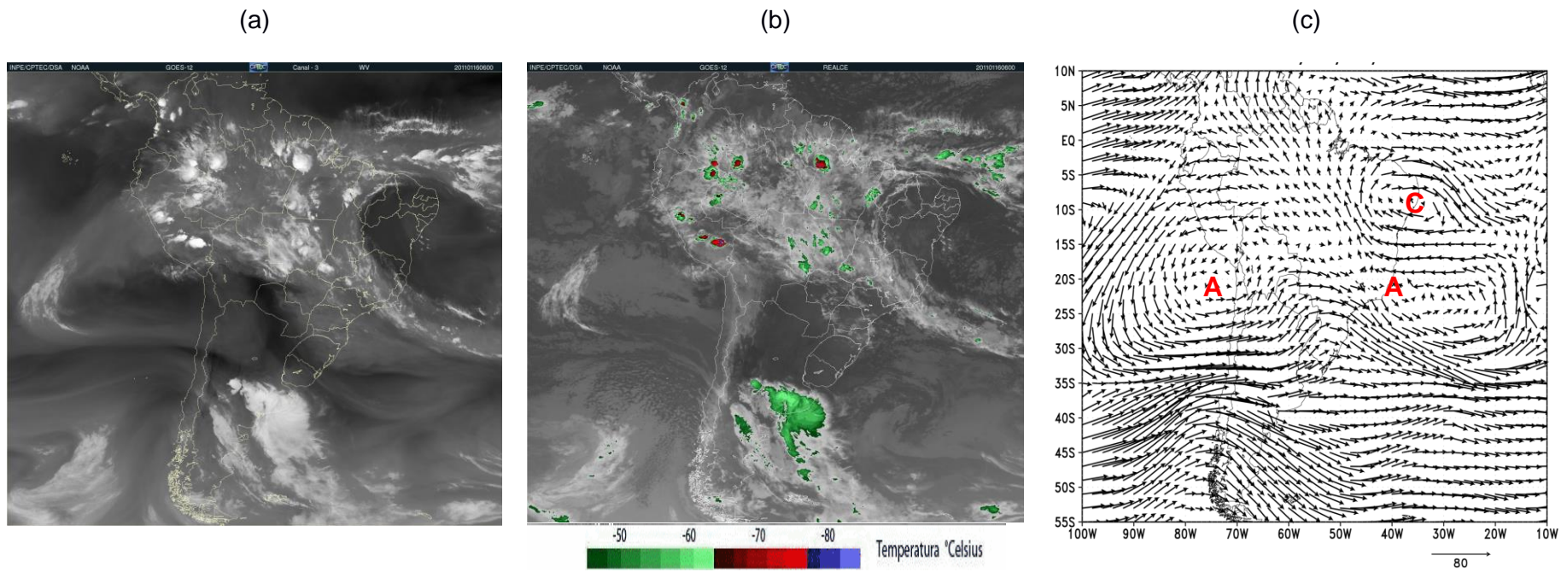


Figura 6. 2 - Idem à Figura 6.1 para o dia 16/01/2011 0600 UTC.

Durante o período de 17/01 0600 UTC a 18/01 0600 UTC, o VCAN adquiriu um formato mais alongado na direção NW-SE e adentrou ainda mais sobre o continente. O sistema anticiclônico do lado sul começou a se enfraquecer, passando a não mais exibir o fechamento da circulação, enquanto que a AB se deslocou para 21° S e 78° W (Figura não mostrada). A partir de 18/01 1200 UTC, o formato do VCAN se tornou circular, a crista continuou do lado sul com características de enfraquecimento e a AB foi detectada na mesma posição. Neste dia, se configurou o segundo episódio de ZCAS não tão intenso quanto o primeiro (climanálise, 2011). A propagação do VCAN continente adentro propiciou a formação de convecção profunda no centro e proximidades no dia 21/01 0530 UTC, como mostram as Figuras 6.3a e 6.3b. Uma explicação plausível é que mesmo ocorrendo subsidência de ar frio em grande escala, sobre uma região com ar quente e úmido, ocasiona instabilidade convectiva, podendo assim, formar nuvens convectivas (KOUSKY; GAN, 1981). Em conformidade com o que foi enfatizado por Kousky e Gan (1981) e com os padrões encontrados na seção anterior do presente estudo, eventualmente essas situações levam à dissipação do sistema, obviamente devendo-se considerar se o sistema mantém ou não os gradientes horizontais de  $T'$ , concentração de  $q$  e omega, entre o centro e a periferia.

Convecção profunda também pode ser visualizada nos setores noroeste e oeste da periferia do VCAN e na borda nordeste da AB, embora o segundo evento de ZCAS esteja se aproximando do seu estágio de dissipação (Figura 6.3b), o qual ocorreu horários seguintes nesse mesmo dia (Climanálise, 2011). A Fig. 6.3c apresenta o ambiente sinótico que continua exibindo um padrão de circulação semelhante ao descrito por Ramirez et al. (1999). O sistema anticiclônico com circulação aberta ao sul do VCAN sobre o OATS sudoeste novamente se intensifica. A AB passa a ser localizada mais para oeste em 21° S e 82° W, o que contribuiu para o deslocamento do VCAN para 11° S e 43° W, com o formato aparentemente mais zonal. A partir do dia 22/01 1200 UTC, a crista se deslocou mais para sul e o VCAN adquiriu um formato alongado na direção NW-SE com o deslocamento sendo mantido para oeste, seguindo o

deslocamento da AB. Até que no dia 23/01 1800 UTC, o VCAN se dissipou com posicionamento em 9° S, 51° W e a AB encontrou-se localizada em 21° S e 90° W (Figuras não mostradas). Através da Fig. 6.4, a trajetória percorrida pelo VCAN pode ser acompanhada durante o ciclo de vida. Note que o sistema se formou sobre o OATS e, embora tenha apresentado alguns horários com movimentos irregulares, mostrou tendência em se propagar para oeste de modo que atravessou todo o NEB e se dissipou sobre o estado do Pará.

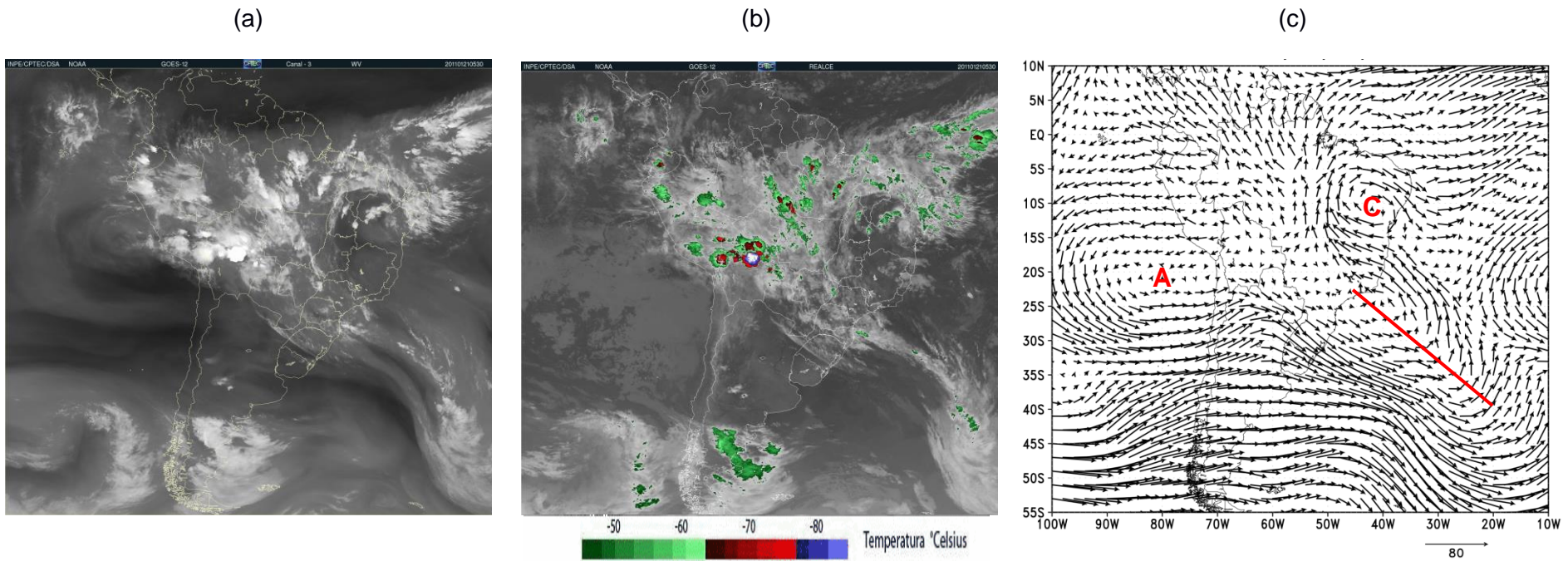


Figura 6. 3 - Idem à Figura 6.1 para o dia 21/01/2011 0530 UTC.

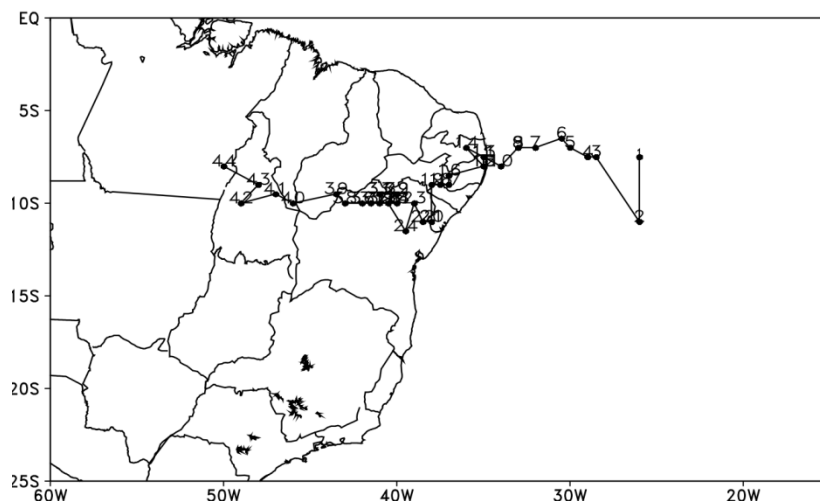


Figura 6. 4 - Trajetória do VCAN com as análises FNL no nível de 200 hPa para o período de 12/01 1800 UTC a 23/01 1800 UTC de 2011.

## 6.2. Simulação controle (SC)

Esta simulação foi desenvolvida com o intuito de verificar como o modelo WRF representa as principais características da circulação tropical, durante o ciclo de vida do VCAN. Assim, a discussão dos resultados dessa simulação baseia-se em apresentar a evolução deste sistema em alguns horários relevantes a partir das comparações entre a simulação controle (SC) e a análise FNL do GFS, considerada como a verdade. Serão analisados os campos do vento horizontal no nível de 200 hPa sobrepostos ao do acumulado de precipitação das últimas 6 horas e seções verticais dos cortes zonal e meridional de variáveis meteorológicas, como meio de retratar a evolução. Nessas seções, destaca-se que a reta indica o centro do VCAN em 200 hPa e o critério é o mesmo da seção anterior, de forma que o centro se estende até um raio de 5° ao redor e a periferia é limitada dessa extremidade até um raio de 15° ao redor.

Observa-se no dia de formação do VCAN (12/01 1800 UTC), correspondente a 24 horas de integração, que a circulação tropical é eficientemente exibida pela simulação SC (Fig. 6.5d), pois conseguiu gerar a crista a sudoeste do sistema, bem como a AB mais para oeste da posição climatológica (Climanálise, 2011) e

o VCAN com o centro sobre o OATS. Embora tenha ficado com posição em 5° S e 26° W ligeiramente a leste da posição da análise (Fig. 6.5a), há uma boa reprodução do alongamento do vórtice na direção norte-sul e da intensidade do vento na periferia. A intensidade do vento na periferia da crista corrente acima do vórtice é superestimada, porém a extensão e inclinação horizontais são bem reproduzidas. A simulação SC posiciona a AB aproximadamente na mesma posição observada e mostra satisfatoriamente a intensidade do vento na periferia. É possível constatar que há uma superestimativa do acumulado de precipitação na borda norte do vórtice e na região centro-sul do Brasil (Fig. 6.5d). A distribuição do acumulado de precipitação na região da ZCAS encontra-se alinhada a oeste da observação. Ainda é notável que em outras regiões, a simulação SC detecta menor acumulado de precipitação do que a observação como nos setores leste da AB e na borda sudoeste da crista associada.

Segundo a Fig. 6.5b para o dia 13/01 1200 UTC (42 horas de integração), o VCAN assume um formato mais circular. Nesse horário, percebe-se que a simulação SC (Fig. 6.5e) consegue configurar o VCAN com esse formato, entretanto, a sua posição continua mais para sudeste (7° S e 27° W) da posição observada em 6° S e 29° W. A intensidade do vento na periferia da crista permaneceu sendo superestimada, o mesmo ocorrendo com os ventos de sudeste na borda oeste da periferia do vórtice. A simulação SC (Fig. 6.5e) gerou adequadamente o posicionamento da precipitação neste horário sobre os setores leste da AB e oeste da crista, porém superestimou sua magnitude, bem como o acumulado de precipitação na borda norte e noroeste do VCAN e na região da ZCAS. A distribuição do acumulado de precipitação associado à ZCAS novamente foi posicionado a oeste da observação. Como pode ser acompanhado pelas Figuras 6.5c e 6.5f no dia 14/01 0600 UTC (60 horas de integração), nota-se que a simulação SC subestima a precipitação ao norte da borda norte do vórtice e no centro oeste do Brasil, contudo superestima nas bordas oeste da crista e norte do VCAN. Há uma intensificação do vento na borda oeste deste sistema e posicionamento em 6,5° S e 29° W, isto é, se



mantem a sudeste da posição observada ( $7,5^\circ$  S e  $33^\circ$  W). A AB está localizada em torno da posição observada ( $16^\circ$  S e  $67^\circ$  W).

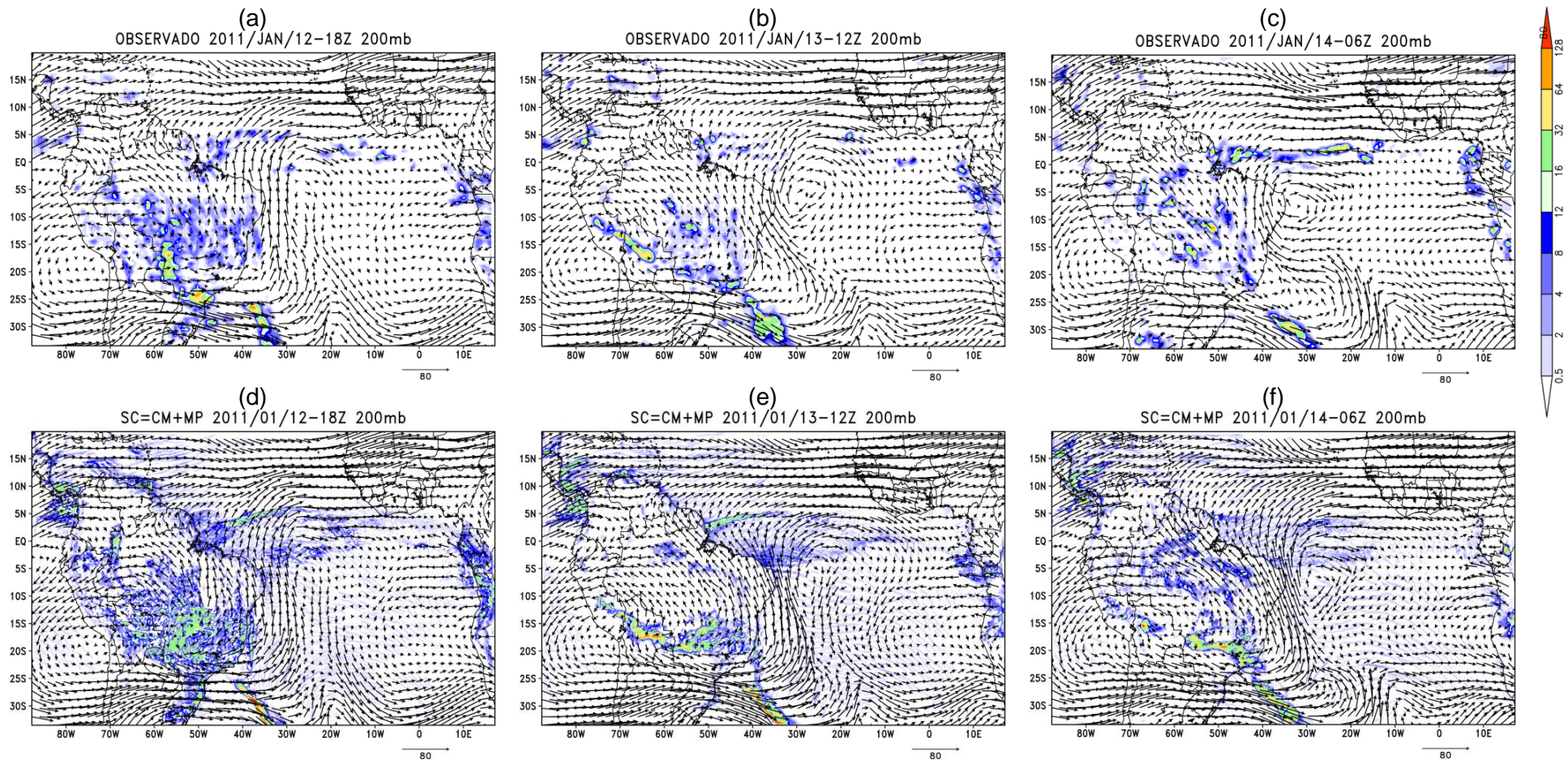


Figura 6. 5 - Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação (escala de cores) pela análise gfs + cmorph das últimas 6 horas (mm) (linha superior) e pela simulação SC (linha inferior) para (a,d) 24 (12/01 às 1800 UTC), (b,e) 42 (13/01 às 1200 UTC) e (c, f) 60 horas de integração (14/01 às 0600 UTC).

A Fig. 6.6d mostra que no dia 15/01 0000 UTC (78 horas de integração), não é percebido o formato do vórtice com orientação zonal como foi observado na análise (Fig. 6.6a), mas sim com formato circular. Além disso, há uma subestimativa do acumulado de precipitação no setor oeste da periferia do sistema e ao norte da sua borda norte, embora a simulação SC se manteve a induzir mais precipitação na região da ZCAS e na borda norte do VCAN.

À medida que os horários simulados foram sendo avaliados, percebeu-se uma melhor representatividade da circulação mais zonal do VCAN até o dia 16/01 0000 UTC (102 horas de integração). Porém, o posicionamento do centro do VCAN se manteve a sudeste da posição observada e a subestimativa do acumulado de precipitação, ao norte da borda norte do vórtice, também prevaleceu (Figuras não mostradas). A partir deste horário, o modelo começou a impulsionar uma caracterização do vórtice pouco distinta do que se vinha sendo visualizado. Fazendo uma comparação entre as Figuras 6.6b e 6.6e, é notadamente coerente o alongamento do vórtice simulado com direção mais zonal, ao contrário do surgimento de uma configuração ainda mais alongada da circulação em toda a periferia do vórtice que foi induzida pelo modelo. Vê-se ainda que a AB se encontra posicionada em 19° S e 70° W, ou seja, a nordeste da posição observada na análise (20° S e 72° W). A simulação SC (Fig. 6.6e) exhibe enfraquecimento do vento na periferia da crista que não fecha a circulação.

Entre 138 (17/01 1200 UTC) e 150 horas de integração (18/01 0000 UTC), o comportamento dos campos de vento horizontal em altos níveis e acumulados de precipitação simulados é semelhante aos da Fig. 6.6e, exceto o centro do VCAN que se deslocou mais para sudeste da posição da análise (Fig. 6.6b) e a circulação na periferia não adquiriu o alongamento observado com direção NW-SE, ao contrário a simulação SC reproduziu o formato circular. A crista corrente acima do vórtice passou a se posicionar para o lado sudoeste na simulação SC. Ademais, esta simulação começou a produzir acumulado de precipitação

superior ao da observação no setor noroeste da borda norte do VCAN (Figuras não mostradas).

De acordo com a Fig. 6.6f, é possível perceber para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC), que a simulação SC continua a induzir precipitação a noroeste do setor norte da periferia do VCAN. Além disso, nota-se a permanência do aumento da simetria da circulação na periferia do vórtice e deslocamento para nordeste ( $6,5^{\circ}$  S e  $25^{\circ}$  W) da posição observada na análise (Fig. 6.6c) em  $9^{\circ}$  S e  $42^{\circ}$  W. Para esse horário, com o auxílio da Figura 6.7, é possível mostrar o campo diferença de acumulado de precipitação entre a simulação SC e a observação para confirmar esses argumentos descritos. Basta observar que a área com anomalia positiva de precipitação no centro do Brasil está mais afastada para leste da área com anomalia negativa. Assim como, a área com anomalia positiva no noroeste do OATS está defasada para norte da área com anomalia negativa nesta região. Isso equivale a dizer que o modelo posicionou o VCAN mais para leste e que o acumulado de precipitação na borda norte está defasado mais para norte da observação, consolidando a análise imposta. Observa-se ainda que a simulação SC induz acumulado de precipitação inferior no centro do vórtice e mais deslocado para norte do acumulado de precipitação observado. Ainda referente à Fig. 6.6f, vê-se a AB com um formato mais circular localizada em  $19^{\circ}$  S e  $67^{\circ}$  W, isto é, para nordeste da posição da análise gfs (Fig. 6.6c) em  $21^{\circ}$  S e  $83^{\circ}$  W. Ademais, a simulação SC não configura corretamente o formato da crista em altos níveis sobre o sudoeste do OATS, pois a borda norte é tomada por ventos de noroeste.

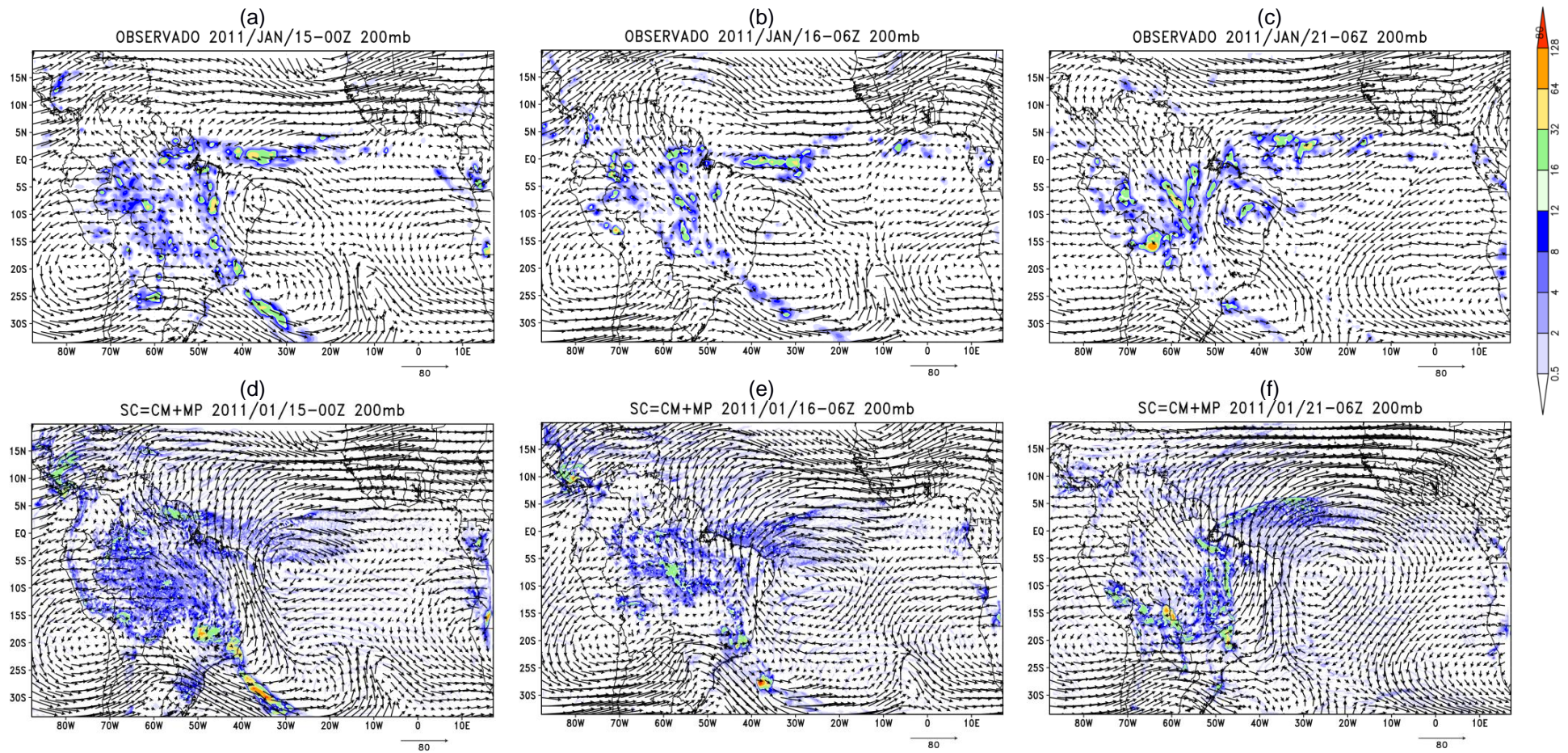


Figura 6. 6 - Idem à Figura 6.5 para (a,d) 78 (15/01 0000 UTC), (b,e) 108 (16/01 0600 UTC) e (c, f) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC).

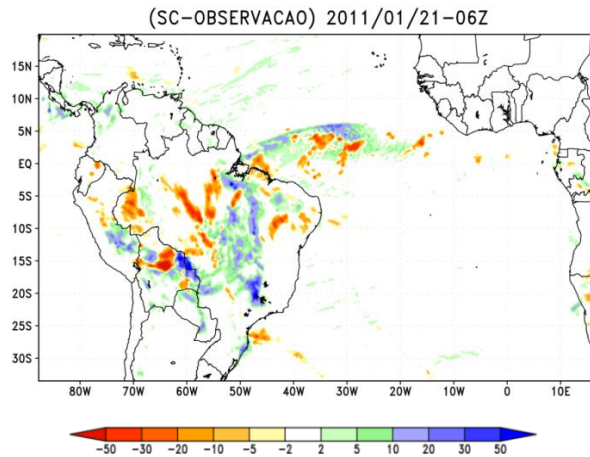


Figura 6. 7 - Campo diferença de acumulado de precipitação das últimas 6 horas (mm) entre a simulação SC e cmorph para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC).

A avaliação da intensidade do vórtice durante o período de integração pela simulação SC e análise gfs pode ser vista através da Fig. 6.8. Nota-se que a magnitude da intensidade da análise varia de  $-15,4 \times 10^{-5} s^{-1}$  a  $-26,7 \times 10^{-5} s^{-1}$  e da simulação SC varia de  $-10 \times 10^{-5} s^{-1}$  a  $-21 \times 10^{-5} s^{-1}$ . No período de 13/01 0600 UTC e 16/01 1200 UTC, há uma boa habilidade da simulação SC em representar a intensidade do vórtice, porém entre 16/01 1800 UTC e 21/01 0600 UTC ocorre subestimativa dessa intensidade. Examinando os campos de acumulado de precipitação e vento, vê-se que este último período coincide com maior acumulado de precipitação nas bordas norte e oeste do vórtice, induzida pela análise gfs e aproximação do vórtice do continente, o que pode explicar maior contraste entre centro e periferia e intensificação do sistema, o qual ocasiona subestimativa da simulação SC.

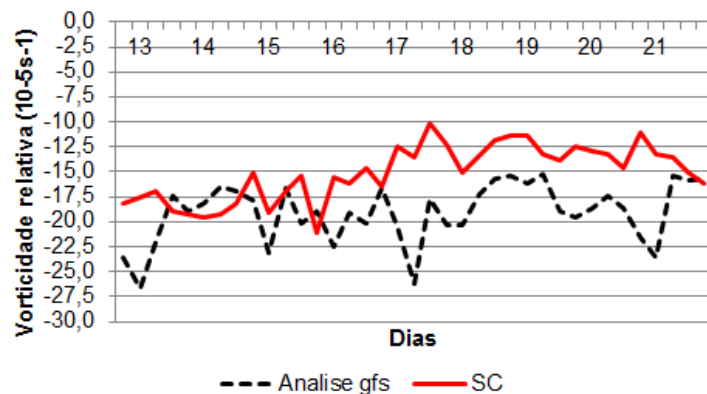


Figura 6. 8 - Variação do mínimo de vorticidade relativa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) no centro do VCAN em 200 hPa pela simulação SC (curva vermelha) e análise gfs (curva preta) durante a integração.

A Fig. 6.9 apresenta a seção vertical da vorticidade relativa versus a longitude no centro e ao redor do VCAN pela análise e simulação SC. No dia de formação, este sistema se inclina para leste com a altura e se profunde até 400 hPa (Fig. 6.9a). Notadamente, a simulação SC (Fig. 6.9d) reproduz satisfatoriamente a inclinação para leste com a altura e a profundidade em torno de 400 hPa, porém a extensão vertical da área mais intensa é menor do que na análise. A avaliação sequencial dos horários da análise revela predominância deste sistema em se inclinar para leste com altura, embora também em outros horários, foi possível notar que o sistema não se inclinou até 16/01 1200 UTC. Quando então o vórtice assumiu inclinação para oeste com a altura, conforme mostra a Fig. 6.9b para o dia 17/01 1800 UTC, perdurando até 19/01 0000 UTC. Como pode ser visto na simulação SC (Fig. 6.9e), não ocorre inclinação do sistema com a altura, pois nota-se que a região com o mínimo está igualmente distribuída nos dois setores em torno do centro. Em adição, a profundidade alcança 700 hPa, isto é, mais profundo do que na análise que mostra até 500 hPa. Prosseguindo com os horários, nota-se que o sistema tende a não se inclinar com a altura no estágio final na análise, porém alguns horários mostram inclinação para leste segundo exhibe a Fig. 6.9c para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC) concordando com a simulação SC (Fig. 6.9f). A profundidade simulada em torno de 500 hPa é coerente com a análise gfs.

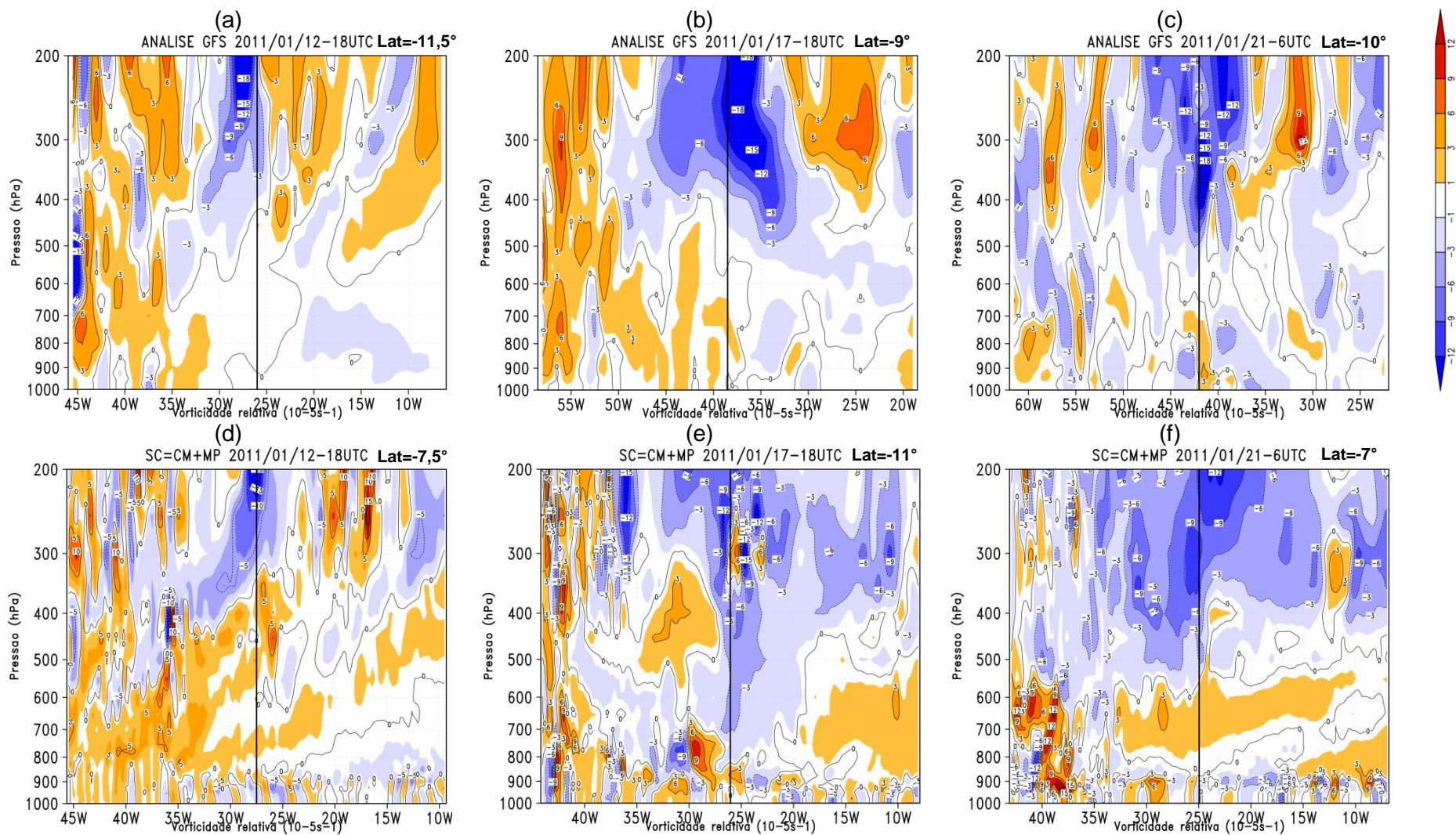


Figura 6. 9 - Seções verticais do corte longitudinal da vorticidade relativa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) pela análise gfs (linha superior) e simulação SC (linha inferior) para (a,d) 24 (12/01 1800 UTC), (b,e) 144 (17/01 1800 UTC) e (c,f) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC).



A Fig. 6.10 exibe a seção vertical de  $T'$  versus a longitude. De maneira geral, a simulação SC mostra boa representatividade de  $T'$  em comparação com a análise em níveis abaixo de 800 hPa, por ter produzido o aquecimento associado à topografia a oeste do centro do vórtice bem como ar mais frio a leste relacionado à região oceânica. Além disso, nota-se que o ciclo diurno também é bem capturado, pois mostram valores positivos de  $T'$  maiores sobre a região com topografia no horário vespertino e com menor magnitude durante a madrugada, enquanto que sobre a região oceânica, o modelo é coerente em retratar pequena variação diurna de  $T'$ . A simulação SC ainda detecta coerentemente a região com valor negativo de  $T'$  no centro do VCAN em altos níveis, que forma um significativo GZT com o aquecimento da troposfera relacionado à região periférica a uma distância de  $15^\circ$ , acima do nível de 800 hPa, especialmente com o setor oeste do centro.

Na Fig. 6.10a, vê-se a ocorrência de  $T'$  mais negativo no centro do VCAN acima do nível de 600 hPa com mínimo de  $-3^\circ$  C entre os níveis de 300 e 400 hPa. Também é notável que esta região se estenda mais para a porção leste do centro com a altura, justificando a inclinação do vórtice para leste conforme apresentado na Fig. 6.9a. A simulação SC (Fig. 6.10d) consegue identificar a região com  $T'$  negativo associada ao centro do sistema com uma ligeira extensão para leste desta região, porém com magnitude do mínimo de  $-2,5^\circ$  C. Além disso, os máximos de  $T'$  positivos em torno de  $20^\circ$  W e  $53^\circ$  W foram subestimados. Outrossim, a Fig. 6.10b exibe um mínimo de  $T'$  igual a  $-4^\circ$  C no centro do vórtice entre os níveis de 300 e 400 hPa sendo que toda a região com valor negativo de  $T'$  tende a se estender mais para oeste deste centro, em consonância com a inclinação do sistema para oeste com a altura (Fig. 6.9b). Neste caso, a simulação SC (Fig. 6.10e) não induz a extensão de valor negativo de  $T'$  para oeste, ao contrário exibe mais para leste embora com a mesma magnitude da análise gfs. Vê-se ainda boa representatividade da simulação SC em identificar o aquecimento no setor oeste da periferia do vórtice.

Segundo a Fig. 6.10c para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC), observa-se consistência entre a distribuição de  $T'$  negativo no centro e a ausência da inclinação do VCAN com a altura (Fig. 6.9c). Em adição, a análise produz o mínimo  $T'$  nesta região de  $-3^{\circ}$  C, enquanto que a simulação SC (Fig. 6.10f) posiciona valores negativos de  $T'$  se estendendo para oeste e o ar mais frio é de  $7^{\circ}$  C que superestima a análise. O modelo captura erroneamente um aquecimento na camada 200-250 hPa no centro do VCAN, embora tenha identificado coerentemente o declínio de  $T'$  positivo na periferia desse sistema. Desta forma, a simulação SC aumentou o GZT entre o centro e a periferia do VCAN no processo de dissipação do VCAN, ao invés de diminuir. Ressalta-se, entretanto, que entre 18/01 1800 UTC e 20/01 1800, a análise detectou este aquecimento no centro em altos níveis, o que tornou o resultado da simulação SC coerente.

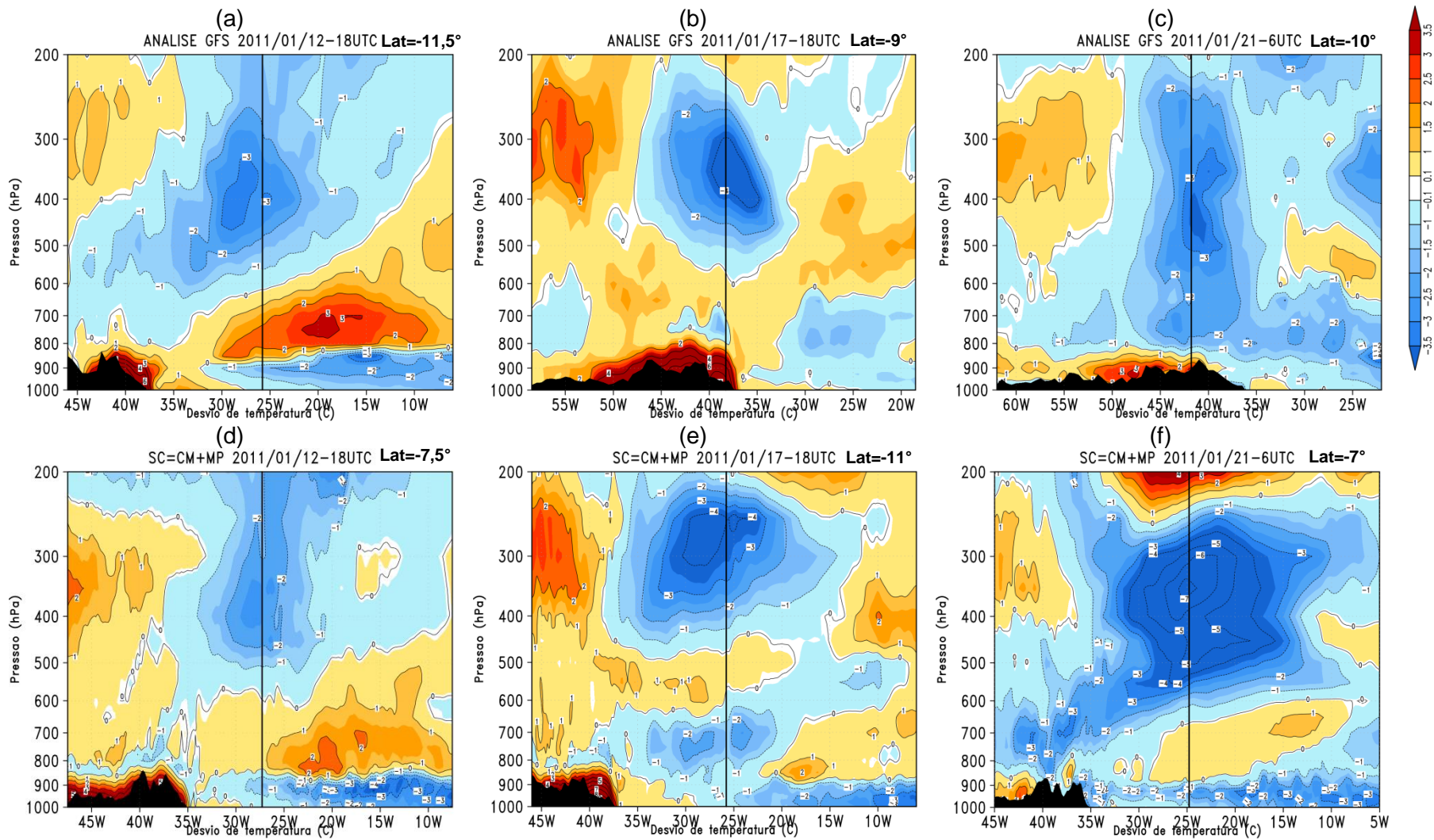


Figura 6. 10 - Idem à Fig. 6.9 para  $T'$  (°C). Região escura corresponde à topografia.

Os cortes verticais da umidade relativa e de omega versus a longitude podem ser vistos na Fig. 6.11 e Fig. 6.12. Em geral, a simulação SC detecta a distribuição de umidade relativa coerentemente com a análise do início da integração até 60 horas (14/01 0600 UTC), em que é notável alto teor de  $Ur$  em toda a troposfera na porção oeste do centro do VCAN e uma região seca no centro e setor leste. Além disso, em altos níveis, uma pequena área com  $Ur$  acima de 80 % rente ao centro no setor leste também é claramente identificada pela simulação SC. A partir de 66 horas de integração (14/01 1200 UTC), esta região úmida se posiciona mais para leste na análise, enquanto que a simulação SC permanece localizando muito próxima ao centro (Figuras não mostradas).

Observa-se que com 144 horas de integração (17/01 1800 UTC) como mostra a Fig. 6.11a, além da região úmida na borda leste do VCAN permanecer em altos níveis, há um aumento de  $Ur$  nesta região na camada 600-1000 hPa de 30° W a 20° W. O mesmo não ocorre com a simulação SC (Fig. 6.11c), pois há uma subestimativa da magnitude de  $Ur$  na região úmida a oeste do centro e superestimativa na região central em altos níveis. Confrontando com o campo vertical de omega da análise (Fig. 6.12a), também para 144 horas de integração (17/01 1800 UTC), vê-se clara relação entre o teor de  $Ur$  descrito e a produção de movimentos verticais ascendentes e descendentes, pois na região a oeste do centro e a leste em torno de 32° W, caracterizam-se por movimentos ascendentes consideráveis e no centro e setor leste ocorrem descendência de ar. A simulação SC (Fig. 6.12c) subestima os movimentos ascendentes no setor leste do centro e superestima do lado oeste no centro.

De 20/01 0000 UTC até o período final de integração, a análise detecta  $Ur$  acima de 80% na maior parte do setor oeste da periferia do vórtice, no centro e na borda leste, até 10° de distância, segundo pode ser acompanhado pela Fig. 6.11b para dia 21/01 0600 UTC. Isso é consistente com omega, como pode-se notar pela Fig. 6.12b. Há produção de um aumento do movimento vertical ascendente de até  $-0,6 \text{ Pas}^{-1}$  no centro e nas proximidades da borda leste do

VCAN, assim como em grande parte da porção oeste com até  $-1,6 \text{ Pa s}^{-1}$ , indicando região propícia para disparar convecção e gerar precipitação. A simulação SC (Fig. 6.12d) para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC) não induz movimentos ascendentes no centro e setor leste como fez a análise, possivelmente por não ter gerado alto teor de  $Ur$ . Ao invés disto, foi produzido ar seco (Fig. 6.11d), enquanto que na borda oeste do centro do sistema, a simulação SC é eficiente em induzir os movimentos ascendentes (até  $-2,1 \text{ Pa/s}$ ), embora  $Ur$  mostre menor extensão zonal e magnitude nesta região do que a análise.

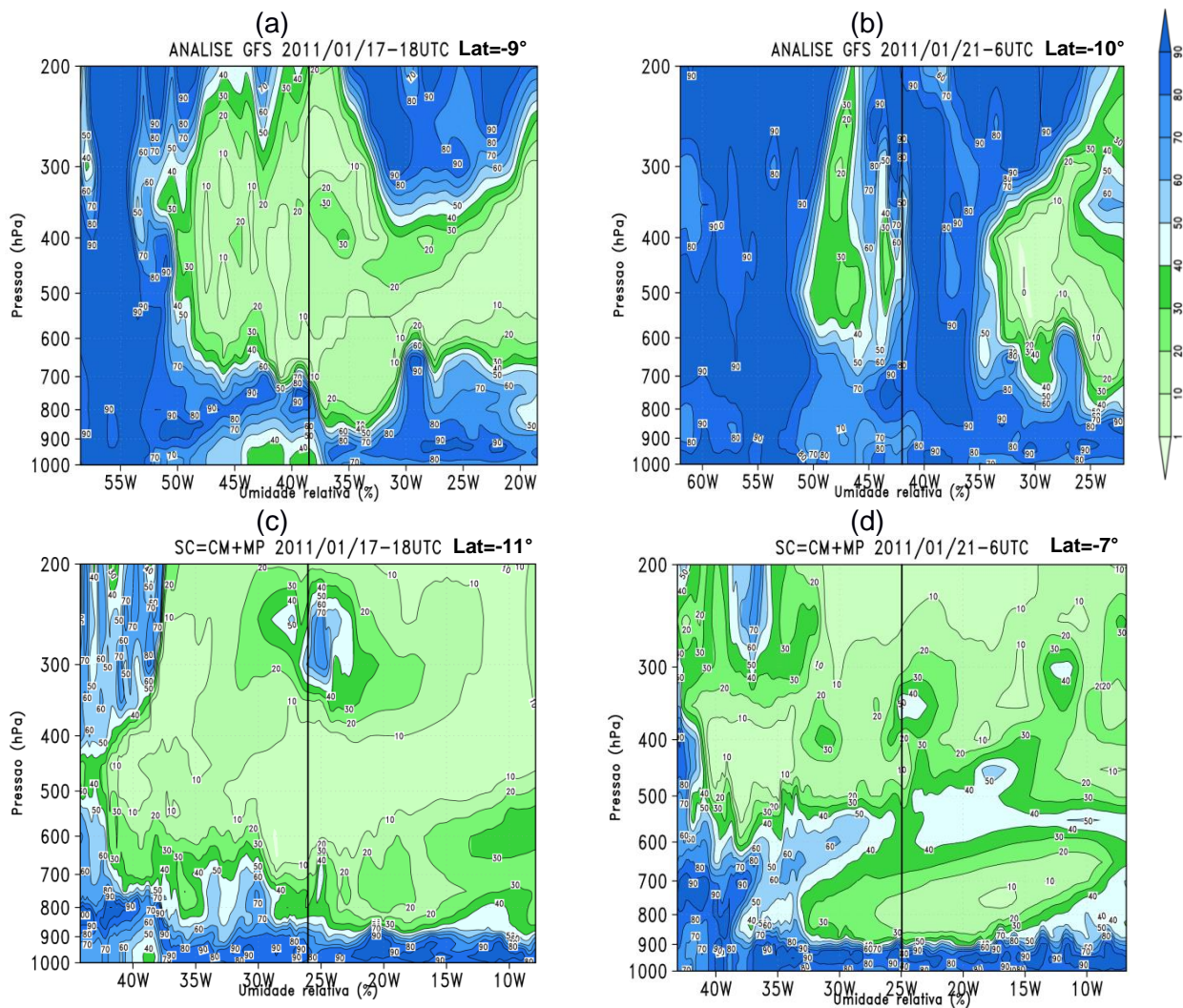


Figura 6. 11 - Seções verticais do corte longitudinal da umidade relativa (%) pela análise gfs (linha superior) e simulação SC (linha inferior) para: (a,c) 144 (17/01 1800 UTC) e (b,d) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC).

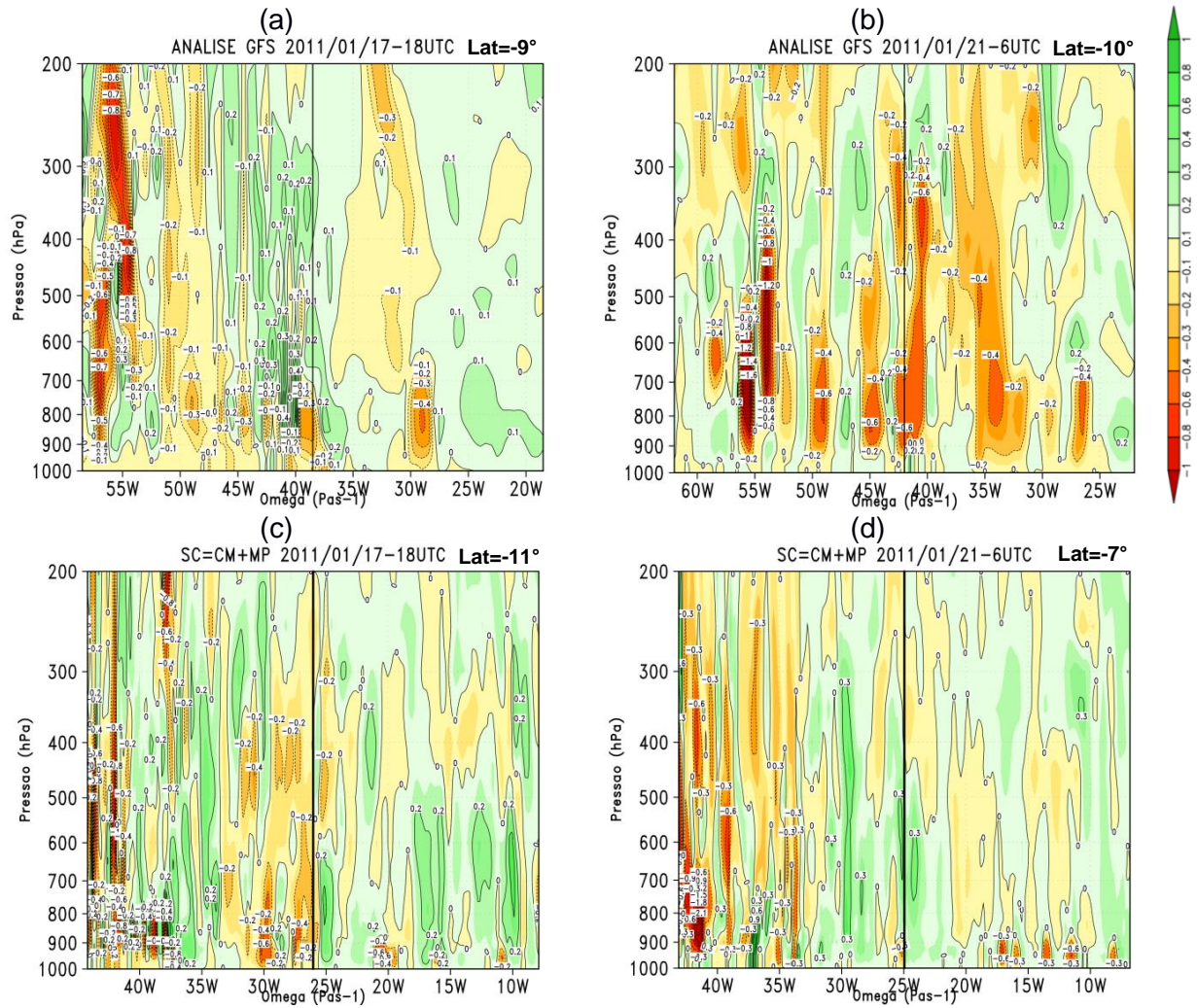


Figura 6. 12 - Idem Fig. 6.11 para movimento vertical (Pas<sup>-1</sup>).

As Fig. 6.13 e Fig. 6.14 apresentam as seções verticais da vorticidade relativa e de  $T'$  versus a latitude para a análise e simulação SC. A avaliação do campo vertical de  $\zeta$  pela análise mostra predominância de horários em que o VCAN não exibe inclinação latitudinal com a altura do início do ciclo de vida até 15/01 0000 UTC e de 18/01 1200 UTC a 20/01 0000 UTC. No entanto, é relevante a inclinação do VCAN para sul com a altura, que ocorreu nos períodos de 15/01 0600 UTC a 18/01 0600 UTC e últimos horários de integração. A Fig. 6.13a retrata o comportamento dessa variável para 60 horas de integração (14/01 0600 UTC), no qual o vórtice não se inclina na vertical e alcança profundidade de 500 hPa. É notável a atuação de uma região com vorticidade relativa ciclônica com posição meridional ao sul de 15° S. A simulação SC (Fig. 6.13c) detecta estas mesmas características satisfatoriamente, porém a inclinação do vórtice é deslocada para sul do centro da circulação. Percebe-se que com 108 horas de integração (16/01 0600 UTC), como mostra a Fig. 6.13b, a análise exibe o VCAN com inclinação para sul com a altura e mostra profundidade de 550 hPa. Outrossim, a simulação SC (Fig. 6.13d) detecta o VCAN sem inclinação com a altura e a profundidade é de 400 hPa.

Analisando o comportamento de  $T'$  pela análise (Fig. 6.14a) para 60 horas de integração (14/01 0600 UTC), nota-se que o centro do VCAN mostra mínimo de  $T'$  de -4° C posicionado em 400 hPa, cuja extensão meridional corresponde à ausência de inclinação do sistema com a altura (Fig. 6.13a). O máximo aquecimento de 2,5° C encontra-se no setor sul da periferia na camada 500-800 hPa que se estende até o setor norte da periferia com magnitude menor. A simulação SC (Fig. 6.14c) subestima o ar mais frio no centro (3,5° C) e o posiciona em 250 hPa acima do nível da análise, porém há uma combinação com a ausência de inclinação do sistema com a altura (Fig. 6.13c). O aquecimento (2° C) no setor sul é subestimado na camada 500-800 hPa que também se estende para norte. Na Fig. 6.14b para 108 horas de integração (16/01 0600 UTC), a análise mostra uma região com valores negativos de  $T'$  com mínimo de -3,5° C no centro do VCAN que ocupa a camada 250-500 hPa e se expande para a porção sul do centro, concordando com a inclinação deste



sistema para sul com a altura. Em baixos níveis, veem-se claramente as regiões com aquecimento estabelecidas no setor norte da periferia e no setor sul, referente ao aquecimento do continente. Devido à simulação SC (Fig. 6.14d) não ter alcançado o continente, nota-se que não ocorre esse aquecimento do ar em baixos níveis, mas sim um ar mais frio, correspondendo à superfície oceânica. Ademais, há uma subestimativa do aquecimento na periferia norte do centro, porém há uma eficácia da simulação SC em identificar a região com valores negativos de  $T'$  no centro do vórtice com expansão para sul e correspondência com a inclinação do sistema para sul com a altura.

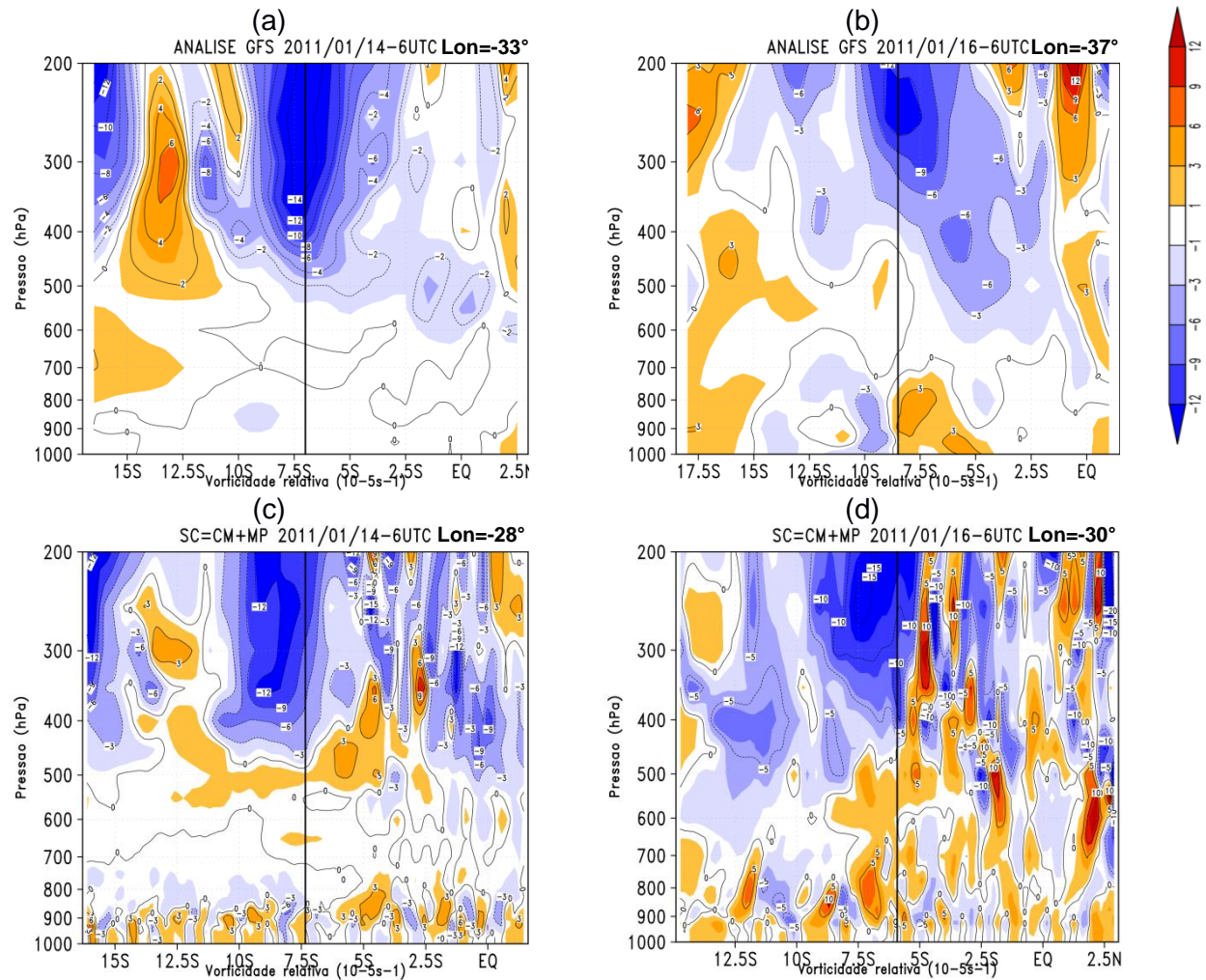


Figura 6. 13 - Seções verticais do corte latitudinal da vorticidade relativa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) pela análise gfs (linha superior) e simulação SC (linha inferior) para: (a,c) 60 (14/01 0600 UTC) e (b,d) 108 horas de integração (16/01 0600 UTC).



A Fig. 6.15 apresenta a seção vertical de  $Ur$  e do movimento vertical versus a latitude. A avaliação de  $Ur$  na análise mostra comportamento similar desde a formação do vórtice até o dia 14/01 1200 UTC. Como exemplo, tem-se o dia 14/01 0600 UTC (Fig. 6.15a), no qual é evidente notar acima de 850 hPa uma ampla região seca que ocupa a porção sul e o centro do VCAN e uma ampla região úmida na periferia norte. Embora, observa-se uma área úmida menor em torno de  $12,5^\circ$  S acima de 300 hPa. A simulação SC (Fig. 6.15c) consegue identificar a região seca no centro e setor sul assim como a área úmida no setor norte, porém subestima a área úmida no setor sul da periferia do vórtice acima de 300 hPa. Para 108 horas de integração (16/01 0600 UTC) como mostra a Fig. 6.15b, a análise diminui  $Ur$  no centro e aumenta no setor sul da periferia em  $12,5^\circ$  S acima de 400 hPa. A simulação SC (Fig. 6.15d) produz ar seco ao norte do equador acima de 500 hPa acarretando subestimativa de  $Ur$ , embora próximo ao centro ocorre superestimativa. Com a avaliação dos demais horários, é possível perceber que a simulação SC não captura as áreas mais úmidas no centro e proximidades durante o processo de dissipação do sistema.

Examinando o movimento vertical da análise para 60 horas de integração (14/01 0600 UTC), como mostra a Fig. 6.16a, há movimentos ascendentes de  $-0,1 \text{ Pas}^{-1}$  no setor norte da periferia do vórtice e há dominância de movimentos descendentes no centro e periferia sul. A simulação SC (Fig. 6.16c) é coerente em produzir movimentos ascendentes no setor norte da periferia do VCAN, entretanto superestimando a magnitude desses movimentos para  $-0,6 \text{ Pas}^{-1}$ . Da mesma forma, superestima a magnitude dos movimentos ascendentes no setor sul da periferia e induz ascendência de ar no centro acima de 400 hPa, onde a análise não produziu. Em adição, os movimentos descendentes no centro pela simulação SC são deslocados para sul da análise na camada 400-200 hPa.

De acordo com a Fig. 6.16b para 16/01 0600 UTC, o movimento vertical da análise mostra movimentos descendentes no centro do VCAN e ascendentes

nos setores norte e sul da periferia, sendo mais intensos ( $-0,6 \text{ Pas}^{-1}$ ) no setor sul em  $12,5^\circ \text{ S}$ . Nota-se que a simulação SC (Fig. 6.16d) consegue reproduzir movimentos ascendentes nestes setores, porém com menor magnitude ( $-0,3 \text{ Pas}^{-1}$ ) e gera ascendência de ar de  $-1,8 \text{ Pas}^{-1}$  em torno de  $5^\circ \text{ S}$ , contrapondo ao que deveria produzir movimentos descendentes. Em alguns horários especialmente no final da integração, a simulação SC subestima os movimentos ascendentes na periferia do vórtice e retrata magnitude de  $Ur$  inferior à análise. Além disso, regiões com ar seco ocupam áreas maiores no setor sul da periferia.

Em suma, de acordo com o que foi avaliado e discutido sobre a estrutura vertical do VCAN pela análise, nota-se que este caso se aprofundou até 600 hPa e apresentou gradientes horizontais expressivos de  $T'$  ( $5,0^\circ \text{ C}$ ) e  $Ur$  a uma distância de aproximadamente  $10^\circ$  entre o centro e os setores norte e oeste da periferia. Em combinação, movimentos ascendentes significativos foram observados nessas porções da periferia, embora também tenham ocorrido nos setores sul e leste da periferia, onde foi encontrado alto teor de  $Ur$  em altos níveis. Isto é, o acoplamento físico e dinâmico das variáveis meteorológicas sugere que o VCAN simulado se enquadre no modelo conceitual dos casos profundos. Em geral, no que concerne ao desempenho da estrutura vertical deste sistema obtido pela simulação SC, nota-se que foi satisfatório principalmente na identificação da profundidade do vórtice. Entretanto, em alguns horários, os resultados divergiram em termos de aumento da área com ar mais frio no centro do VCAN, o que acarretou distinções na inclinação com a altura. Além disso, houve subestimativa do alto teor de  $Ur$  em pequenas áreas nos setores leste e sul da periferia, de forma que contribuiu para ampliar as regiões com ar seco.

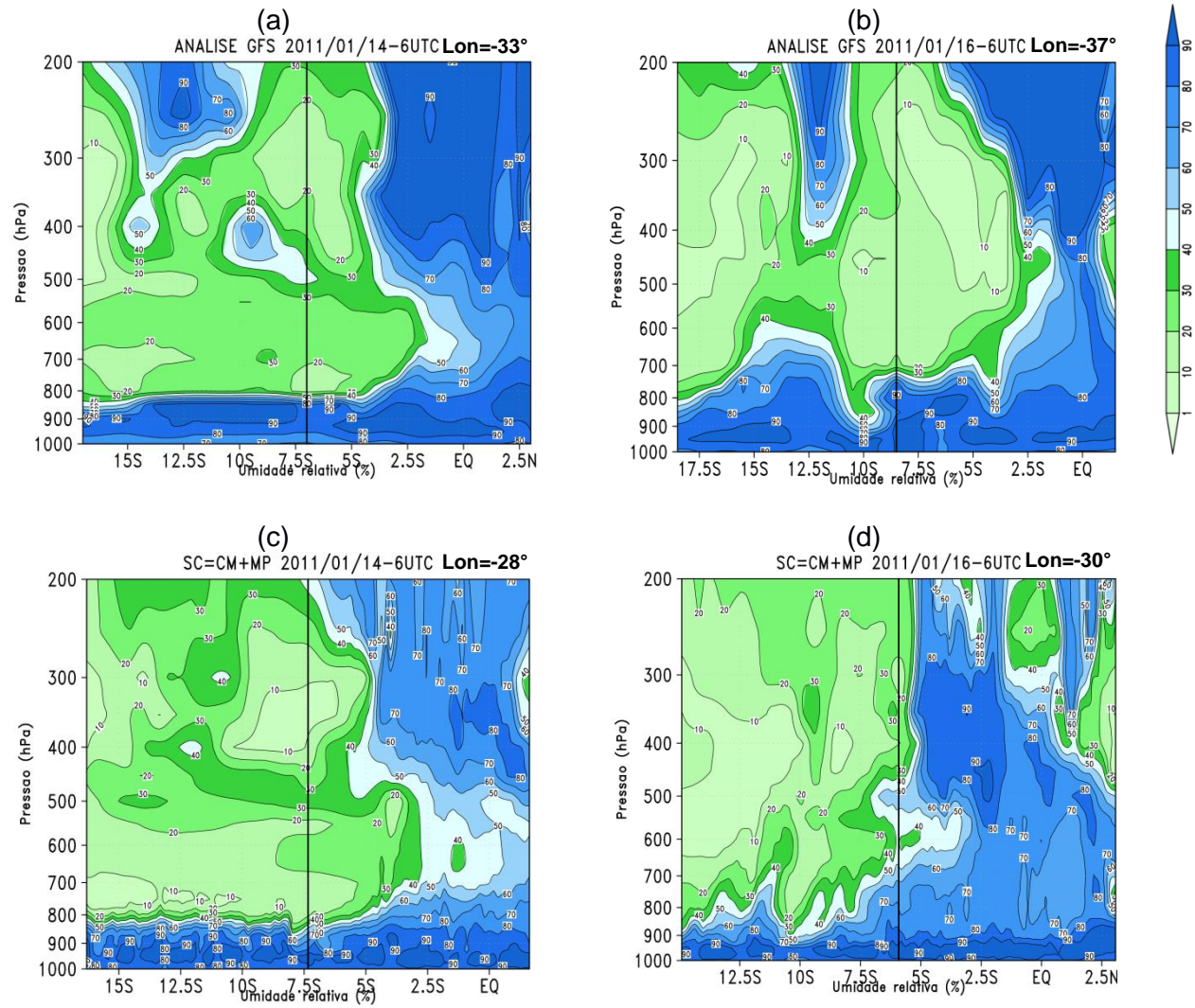


Figura 6. 15 - Idem à Fig. 6.13 para a umidade relativa (%).

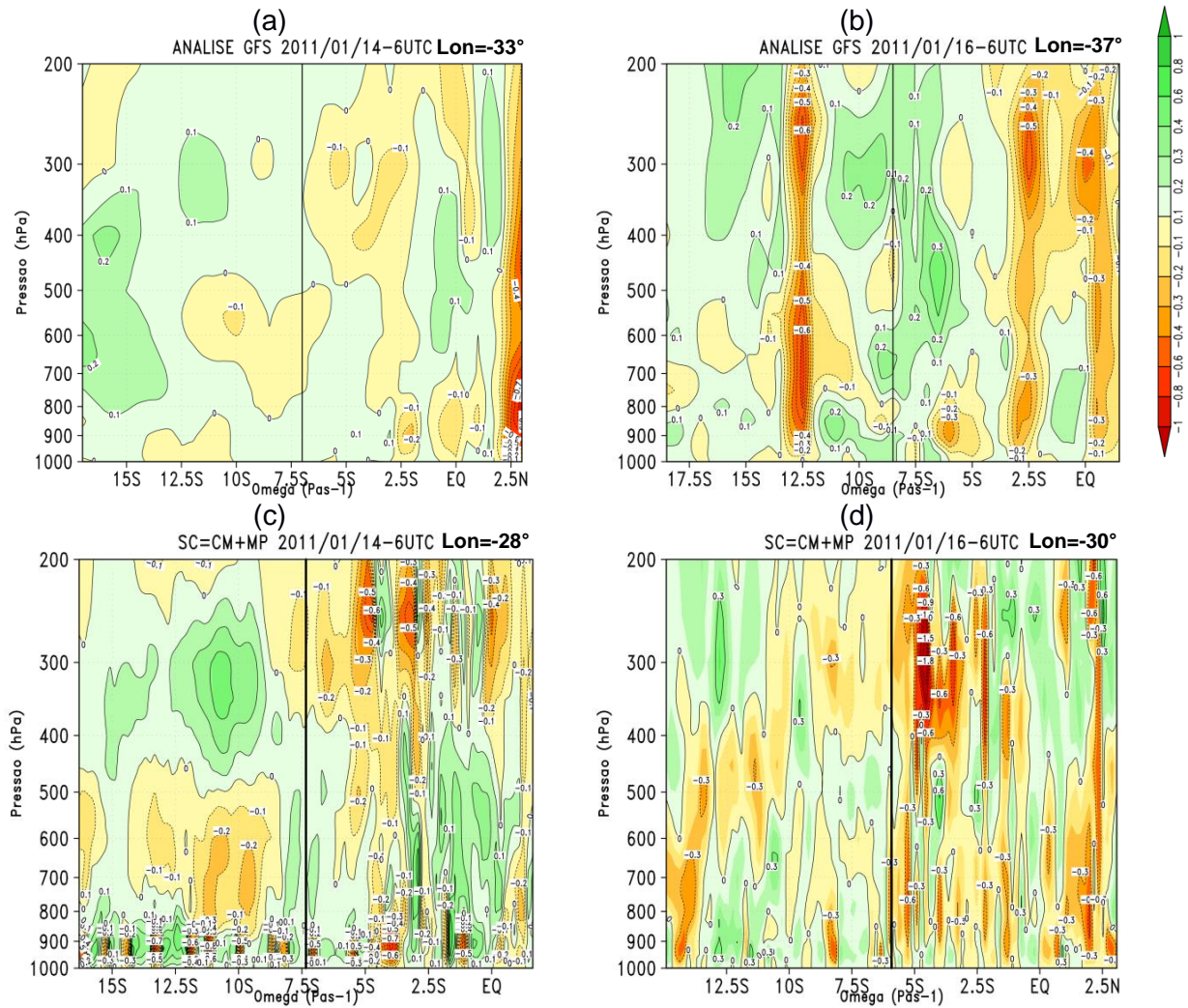


Figura 6. 16 – Idem à Fig. 6.13 para o movimento vertical (Pas<sup>-1</sup>).

### 6.3. Simulação S10 (CM + MP)

Esta simulação consta da mesma configuração física do modelo que foi utilizada para o processamento da simulação SC, porém o modelo foi previamente inicializado com 72 horas de antecedência. Percebeu-se que a simulação S10 antecipou a formação do VCAN em 12 horas e demonstrou claramente o VCAN com formato circular, posicionado em 9° S e 26° W. Apesar da simulação S10 ter produzido acumulado de precipitação superior à simulação SC a noroeste do OATS e a leste da AB, houve subestimativa dos acumulados de precipitação nos setores norte e oeste da periferia do VCAN, sobre a Amazônia e região que cobre a ZCIT, como pode ser acompanhado pela Fig. 6.17, que mostra diferenças negativas de acumulado de precipitação nestas regiões. Além disso, como na região da ZCAS existem áreas com diferenças negativas e positivas próximas, implica dizer que as simulações S10 e SC divergiram em termos de posicionamento da convecção associada à ZCAS.

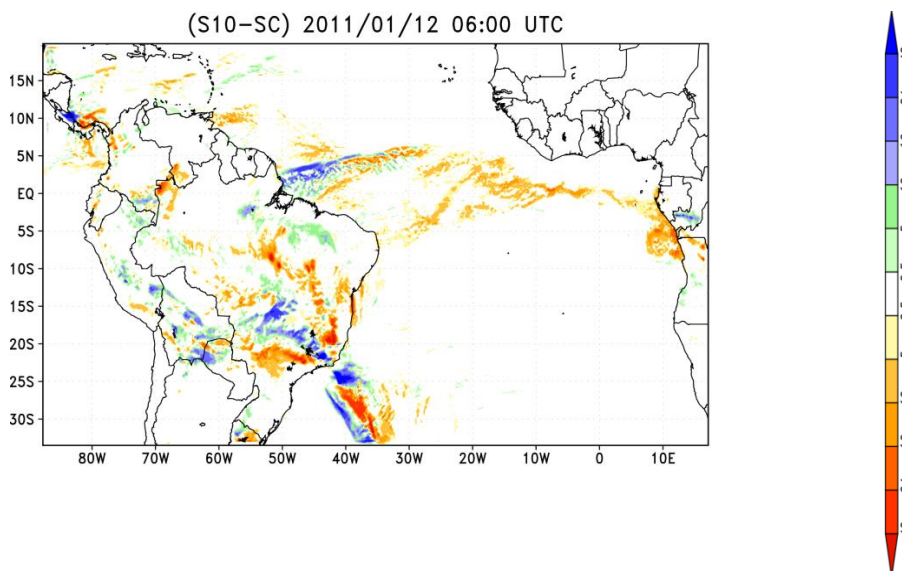


Figura 6. 17 - Campo diferença de acumulado de precipitação das últimas 6 horas (mm) entre as simulação S10 e SC para 84 horas de integração (12/01 0600 UTC).



De acordo com a Fig. 6.18a para 96 horas de integração (12/01 1800 UTC), nota-se que o VCAN exibe um formato circular com centro em  $4^{\circ}$  S e  $28^{\circ}$  W, ou seja com formato distinto da simulação SC (Fig. 6.5d), além disso a posição é mais para noroeste. A crista a sudoeste do vórtice mostra ventos mais intensos na periferia, decorrente do acumulado de precipitação maior na região da ZCAS que induziu ventos de sudeste mais intensos na borda oeste do VCAN. Por outro lado, é notável que a simulação S10 continua a produzir menor acumulado de precipitação do que a simulação SC nos setores norte e oeste da periferia do VCAN, bem como nas regiões da Amazônia e central do Brasil. O centro da AB foi detectado a nordeste ( $17^{\circ}$  S e  $61^{\circ}$  W) da simulação SC.

Nota-se que com 132 horas de integração (14/01 0600 UTC), a simulação S10 (Fig. 6.18b) detecta o VCAN com centro em  $4^{\circ}$  S e  $25^{\circ}$  W, indicando posicionamento mais a nordeste da simulação SC (Fig. 6.5e). O alongamento do vórtice tem orientação NW-SE, devido à crista corrente acima assumir substancial intensificação dos ventos direcionados para noroeste. Assim, novamente a simulação S10 identificou um alongamento do VCAN distinto da simulação SC que exibe formato circular. Vê-se que o acumulado de precipitação nos setores norte e oeste da periferia do VCAN permanecem inferiores ao da simulação SC. Bem como, a simulação S10 passa a detectar acumulado de precipitação inferior também na região da ZCAS e a leste da AB, apesar de ter superestimado a oeste da Amazônia. O posicionamento da AB foi detectado em  $18^{\circ}$  S e  $73^{\circ}$  W, portanto ligeiramente a sudoeste da simulação SC.

A simulação S10 prosseguiu subestimando a precipitação nas bordas norte e oeste do VCAN e nas regiões da Amazônia e ZCAS, conforme mostra a Fig. 6.18c para 180 horas de integração (16/01 às 0600 UTC). O VCAN assume a posição em  $3,5^{\circ}$  S e  $39^{\circ}$  W indicando estar a oeste da simulação SC. O alongamento é mais zonal e a periferia não ocupa uma área simétrica ampla como visto na simulação SC (Fig. 6.6e). A crista a sudoeste do VCAN é reproduzida igualmente a simulação SC em termos de posicionamento e

intensidade dos ventos, embora a borda norte abranja uma área maior. O acumulado de precipitação é superestimado a leste da AB e sobre a região Sudeste do Brasil. A AB pela simulação S10 se localiza em 18° S e 73° W, assim ligeiramente a noroeste da simulação SC.

Conforme apresenta a Fig. 6.18d com 216 horas de integração (17/01 1800 UTC), a simulação S10 combinou a circulação associada ao VCAN com a circulação do centro ciclônico visualizado na Fig. 6.15c. O centro do VCAN passou então a se posicionar em 17° S e 19° W, a sudeste da simulação SC (Fig. 6.18e). A crista corrente acima do vórtice se expandiu em direção ao OATS com ventos mais intensos do que a simulação SC nos setores norte e leste da periferia, entretanto a AB mostrou mesma localização em 18,5° S e 70° W. A simulação S10 estabeleceu a distribuição do acumulado de precipitação para sul da simulação SC e o acumulado de precipitação foi inferior nas regiões da Amazônia, ZCAS e nordeste da AB. Observe que, neste momento, há uma divergência entre a simulação S10 e a posição da análise (Fig. 6.18f) e assim como a simulação SC, ocorre uma superestimativa do acumulado de precipitação na borda nordeste da AB e uma subestimativa nas regiões sul e sudeste do Brasil. Essas características se mantiveram até o final da simulação S10, embora o VCAN tenha mostrado um alongamento para noroeste e subestimativa do acumulado de precipitação na borda norte (Figura não mostrada).

Assim, quando foi processada a simulação S10, percebeu-se que do início até 180 horas de integração (16/01 às 0600 UTC), o VCAN foi detectado mais próximo da costa do NEB. Com efeito, o acumulado de precipitação nos setores oeste e norte da periferia do vórtice foram subestimados, indicando menor calor latente liberado pela convecção cumulus e microfísica de nuvens nesses setores. A partir desse horário, a simulação S10 não foi satisfatória em representar o VCAN como ocorreu na SC porque o alongamento e posicionamento do vórtice diferiram significativamente até o final da integração.

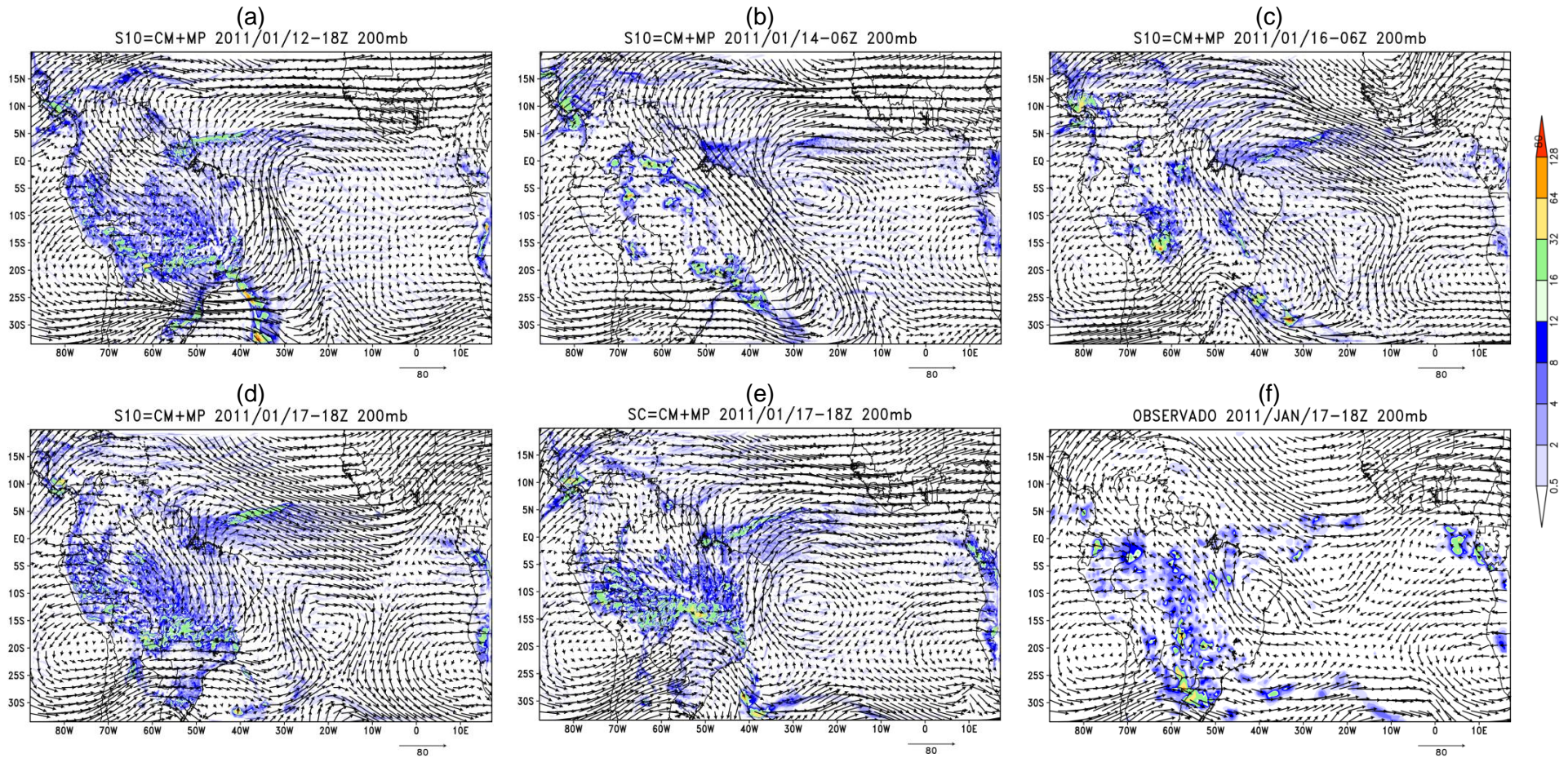


Figura 6. 18 - Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação (escala de cores) das últimas 6 horas (mm) pela simulação S10 para (a) 96 (12/01 1800 UTC), (b) 132 (14/01 0600 UTC), (c) 180 (16/01 0600 UTC) e (d) 216 horas de integração (17/01 1800 UTC), (e) simulação SC e (f) análise gfs + comorph para 144 horas de integração (17/01 1800 UTC)

A Fig. 6.19 retrata a evolução da intensidade do VCAN pelas simulações S10, SC e análise. Observa-se que nas primeiras 24 horas do ciclo de vida e após 16/01 1200 UTC, a simulação S10 apresenta intensidade maior do que a simulação SC, pois o mínimo de  $\zeta$  é mais negativo, portanto mais próxima da análise. Entretanto, no intervalo de 14/01 0000 UTC e 16/01 0600 UTC, há uma tendência da simulação S10 subestimar a simulação SC e a análise. Possivelmente, isso esteja associado com o declínio do ar mais frio no centro do VCAN quando adentrou o continente e causou enfraquecimento do sistema. Após esse período, a simulação S10 voltou a superestimar a intensidade do sistema na simulação SC e se aproximar da análise.

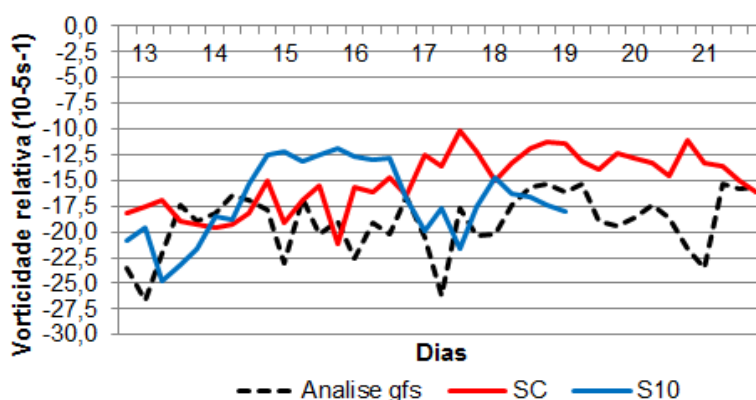


Figura 6. 19 - Idem à Fig. 6.8 para as simulações S10 (curva azul), SC (curva vermelha) e análise GFS (curva preta).

É possível acompanhar a seção vertical das variáveis atmosféricas versus a longitude da simulação S10, através das Figuras 6.20 e 6.21 para 96 (12/01 1800 UTC) e 216 horas de integração (17/01 1800 UTC), respectivamente. A predominância do início do ciclo de vida deste sistema até 126 horas da integração (14/01 0600 UTC) é inclinação do sistema para leste com a altura, assim como mostra a Fig. 6.20a para 96 de integração (12/01 1800 UTC) ou ainda, para alguns horários deste período não foi vista inclinação com a altura. É notável que a profundidade do vórtice é 450 hPa. Com o auxílio da Fig. 9d que mostra  $\zeta$  da simulação SC, percebe-se que a simulação S10 gera o vórtice ligeiramente mais profundo, pois a simulação SC exibe o sistema com profundidade de 400 hPa. A inclinação para leste com a altura é consistente,

entretanto a simulação S10 estima a intensidade para  $-9 \times 10^{-5} s^{-1}$ , ou seja, menor do que a intensidade obtida pela simulação SC ( $-15 \times 10^{-5} s^{-1}$ ).

Entre 132 horas (14/01 1200 UTC) e 204 horas de integração (17/01 0600 UTC), foi notada predominância do vórtice não ter inclinação ou se inclinar para oeste com a altura. Em alguns horários, a extensão vertical e zonal da área com mínimo foi subestimada, porém a profundidade foi estimada entre 500 e 600 hPa igualmente como ocorreu com a simulação SC (Figuras não mostradas). A partir de 204 horas (17/01 0600 UTC) até o final da integração, como pode ser visto através da Fig. 6.21a para 216 horas de integração (17/01 1800 UTC), o sistema tende a não se inclinar na direção zonal semelhante à simulação SC (Fig. 6.9e). A profundidade do sistema foi subestimada, pois enquanto a simulação S10 estima a profundidade do vórtice para 400 hPa, a simulação SC aprofunda para 700 hPa. Em termos de intensidade, exceto nesse horário, houve uma subestimativa da simulação S10. Além disso, ressalta-se que as simulações SC e S10 detectam erroneamente pequenas áreas com  $\zeta$  positivo na região do VCAN, que aconteceu com alguns horários.

Associando o campo de  $\zeta$  (Fig. 6.20a) ao de  $T'$  (Fig. 6.20b) para 96 horas de integração (12/01 1800 UTC), nota-se uma correspondência entre a região mais fria no centro do VCAN que se alonga mais para leste e a inclinação que ocorre para leste com a altura. Apesar do alongamento dessa região com ar mais frio no centro pela simulação S10 abranger uma área zonal maior do que a simulação SC (Fig. 6.10d),  $T'$  negativo é superestimado em  $1^\circ C$  com posição média em 350 hPa, isto é, mais acima do mínimo  $T'$  negativo da simulação SC cujo posicionamento médio é em 400 hPa. Ainda é possível notar na Fig. 6.20b, que o aquecimento na periferia do sistema apresenta máximo desvio positivo de  $0,5^\circ C$  menor do que a simulação SC.

A Fig. 6.21b apresenta  $T'$  para 216 horas de integração (17/01 1800 UTC). Percebe-se a relação entre a distribuição da região com ar mais frio no centro, que é a quase a mesma para os setores leste e oeste e a ausência de

inclinação do vórtice com a altura (Fig. 6.21a). Com o auxílio da Figura 6.10e que mostra  $T'$  para a simulação SC, nota-se ainda que acima de 300 hPa, a simulação S10 tende a superestimar o aquecimento na periferia do VCAN principalmente a leste de  $15^\circ$  W, assim como subestima o aquecimento na camada 500-700 hPa no setor leste e acarreta um alongamento da área com  $T'$  negativo do centro para leste. Isso pode ser visto até o final da simulação S10.

A Fig. 6.20c mostra a seção vertical de  $Ur$  versus a longitude pela simulação S10 para 96 horas de integração (12/01 1800 UTC). A simulação S10 identifica o maior teor de  $Ur$  no setor oeste da periferia, no centro e parte do setor leste acima de 500 hPa, embora a área seca ocupe grande porção leste do centro. Estas características concordam com a simulação SC, porém com magnitude menor de  $Ur$ . Segundo a Fig. 6.21c para (17/01 1800 UTC), observa-se um deslocamento da região seca no centro para oeste da simulação SC (Fig. 6.11c). Em geral, cabe ressaltar que a simulação S10 subestimou  $Ur$  no setor oeste do centro do vórtice, onde foi encontrado maior teor de umidade e na área menor na porção leste no centro. Uma exceção é para 216 horas de integração (17/01 1800 UTC) segundo a Fig. 6.21c, que mostra superestimativa do teor de umidade nessas áreas impostas pela simulação S10. Foi satisfatória a reprodução da região mais seca no setor leste do centro e do alto teor de  $Ur$  em níveis abaixo de 800 hPa.

O comportamento de omega para 96 horas de integração (12/01 1800 UTC) pela simulação S10 é visto na Fig. 6.20d. As regiões com máximos movimentos ascendentes ocorrem no setor oeste na camada 600-1000 hPa e no setor leste (entre  $23^\circ$  W e  $13^\circ$  W) acima de 400 hPa, que estão relacionadas com elevado teor de  $Ur$ , enquanto que no centro do VCAN não existe movimento vertical. Relativo à simulação SC, ocorre superestimativa dos movimentos ascendentes na periferia do VCAN, porém a ausência de movimentos verticais no centro é coerente (Figuras não mostradas). A Fig. 6.21d retrata omega para 216 horas de integração (17/01 1800 UTC). A região com ascendência de ar de até  $-1,2 \text{ Pas}^{-1}$  no setor leste da simulação S10 cobre uma área maior e superestima a

magnitude na simulação SC (Fig. 6.12c). Também ocorre superestimativa da magnitude dos movimentos ascendentes no setor leste da periferia, embora no centro haja produção similar de movimentos ascendentes.

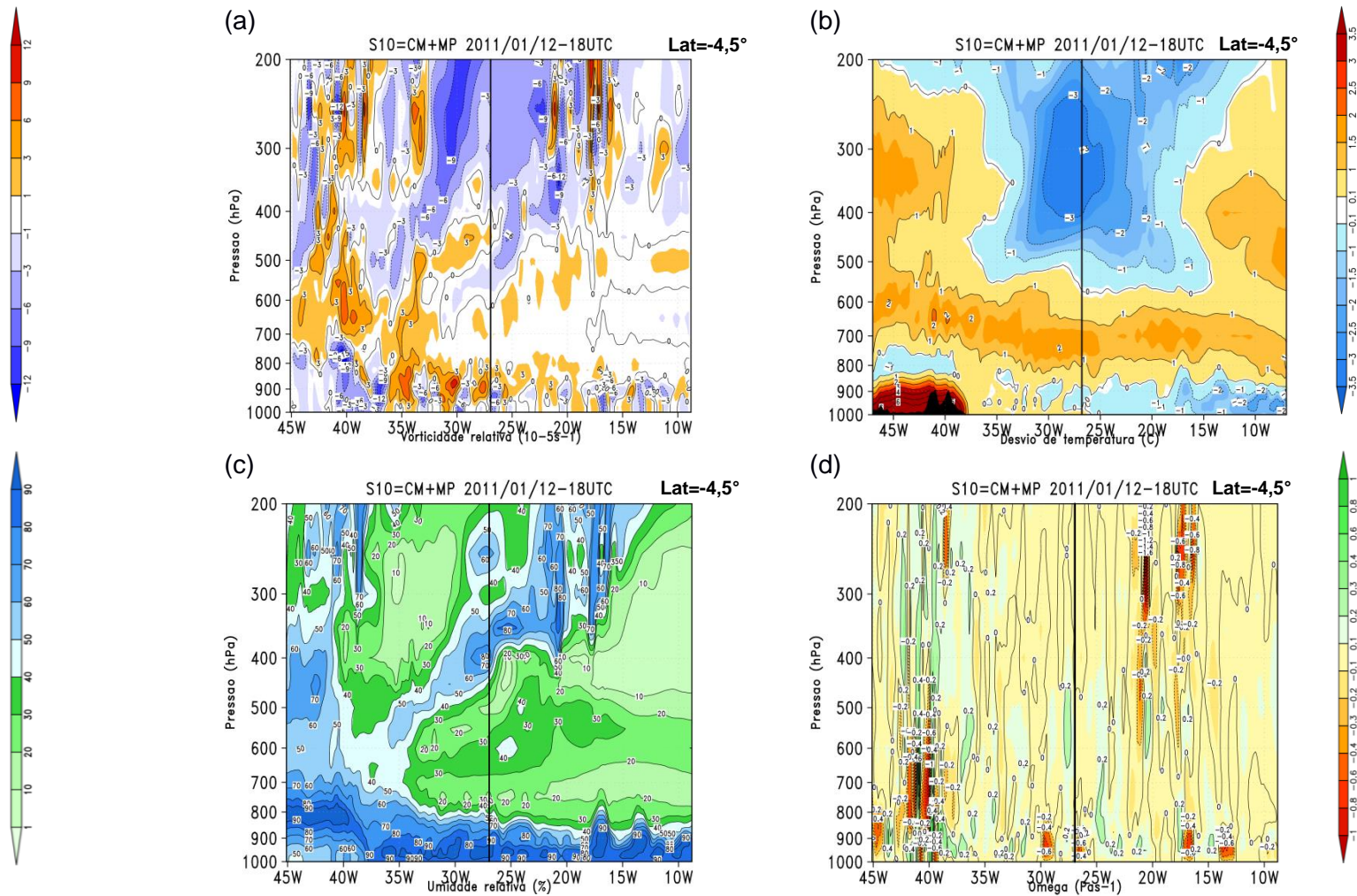


Figura 6. 20 - Seções verticais do corte longitudinal de: (a) vorticidade relativa (10-5s-1), (b) T' (°C), (c) umidade relativa (%) e (d) omega (Pas<sup>-1</sup>) pela simulação S10 para 96 horas de integração (12/01 1800 UTC). Região escura corresponde à topografia.



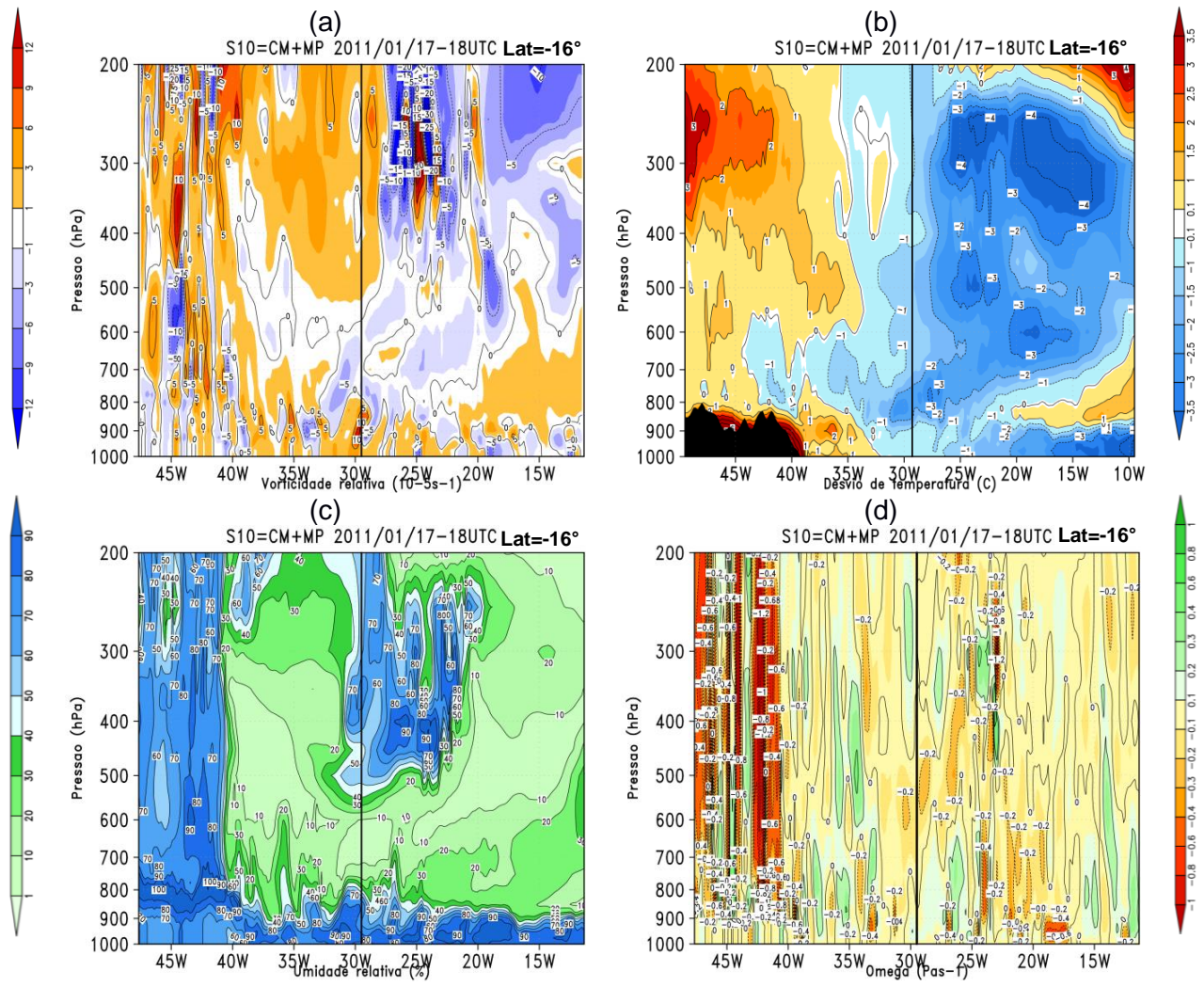


Figura 6. 21 - Idem à Fig. 6.20 para 216 horas de integração (17/01 1800 UTC).

As seções verticais das variáveis meteorológicas versus a latitude foram construídas e analisadas para a simulação S10. Nas seções verticais de  $\zeta$ , verifica-se a predominância de inclinação do VCAN para sul com a altura ou horários sem inclinação, como exemplo pode-se ter a Fig. 6.22a para 132 horas de integração (14/01 0600 UTC). Observa-se que a simulação S10 gera a inclinação do vórtice para sul com a altura, diferente da simulação SC (Fig. 6.13c) que não produziu inclinação do sistema com a altura. A profundidade de 500 hPa é concordante, porém a intensidade do sistema de  $-14 \times 10^{-5} s^{-1}$  superestima a simulação SC ( $-12 \times 10^{-5} s^{-1}$ ). De maneira geral, foram encontrados horários com superestimativa da intensidade ou com mesma magnitude da simulação SC. Houve maior divergência da simulação S10 em termos de inclinação do vórtice do início até 162 horas de integração (15/01 1200 UTC).

A Fig. 6.22b retrata o comportamento da seção vertical de  $T'$  versus a latitude pela simulação S10 para 132 horas de integração (14/01 0600 UTC). Em consonância com a variação de  $\zeta$ , a região com  $T'$  negativo no centro do vórtice tende a se alongar para a porção sul do centro. Em adição, essa região também ocupa os setores norte e sul da periferia e o mínimo  $T'$  é de  $-4,5^\circ C$  se encontra em torno de 300 hPa. É notável um aquecimento na camada 500-700 hPa com máximo de  $2^\circ C$  no setor sul. Tais características são similares ao que ocorre com a simulação SC (Fig. 6.14c), embora o mínimo  $T'$  tenha sido de  $-3,5^\circ C$  e indica uma superestimativa da simulação S10, que prevaleceu até 156 horas de integração (15/01 0600 UTC). Entre 162 (15/01 1200 UTC) e 180 horas de integração (16/01 às 0600 UTC), o vórtice alcançou o continente, houve um aquecimento na camada abaixo de 800 hPa no setor sul do centro o que aparentemente condicionou um  $T'$  de até  $1,5^\circ C$  na periferia do VCAN na camada 200-400 hPa, porém declínio do ar mais frio ( $2^\circ C$ ) no centro. Desta forma, a simulação S10 superestimou o aquecimento na camada abaixo de 800 hPa e o ar mais frio  $3^\circ C$  foi subestimado. Prosseguindo para o final da integração, a simulação S10 passou a subestimar o aquecimento abaixo de

800 hPa e concordou com a simulação SC, visto que ambas induziram ar mais frio devido o VCAN ter se posicionado sobre o oceano.

A seção vertical de  $Ur$  versus a latitude para 132 horas de integração (14/01 0600 UTC), pela simulação S10 (Fig. 6.22c), mostra uma área mais seca no centro do VCAN e no setor sul da periferia, enquanto que a área mais úmida localiza-se no setor norte da periferia e em níveis abaixo de 800 hPa. Embora, é notada uma área com  $Ur$  elevado que cobre parte do setor sul da periferia e porção sul no centro, em níveis acima de 400. Comparando com a simulação SC (Fig. 6.15c), há superestimativa de  $Ur$  nessa área acima do nível de 400 hPa. Essa caracterização foi mantida até 180 horas de integração (16/01 0600 UTC), quando então a partir deste horário, a simulação S10 não exibiu a área úmida no setor norte da periferia do sistema, o que ocasionou uma subestimativa de  $Ur$  até o final da integração.

Há uma correspondência entre os campos de  $Ur$  e do movimento vertical para 132 horas de integração (14/01 0600 UTC) conforme pode ser acompanhado pela Fig. 6.22d. Há movimento ascendente no setor norte da periferia do vórtice, enquanto que movimento descendente pode ser verificado no setor sul e centro. A simulação SC (Fig. 6.16c) revela maiores magnitudes do movimento ascendente na porção norte no centro acima do nível de 400 hPa e no setor sul da periferia abaixo de 500 hPa, ocasionando subestimativa da simulação S10. Concordando com o campo de  $Ur$  até 180 horas de integração (16/01 0600 UTC), a simulação S10 subestimou o movimento ascendente no setor sul da periferia, onde foram vistos movimentos descendentes sendo que a partir deste horário ao término da simulação, houve subestimativa do movimento ascendente também no setor norte da periferia do sistema (Figura não mostrada).

Sintetizando o que foi descrito sobre a estrutura vertical, a simulação S10 tende a subestimar a profundidade e a intensidade do vórtice, porém há predominância da inclinação zonal com a altura ser similar à simulação SC e a

inclinação para sul com a altura contrária alguns horários da simulação SC, onde a preponderância é a ausência de inclinação meridional. A região com  $T'$  no centro tende a superestimar a simulação SC em até  $1^\circ$  C, exceto no período em que o sistema alcançou o continente. Ademais, o valor positivo de  $T'$  na periferia é coerentemente estimado. Relativo à  $Ur$  há superestimativa no setor sul da periferia até 16/01 0600 UTC, sendo que após esse período ocorreu subestimativa no setor norte. Em geral, a simulação S10 subestimou os movimentos ascendentes na periferia do VCAN.

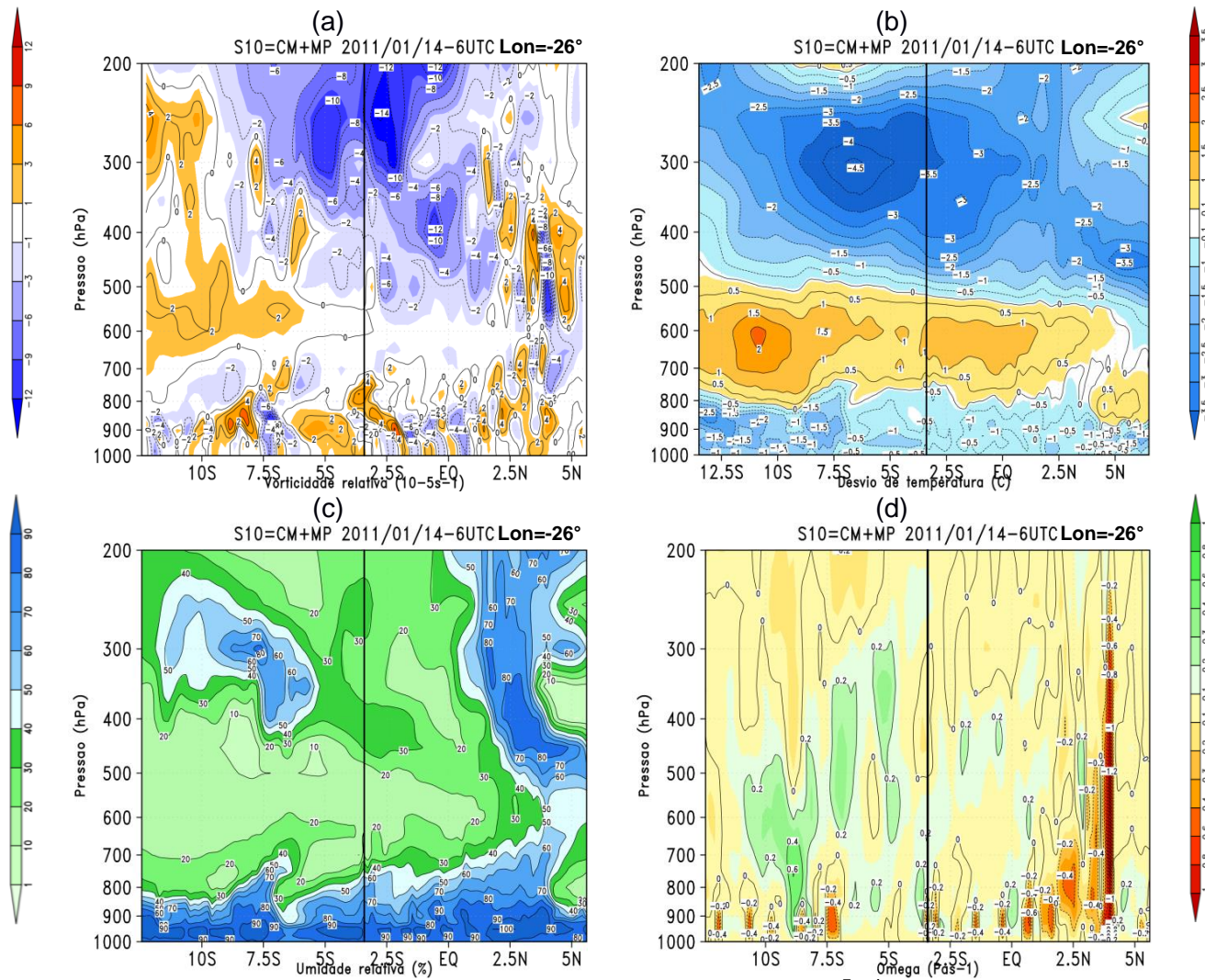


Figura 6. 22 - Campos verticais do corte latitudinal de: (a) vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ), (b)  $T'$  (°C), (c) umidade relativa (%) e (d) omega ( $Pa s^{-1}$ ) pela simulação S10 para 132 horas de integração (14/01 0600 UTC).

## **6.4. Experimentos de sensibilidade: efeitos do aquecimento pela LCL**

O objetivo principal dos experimentos de sensibilidade é identificar quais são os efeitos do aquecimento da atmosfera tropical, proveniente da LCL da convecção e da microfísica de nuvens para a formação e evolução do VCAN. Foi feita a redução da magnitude desse aquecimento na simulação SC, dessa forma essa simulação servirá como parâmetro de comparação para os experimentos de sensibilidade. Seguindo neste contexto, será possível investigar a contribuição do aquecimento pelo fator de redução da convecção cúmulos e em outro momento da microfísica de nuvens. O propósito é examinar como características do VCAN, tais como: ciclo de vida, assimetria, intensidade, intensidade do vento na periferia, posição e estrutura vertical se comportarão como resposta às essas específicas alterações.

### **6.4.1. Redução do aquecimento pela LCL da convecção cumulus**

#### **6.4.1.1. Simulação S8 (0,5CM + MP)**

Nesta simulação, o aquecimento da atmosfera pela LCL da convecção cumulus foi reduzido por um fator de 50 % preservando em 100 % esse aquecimento pela microfísica de nuvens. O efeito desse experimento para atmosfera foi imediato, uma vez que começou a demonstrar uma redução do acumulado de precipitação 12 horas após o início da integração, principalmente nas regiões da ZCAS, Amazônia e a noroeste do OATS. No dia 12/01 1800 UTC (Fig. 6.23a), nota-se que a simulação S8 configura o VCAN com posição em 6° S e 29° W, ou seja, a oeste da simulação SC (Fig. 6.5d), contudo o alongamento com orientação N-S segue esta simulação. A crista a sudoeste do VCAN é circundada por ventos relativamente mais fracos na simulação S8, assim como toda a borda oeste da periferia do VCAN, em consonância com o campo da precipitação que exhibe uma redução pronunciada do acumulado de precipitação especialmente na região da ZCAS, o que acarreta o

enfraquecimento deste sistema. O acumulado de precipitação a noroeste da borda norte do VCAN também é inferior à simulação SC e a AB tem centro aproximadamente na mesma posição dessa simulação (20° S e 75° W).

Relativo à Fig. 6.23b, que corresponde a 60 horas de integração (dia 14/01 0600 UTC), a simulação S8 induz ventos de nordeste no setor leste da periferia do VCAN e de sudeste no setor oeste, semelhante ao da simulação SC (Fig. 6.5f). Porém, o setor oeste da periferia é ditado por ventos mais fracos do que na simulação SC e aproximadamente com a mesma magnitude dos demais setores. Isso justifica o não estabelecimento da inclinação horizontal do VCAN para nordeste como imposta pela simulação SC. A simulação S8 posiciona este sistema para sudoeste (11° S e 30° W) da simulação SC seguindo o deslocamento da AB que se propagou para oeste (18,5° S e 82° W). O sistema anticiclônico sobre o sudoeste do OATS encontra-se mais enfraquecido e com menor extensão zonal do que na simulação SC, entretanto mostra circulação fechada com centro em 28° S e 23° W. Como se pode notar, o campo de precipitação exibe acumulados de no máximo 16 mm sobre grande parte do continente. O que representa uma redução considerável especialmente quando se compara ao acumulado de precipitação de 64 mm na região da ZCAS, que foi produzido pela simulação SC.

Essa caracterização físico-dinâmica prevaleceu, contudo o sistema anticiclônico sobre o sudoeste do OATS se despreendeu do fluxo de origem e tornou-se ativo, de forma a adquirir propagação para leste. Até que com 108 horas de integração (16/01 0600 UTC) como mostra a (Fig. 6.23c), o sistema anticiclônico adquiriu posição em 28° S e 13° W. No que concerne ao VCAN, a simulação S8 posiciona mais próximo da costa do NEB (11° S e 35° W) e gera ventos fracos em toda a periferia. Da mesma forma, a crista corrente acima mostra uma circulação fraca e sem extensão zonal. É interessante perceber que a simulação S8 não induziu circulação alongada na direção zonal na periferia do VCAN como mostrou a simulação SC (Fig. 6.6e), porém gera com formato mais circular. Supõe-se que a circulação da periferia do VCAN não foi

alongada porque o acumulado de precipitação foi reduzido consideravelmente em toda a vizinhança do VCAN, o que ocasionou enfraquecimento dos ventos em altos níveis. A AB se deslocou para noroeste e se posicionou em 20° S e 83° W com ventos relativamente intensos em toda a periferia.

Após 132 horas de integração (17/01 0600 UTC), o sistema anticiclônico sobre o sudoeste do OATS foi embebido pelo fluxo de noroeste ao sul de 25° S. A AB se deslocou ligeiramente para oeste e alcançou posição em 20° S e 85° W, enquanto que o VCAN se encontrou posicionado em 11° S e 34° W, ou seja, a oeste da simulação SC (11° S e 28° W). Além disso, a simulação S8 induz um alongamento do vórtice na direção zonal semelhante à simulação SC, porém a periferia ocupa uma área menor (Figura não mostrada). Com 156 horas de integração (18/01 0600 UTC), o VCAN com posição em 11° S e 33° W passa a estar corrente abaixo de uma intensa crista a nordeste do continente Sul-americano, enquanto que o centro da AB se desloca para noroeste (18° S e 86° W) e mantém os ventos intensos. Essa combinação dinâmica da AB acarretou a formação de um padrão de dipolo, constituído pela conexão com um sistema ciclônico posicionado em 6° S e 77° W. Desta forma, estabeleceu-se um padrão de trem de ondas (ondas curtas de Rossby) pela combinação entre o VCAN, a crista corrente acima e o padrão de dipolo (Figura não mostrada).

Através da Fig. 6.23d para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC), nota-se que o VCAN exibe a periferia alongada na direção SW-NE se estendendo até o continente Africano com ventos relativamente fortes, exceto no setor sul. O centro do vórtice tem posição em 7° S e 36° W, isto é, a oeste da simulação SC (Fig. 6.6f). O sistema anticiclônico corrente acima do VCAN estabelece uma circulação fechada posicionado em 2,5° S e 66° W. Logo, equivalendo a dizer que ocorreu uma intensificação dos ventos na periferia deste anticiclone. O padrão de dipolo mostra a posição da AB em 17,5° S e 88° W e do sistema ciclônico em 3° S e 88° W, tratando-se da intensificação dos ventos associados ao trem de ondas. Ao final da simulação S8, o VCAN se posicionou em 9° S e



39° W, isto é, a oeste da simulação SC e mais próximo da observação (Fig. 6.6c), bem como o trem de ondas se manteve ativo.

Sintetizando, pode-se dizer que os efeitos da circulação tropical são acentuados com a retirada de 50 % do aquecimento pela LCL de nuvens cumulus. O sistema AB-VCAN se formou, porém com tendência de deslocamento para oeste durante a simulação. A direção de deslocamento do VCAN para oeste contribuiu para a posição ser mais próxima da observada, embora a simetria foi alterada seguindo a simulação SC na maioria dos horários. O acumulado de precipitação foi reduzido em todas as regiões, sendo em torno de 10 mm na periferia do vórtice. Em meio a tais alterações, foi possível observar que a atmosfera tropical buscou uma estabilização através do desenvolvimento de um padrão de trem de ondas. Gan e Piva (2015) verificaram que a propagação de energia cinética pelo fluxo ageostrófico contribuiu para a intensificação e manutenção de VCANs subtropicais. Ressalta-se que o fluxo ageostrófico é responsável pelo crescimento de um distúrbio a partir de outro distúrbio pré-existente corrente acima. Embora no presente estudo não tenha sido feito o cálculo dos termos da energia cinética, observou-se na simulação S8 que após a configuração do padrão de trem de ondas, houve uma intensificação dos ventos na periferia do VCAN e sua manutenção na região até o final da simulação. Portanto, infere-se que os fluxos ageostróficos possam ter transportado energia cinética do trem de ondas para o VCAN. Por outro lado, a intensificação dos ventos na periferia do VCAN faz com que haja uma intensificação do cisalhamento horizontal dos ventos e, portanto, podendo ocorrer a conversão de energia cinética do estado básico para energia cinética do distúrbio (instabilidade barotrópica).

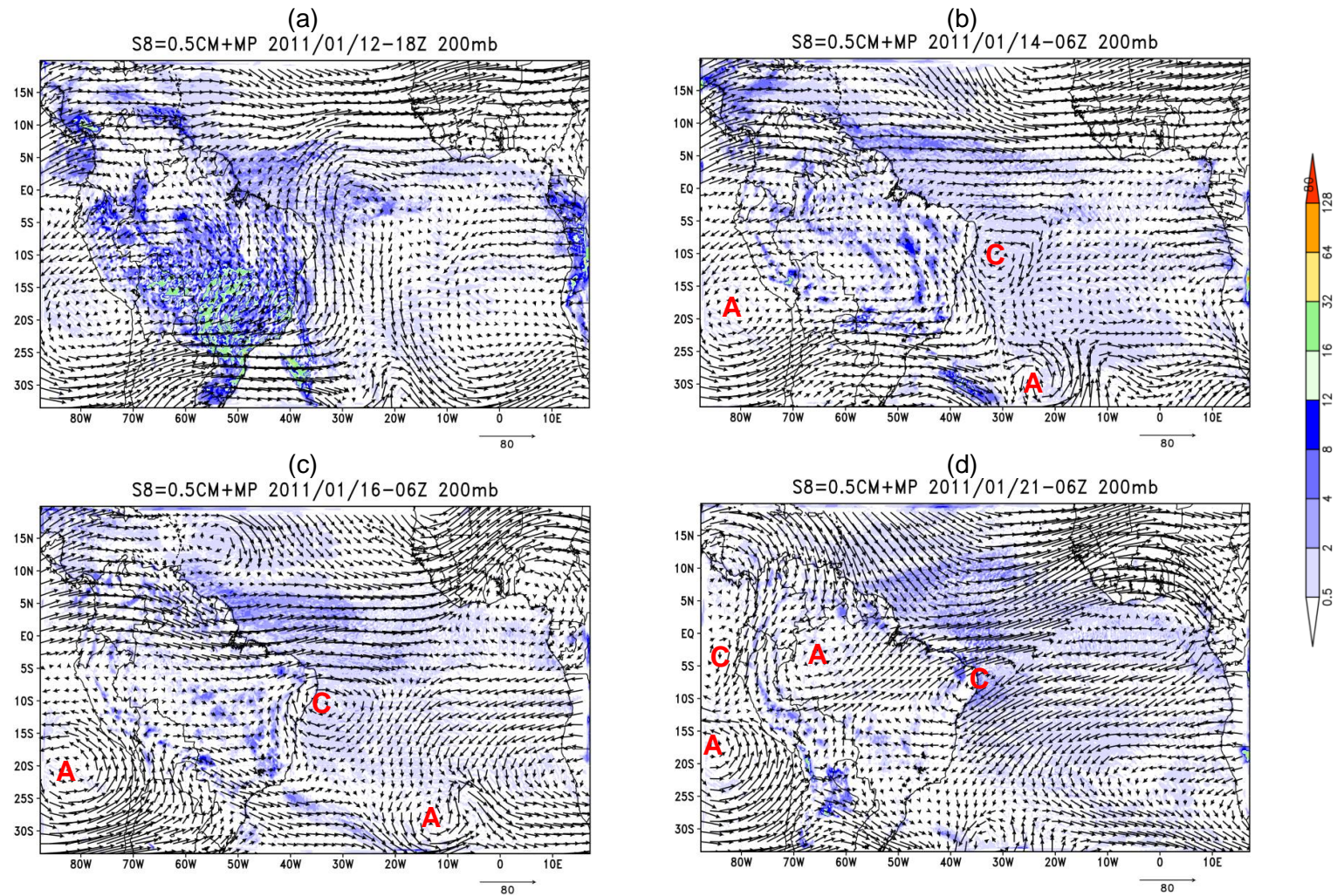


Figura 6. 23 - Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação (escala de cores) das últimas 6 horas (mm) pela simulação S8 para (a) 24 (12/01 1800 UTC), (b) 60 (14/01 0600 UTC), (c) 108 (16/01 0600 UTC) e (d) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC).

A intensidade do VCAN pela simulação S8 pode ser acompanhada através da Fig. 6.24. Em geral, é notável que até 18/01 1800 UTC, a simulação S8 tende a subestimar a intensidade do sistema principalmente quando se compara à análise. Isso significa dizer que possivelmente a redução da convecção cumulus contribua para enfraquecer o vórtice. Ao contrário, após 204 horas de integração (20/01 0600 UTC), a intensidade do vórtice acompanha a da análise, porém superestima a simulação SC. Foi notado aumento de 10 mm de acumulado de precipitação no setor noroeste da periferia do sistema sobre o continente, o que provavelmente pode ter contribuído para o aumento do aquecimento por condensação neste setor e intensificação do vórtice.

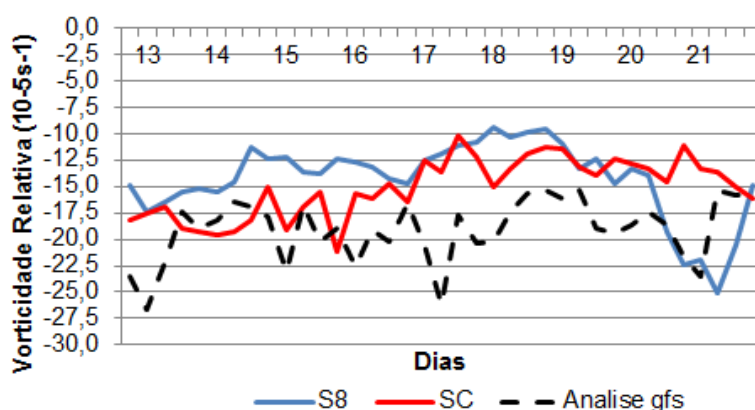


Figura 6. 24 - Idem à Fig. 6.8 para simulações S8 (curva azul), SC (curva vermelha) e análise gfs (curva preta).

A seção vertical das variáveis meteorológicas versus a longitude, produzida pela simulação S8, pode ser vista através da Fig. 6.25 para 24 horas de integração (12/01 1800 UTC). A seção de  $\zeta$  (Fig. 6.25a) mostra que o VCAN não se inclina com a altura, o que é diferente da simulação SC (Fig. 6.9d), entretanto há coerência na reprodução da profundidade que alcança o nível de 400 hPa. Isso ocorreu do início até 96 horas de integração (16/01 0600 UTC), apesar de que também foi verificada inclinação do vórtice para leste com a altura e profundidade de até 600 hPa. Do horário seguinte até o término da simulação, o vórtice prevaleceu sem inclinação vertical como ilustra a Fig. 6.26a para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC). Vê-se ainda que a

simulação S8 gerou o vórtice mais intenso do que a simulação SC (Fig. 6.9f) e que isto foi possível observar de 20/01 1800 UTC ao final da simulação. Embora, a predominância foi o enfraquecimento do VCAN pela simulação S8. Ademais, a extensão vertical foi bem representada e se concentrou em torno de 500 hPa.

Segundo a Fig. 6.25b, a seção vertical de  $T'$  versus a longitude para 24 horas de integração (12/01 1800 UTC) exibe a região com valores de  $T'$  negativos no centro, distribuídos quase igualmente na direção zonal, o que é consistente com a ausência de inclinação do sistema com a altura. Vê-se ainda que o mínimo  $T'$  negativo é subestimado ( $1^\circ$  C) quando comparado à simulação SC (Fig. 6.10d), enquanto que há superestimativa do aquecimento ( $1^\circ$  C) no setor leste da periferia na camada 500-800 hPa. De maneira geral até 78 horas de integração (15/01 0000 UTC), essas características foram mantidas. A partir daí, a simulação S8 apresenta tendência em subestimar o aquecimento no setor oeste da periferia do VCAN. Contudo, durante a integração, a distribuição de  $T'$  negativo e sua magnitude na região central são similares à simulação SC. Notou-se que a simulação S8 induziu um aquecimento no centro acima do nível de 250 hPa e no setor oeste da periferia do sistema acima de 400 hPa que surgiu com 156 horas de integração (18/01 0600 UTC) e se manteve até o final da integração, como pode ser notado pela Fig. 6.26b para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC). Similarmente ocorreu com a simulação SC (Fig. 6.10f), porém com menor magnitude no centro. É importante frisar que a maior magnitude e área com ar mais frio ( $5^\circ$  C) no centro abaixo de 250 hPa podem ser vistos a partir de 192 horas de integração (19/01 1800 UTC), outrossim com a simulação SC. Ademais, em média, o máximo  $T'$  negativo encontra-se em 350 hPa, isto é, abaixo do máximo em 300 hPa pela simulação SC.

Examinando as seções verticais de  $Ur$  versus a longitude, percebe-se uma semelhança entre a distribuição da umidade das simulações S8 e SC até 90 horas de integração (15/01 1200 UTC), como mostra a Fig. 6.25c para 24 horas de integração (12/01 1800 UTC). É evidente notar uma região mais úmida no

setor oeste da periferia do vórtice e outra mais seca no setor leste. Embora, da porção leste no centro até 20° W na periferia, existe uma área menor com  $Ur$  acima de 80% que se estende de 250 a 500 hPa em concordância com a simulação SC (Figura não mostrada). Entretanto, a simulação S8 deixou de produzir essa área úmida a partir de 96 horas de integração (15/01 1800 UTC), o que ocasionou subestimativa de  $Ur$  até 186 horas de integração (19/01 1200 UTC). Após esse período, conforme pode ser visto na Fig. 6.26c, a simulação S8 gera teor de  $Ur$  maior do que 50 % no centro que se estende da superfície até 300 hPa e nos setores leste e oeste da periferia da superfície até 500 hPa, que contribuiu para superestimar  $Ur$  da simulação SC (Fig. 6.11d) até o término da integração.

Segundo a Fig. 6.25d referente à seção vertical do movimento vertical versus a longitude para 24 horas de integração (12/01 1800 UTC), observa-se que a simulação S8 identifica movimentos ascendentes em altos níveis em torno de 17° W e a oeste de 35° W abaixo de 700 hPa e que permanece até 48 horas de integração (13/01 1800 UTC), isto é, similar à simulação SC (Figura não mostrada). Quando então, passa a subestimar os movimentos ascendentes na periferia do VCAN e os descendentes no centro acima de 700 hPa, visto que a simulação S8 não gera movimentos verticais. Notadamente, a partir de 192 horas de integração (19/01 1800 UTC), a simulação S8 superestima os movimentos ascendentes substancialmente (até  $-1,2 \text{ Pas}^{-1}$ ) nos setores leste e oeste da periferia e no centro do sistema com ascendência de  $-0,2 \text{ Pas}^{-1}$ , o que pode ser visto através da Fig. 6.26d em consonância com o aumento de teor de  $Ur$  apresentado pela Fig. 6.26c. Com o auxílio da Fig. 6.12d, é possível perceber que a simulação SC produz movimentos descendentes na região central, o que é superestimado pela simulação S8, porém há subestimativa dos movimentos ascendentes a oeste de 40° W.

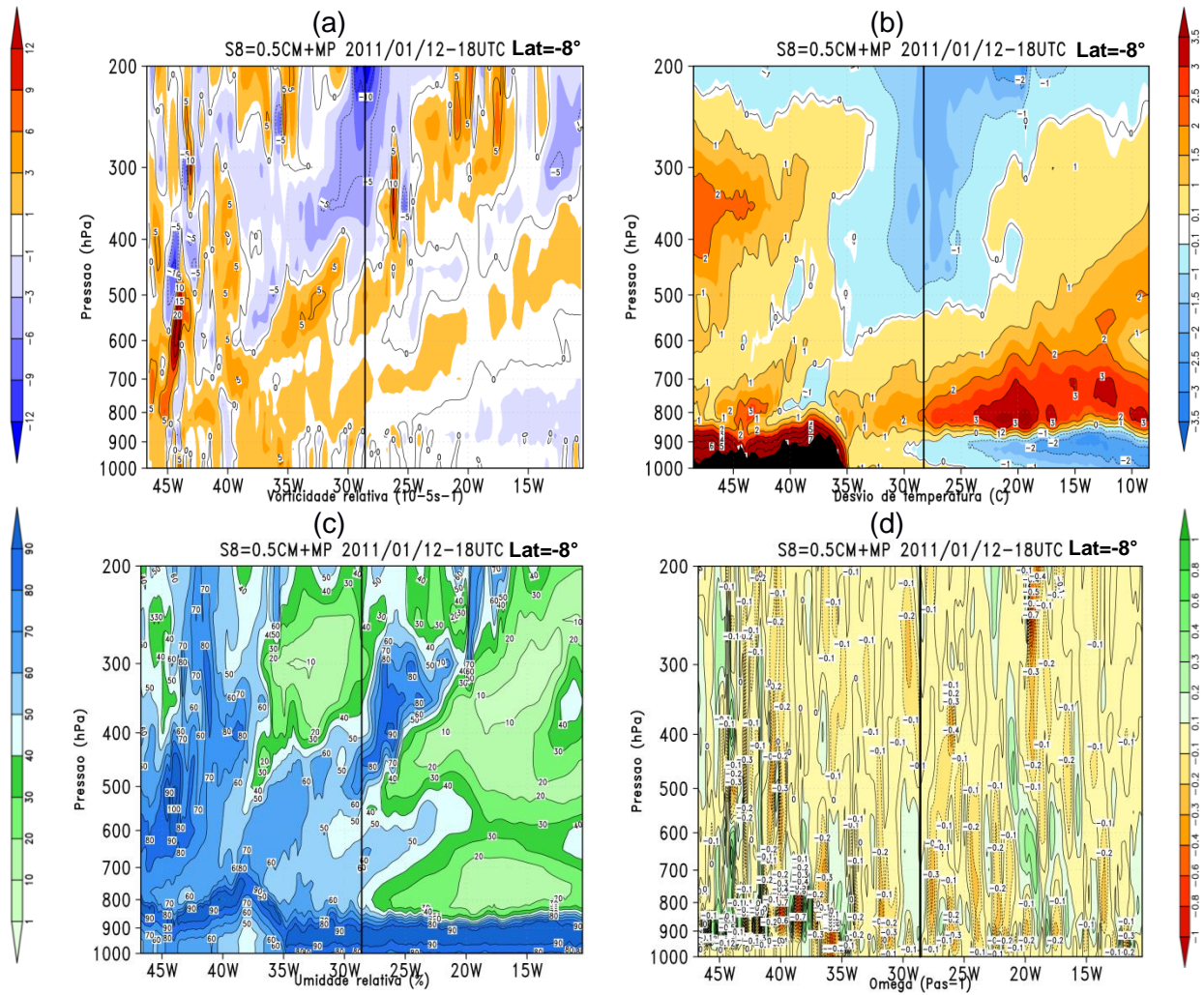


Figura 6. 25 - Idem à Fig. 6.20, pela simulação S8, para 24 (12/01 1800 UTC).

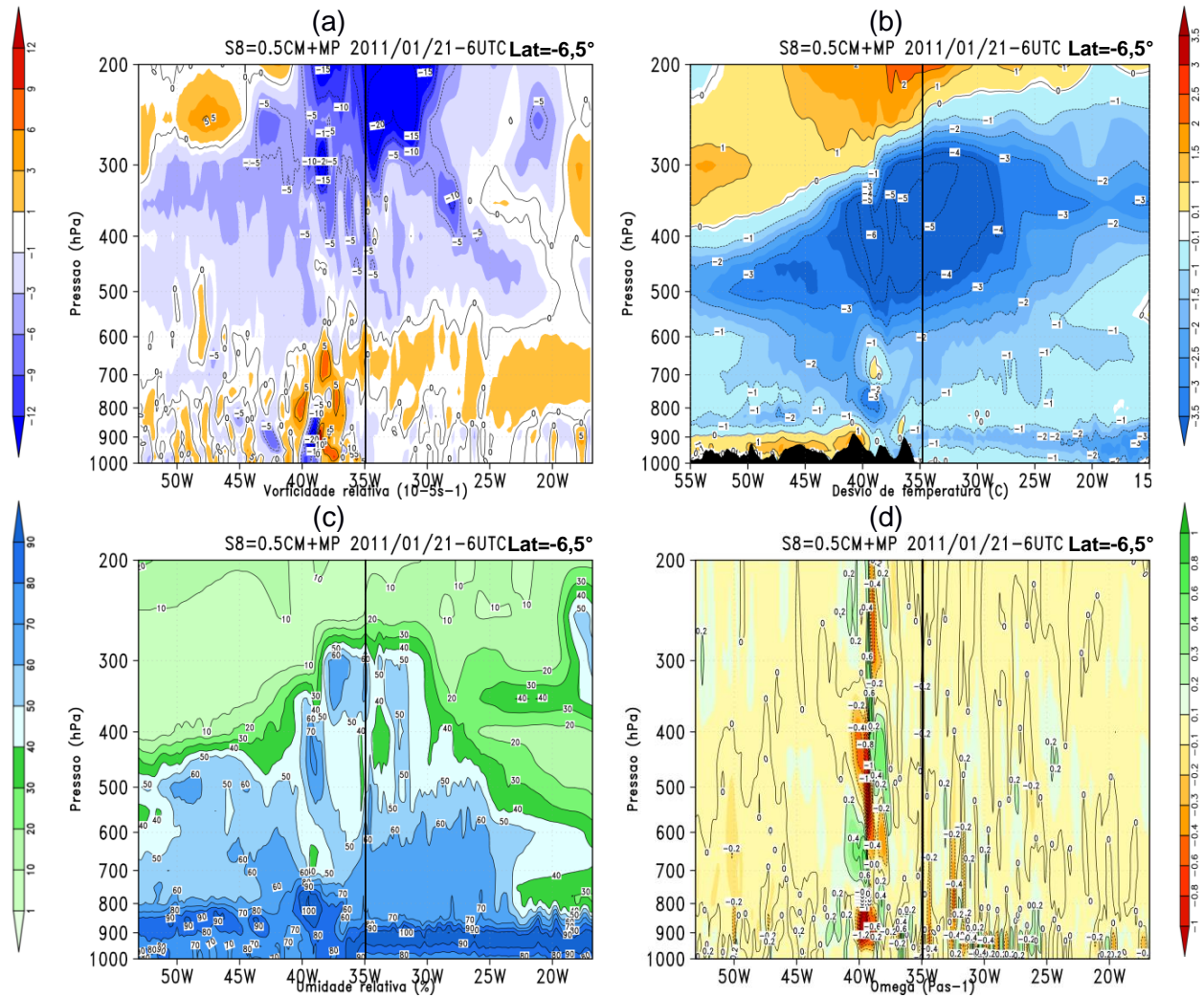


Figura 6. 26 - Idem à Fig. 6.20, pela simulação S8, para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC).

No que diz respeito às seções verticais de  $\zeta$  versus a latitude pela simulação S8, percebe-se que nas primeiras 36 horas (até 13/01 0600 UTC) ocorrem inclinação do VCAN para norte com a altura, porém a partir daí até 19/01 às 0000 UTC, é preponderante a inclinação para sul como apresentado pela Fig. 6.27a para 108 horas de integração (16/01 0600 UTC) e que contraria a ausência de inclinação imposta pela simulação SC (Fig. 6.13d). Entretanto, a profundidade de 500 hPa e a intensidade do vórtice de  $-16 \times 10^{-5} s^{-1}$  adquiridas pela simulação S8 são satisfatórias. Verificou-se que a simulação S8 tende a subestimar a intensidade no início da integração, embora a partir de 156 horas de integração (a partir de 18/01 0600 UTC), ocorre superestimativa. A profundidade esteve próxima da simulação SC se concentrando na camada 400-600 hPa.

Relativo à seção vertical de  $T'$  com a latitude para 108 horas de integração (16/01 0600 UTC), a simulação S8 (Fig. 6.27b) é similar à simulação SC (Fig. 6.14d) acima do nível de 500 hPa, onde a área tem mínimo com ar mais frio no centro do sistema e proximidades que se alonga para a direção sul, justificando a inclinação para sul com a altura (Fig. 6.27a), embora a magnitude seja subestimada em  $0,5^\circ C$ . Há uma superestimativa de  $0,5^\circ C$  do aquecimento no centro e setor norte da periferia na camada 600-700 hPa, o que foi percebido desde o início da integração. Entretanto, partindo de 120 horas (16/01 1800 UTC) a 132 horas de integração (17/01 0600 UTC), a simulação S8 subestima o aquecimento no setor sul da periferia na camada 500-700 hPa. Quando a partir de 138 horas de integração (17/01 1200 UTC), é notável um aquecimento acima de 250 hPa que se estende do centro ao setor norte da periferia e depois ocupa a região também do setor sul em consistência com a simulação SC, apesar da simulação S8 ter subestimado a magnitude. Em adição, em toda a região do centro e periferia abaixo do nível de 300 hPa se estabeleceram valores negativos de  $T'$  (Figuras não mostradas).

O comportamento das seções verticais de  $Ur$  com a latitude do início até 156 horas de integração (18/01 0600 UTC) pela simulação S8 pode ser



representado pela Fig. 6.27c. É evidente constatar maior teor de  $Ur$  em níveis abaixo de 700 hPa e a norte de  $5^\circ$  S da superfície a 350 hPa, apesar de que, em outros horários puderam ser percebidos valores consideráveis de  $Ur$  também na região central. Em geral, a região seca se concentra no setor sul da periferia e centro do sistema. Ainda vale salientar que neste período, a simulação S8 tende a subestimar a magnitude e a extensão das áreas com alto teor de  $Ur$  conforme estabelecido pela simulação SC (Fig. 6.15d). Porém, a partir de 162 de integração (18/01 1200 UTC), a simulação S8 abrange uma área maior com alto teor de  $Ur$  inclusive no centro, desta forma ocorrendo superestimativa. Os movimentos ascendentes pela simulação S8 (Fig. 6.27d) são mais significativos no setor norte da periferia, porém subestimam a magnitude dos apresentados pela simulação SC (Fig. 6.16d) e desloca para norte. Além disso, no centro e setor sul da periferia, a simulação S8 não induz movimentos verticais e subestima também a simulação SC (Figura não mostrada).

Resumidamente, a simulação S8 mostra variação da inclinação do vórtice com a altura diferente da simulação SC em alguns horários, embora a profundidade produzida tenha sido semelhante. Similaridades também foram notadas entre as regiões com  $T'$  negativo e positivo produzidas pela simulação S8, entretanto no início da integração há uma subestimativa de  $T'$  negativo no centro e do aquecimento no setor oeste da periferia do VCAN, enquanto que no setor leste é vista uma superestimativa. Em adição, ao final da simulação foi revelada uma discordância do aquecimento no setor oeste da periferia, quando a simulação S8 passou a superestimar a simulação SC. A seção vertical de  $T'$  com a latitude denotou ar mais frio no centro acima do nível de 500 hPa coerente com a simulação SC, enquanto que o aquecimento na camada 600-700 hPa foi superestimado. Regiões com  $Ur$  elevado foram vistas nos setores oeste e norte, ao passo que regiões secas nos setores leste e sul. No início da integração, a simulação S8 subestimou as áreas com  $Ur$  considerável próxima ao centro, porém no final houve um aumento de  $Ur$  no centro e periferia da superfície até 300 hPa e que contribuiu para o aumento dos movimentos ascendentes.

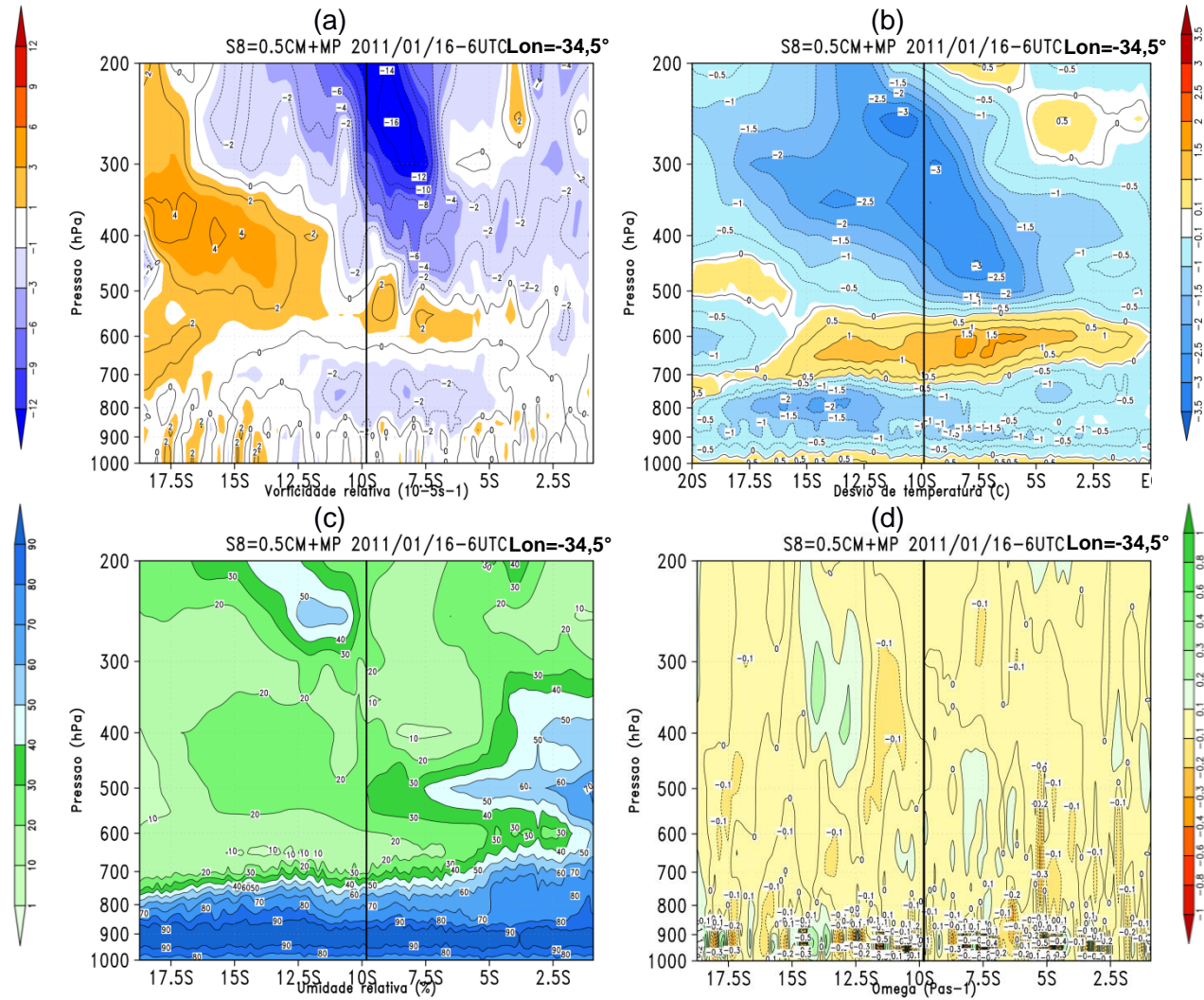


Figura 6. 27 - Idem à Fig. 6.22 pela simulação S8 para 108 horas (16/01 0600 UTC).

#### 6.4.1.2. Simulação S9 (0,75CM + MP)

Nesta simulação, foram reduzidos 25 % do aquecimento devido à LCL proveniente da convecção cumulus e sendo mantidos 100 % desse aquecimento pela microfísica de nuvens. Semelhante ao que ocorreu com a simulação S8, a resposta da atmosfera também foi imediata, pois após 12 horas de integração o modelo iniciou reduzindo o acumulado de precipitação nas regiões da ZCAS e da Amazônia. O VCAN se formou após 24 horas de integração (Fig. 6.28a) da mesma forma como ocorreu com a simulação SC (Fig. 6.5d), porém com a posição ligeiramente a sudoeste ( $6^{\circ}$  S e  $27^{\circ}$  W). Além disso, o centro da AB encontra-se em torno de  $20^{\circ}$  S e  $75^{\circ}$  W igualmente como imposta pela simulação SC. A crista corrente acima do VCAN também foi identificada pela simulação S9.

Com 60 horas de integração (14/01 0600 UTC), a simulação S9 (Fig. 6.28b) posiciona o VCAN em  $9^{\circ}$  S e  $30^{\circ}$  W, isto é, prossegue localizando para oeste da simulação SC (Fig. 6.5f). A AB se encontra centrada em  $18^{\circ}$  S e  $75^{\circ}$  W com localização próxima a essa simulação. O posicionamento de um anticiclone notadamente é visto sobre o sudoeste do OATS com centro em  $30^{\circ}$  S e  $26^{\circ}$  W, embora tenha se fechado no horário anterior. Esse sistema foi despreendido do fluxo de origem, correspondente à crista a sudoeste do VCAN. Além disso, no setor oeste desta crista, foi gerado acumulado de precipitação inferior à simulação SC. Como esperado, há uma diminuição do acumulado de precipitação sobre a Amazônia, ZCAS e na borda leste da AB. Tal redução da precipitação pela simulação S9 nestas regiões induz ventos mais fracos no setor oeste da periferia do VCAN, o qual não adquire um alongamento para nordeste como estabelecido pela simulação SC.

Como pode ser visto na Fig. 6.28c para 108 horas de integração (16/01 0600 UTC), a simulação S9 direciona toda a periferia oeste do VCAN sobre o NEB, que adquire um alongamento mais zonal, enquanto que a simulação SC (Fig.

6.6e) produz o VCAN mais circular e toda a circulação na periferia abrange uma área maior do que a simulação S9. Além disso, a simulação S9 gera acumulado de precipitação na região da ZCAS, embora inferior à simulação SC, que foi suficiente para intensificar os ventos na borda oeste do VCAN e impulsionar a intensificação da circulação no setor norte da periferia. O acumulado de precipitação também é reduzido sobre as regiões da Amazônia e a noroeste da borda norte do VCAN. Vê-se ainda que o centro do VCAN está em  $9^{\circ}$  S e  $34^{\circ}$  W e continua a oeste da simulação SC. O centro da AB encontra-se em  $19^{\circ}$  S e  $79^{\circ}$  W e a do anticiclone sobre o OATS em  $27^{\circ}$  S e  $14^{\circ}$  W. Prosseguindo com a avaliação da integração, o ambiente atmosférico continuou a revelar a redução do acumulado de precipitação, deslocamento para oeste do sistema AB-VCAN e os ventos na periferia da crista corrente acima do VCAN encontram-se mais enfraquecidos, quando comparados à simulação SC.

A Fig. 6.28d exibe a simulação S9 para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC). O VCAN ainda se posiciona sobre OATS em  $9^{\circ}$  S e  $34^{\circ}$  W, porém rente à costa do NEB. O formato é diferente da simulação SC (Fig. 6.6f), uma vez que mostra um fluxo de nordeste intenso na sua borda leste, proveniente da África e ventos de oeste na borda norte. A crista a sudoeste do VCAN permanece com ventos mais fracos na periferia do que na simulação SC. Isso porque há uma redução considerável do acumulado de precipitação sobre a Amazônia, ZCAS e no setor noroeste da borda norte do VCAN. A AB tem posição a oeste em  $20^{\circ}$  S e  $85^{\circ}$  W da simulação SC, porém com a magnitude do vento similar em toda a periferia. Nota-se ainda outro sistema anticiclônico a leste da crista com posição em  $30^{\circ}$  S e  $33^{\circ}$  W, o qual se formou a partir de um fluxo oriundo de latitudes médias. No último horário simulado, o VCAN se posicionou em  $8,5^{\circ}$  S e  $36^{\circ}$  W, isto é, a oeste da simulação SC e mais próximo da posição observada, enquanto que a AB se localizou em  $20^{\circ}$  S e  $88^{\circ}$  W.

Desta forma, quando foram reduzidos 25 % do aquecimento pela LCL da convecção cumulus, percebeu-se que o acumulado de precipitação foi reduzido

quando comparado à simulação SC, porém superior à simulação S8, como esperado já que nesta simulação o aquecimento pela convecção cumulus foi reduzido em 50 %. O VCAN exibiu posicionamento para oeste da simulação SC seguindo o deslocamento do centro da AB também para oeste. A crista corrente acima do vórtice exibiu enfraquecimento dos ventos, provavelmente em decorrência do enfraquecimento da ZCAS. Pode-se afirmar que o comportamento da simulação S9 foi similar à simulação S8, uma vez que as alterações foram similares, como a redução do acumulado de precipitação e o posicionamento do vórtice mais próximo da costa do NEB. Embora, a simulação S9 não revelou um padrão de trem de onda como ocorreu com a simulação S8. Possivelmente, em virtude de a atmosfera tropical ter produzido mais aquecimento latente pela convecção cumulus do que a simulação S8.

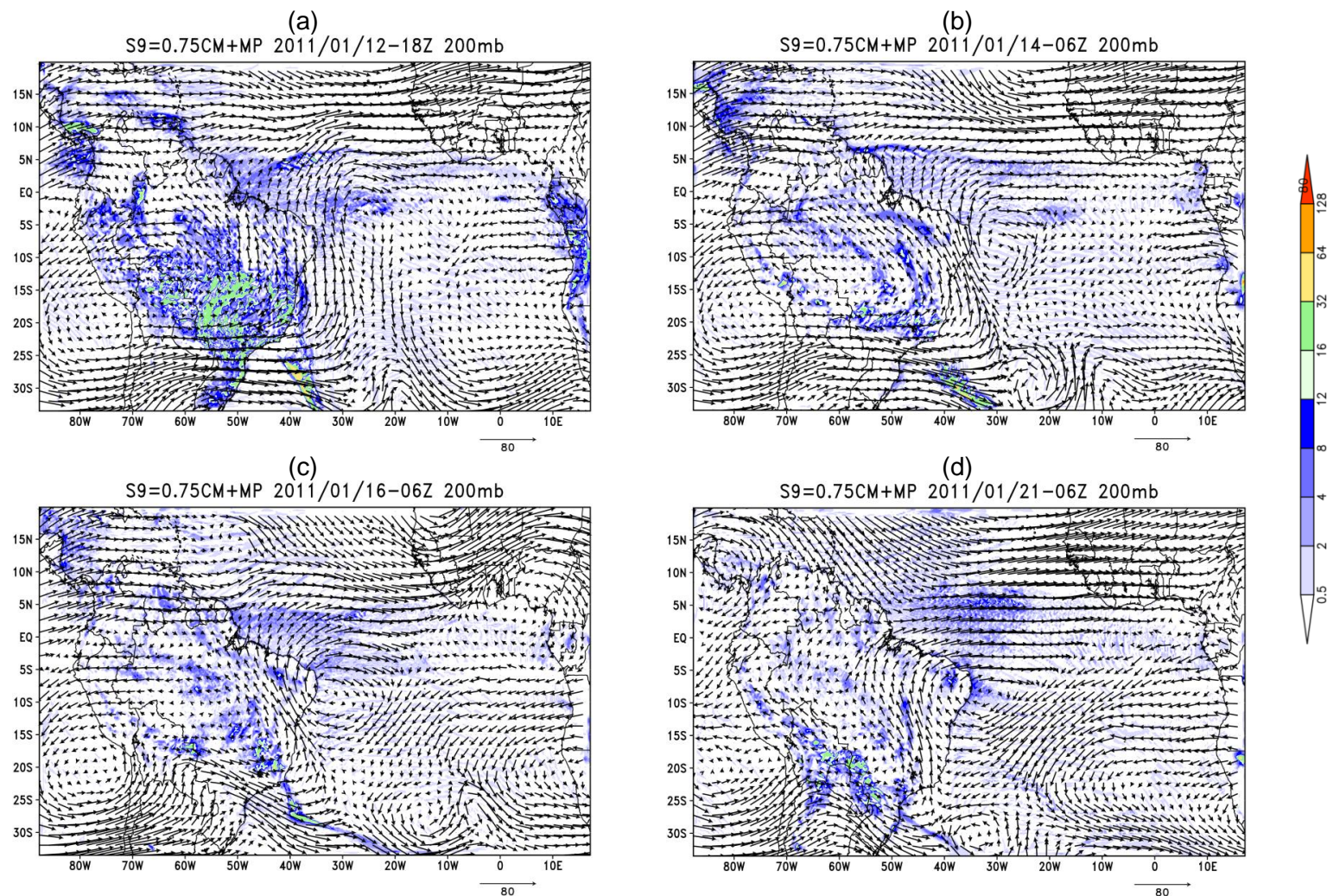


Figura 6. 28 - Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação (escala de cores) das últimas 6 horas (mm) pela simulação S9 para (a) 24 (12/01 1800 UTC), (b) 60 (14/01 0600 UTC), (c) 108 (16/01 0600 UTC) e (d) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC).

Segundo a Fig. 6.29, a simulação S9 tende a subestimar a intensidade do VCAN no nível de 200 hPa na maior parte da integração, principalmente após 15/01 0600 UTC. Portanto, assim como ocorreu com a simulação S8, entende-se que a redução da convecção cumulus provavelmente esteja associada ao enfraquecimento do vórtice. Após 20/01 1200 UTC, há uma convergência entre os valores de mínimos de  $\zeta$  das simulações S9 e SC.

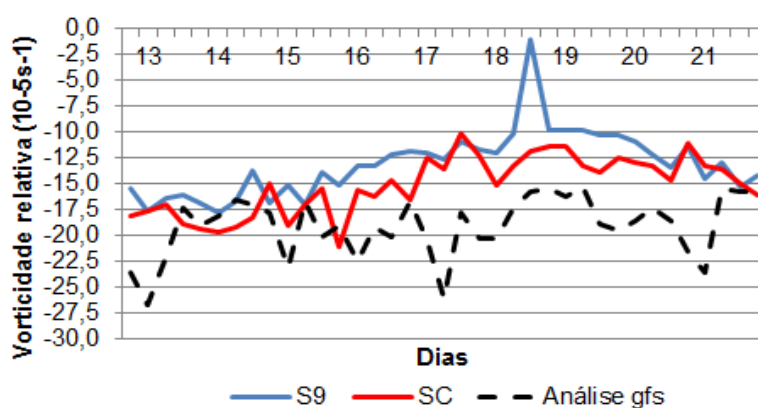


Figura 6. 29 - Idem à Fig. 6.8 para as simulações S9 (curva azul), SC (curva vermelha) e análise gfs (curva preta).

Até 96 horas de integração (15/01 1800 UTC), as seções verticais de  $\zeta$  versus a latitude mostra com predominância que o VCAN não se inclina com a altura coerente com a simulação SC (Figuras não mostradas). A intensidade foi ligeiramente subestimada e a profundidade atingiu o nível de 500 hPa que foi satisfatória. Entre 102 horas (16/01 0000 UTC) e 144 horas de simulação (17/01 1800 UTC), a dominância foi o sistema não se inclinar com a altura, ao passo que na simulação SC, a maior frequência foi de inclinação para sul com a altura. A Fig. 6.30a apresenta o campo de  $\zeta$  para 108 horas da simulação S9 (16/01 0600 UTC), no qual mostra concordância com a simulação SC (Fig. 6.13d), pois o vórtice não se inclina com a altura, a intensidade de  $-14 \times 10^{-5} s^{-1}$  é semelhante, assim como a profundidade próxima ao nível de 500 hPa. Outrossim, essas características foram mantidas até 144 horas de integração (17/01 1800 UTC), porém não concordando com a inclinação do vórtice para sul imposta pela simulação SC em alguns horários. Daí até 174 horas de simulação (19/01 0000 UTC), a simulação S9 foi coerente em

representar a inclinação para sul com a altura, que passou a não ter inclinação no horário seguinte até o final da integração. Ademais, a intensidade e a profundidade entre 500 e 600 hPa foram consistentes com a simulação SC.

Quando se observa o comportamento da seção vertical de  $T'$  versus a latitude, fica claro até 78 horas de integração (15/01 0000 UTC) que a simulação S9 superestima o aquecimento na camada 600-700 hPa e o mínimo  $T'$  negativo no centro é subestimado  $1^\circ$  C em alguns horários, apesar da posição média estar em torno de 300 hPa similar à simulação SC (Figuras não mostradas). Para 108 horas de simulação (16/01 0600 UTC) como retrata a Fig. 6.30b, tanto a área com aquecimento na camada 500-700 hPa é coerente com a simulação SC (Fig. 6.14d), quanto o ar mais frio no centro e proximidades em termos de magnitude com máximo de  $3^\circ$  C e extensão meridional. Porém, vê-se que o posicionamento médio deste mínimo  $T'$  negativo é em 350 hPa, ou seja, ligeiramente abaixo da posição em 300 hPa estimada pela simulação SC. A simulação S9 produz um menor  $T'$  negativo no centro ( $-1^\circ$  C) que ocupa uma área maior a partir de 132 horas de integração (17/01 0600 UTC), assim como um aquecimento em 200 hPa de  $3^\circ$  C até o final da simulação, nos quais são consistentes com a simulação SC.

De maneira geral durante a integração, as seções verticais de  $Ur$  com a latitude revelam similaridades entre as simulações S9 e SC. Há duas regiões com alto teor de  $Ur$ , uma abaixo de 700 hPa e outra acima deste nível no setor norte da periferia do VCAN, embora com menor magnitude. O centro e o setor sul da periferia são ocupados por umidade mais baixa. A Fig. 6.30c exibe o comportamento de  $Ur$  para 108 horas de integração (16/01 0600 UTC), na qual nota-se que a simulação S9 produz  $Ur$  menor do que a simulação SC (Fig. 6.15d) na porção norte no centro, ao contrário da área ao norte do equador acima de 400 hPa, onde  $Ur$  é superestimado. A partir de 180 de integração (19/01 0600 UTC), a simulação S9 induz alto teor de  $Ur$  no centro do vórtice e amplia a área úmida do setor norte da periferia em direção ao setor sul, o que



superestima a simulação SC, similar ao que ocorreu com a simulação S8 (Figuras não mostradas).

As seções verticais de  $\zeta$  versus a longitude pela simulação S9 demonstram semelhanças com a simulação S8 em termos de profundidade, intensidade e inclinação do VCAN até 108 horas de integração (14/01 0600 UTC). Isto é, a profundidade encontra-se entre os níveis de 400 e 500 hPa, a intensidade na vertical em média é de  $-12 \times 10^{-5} s^{-1}$  e a inclinação é para leste com a altura ou ausente. A Fig. 6.30d exibe o comportamento de  $\zeta$  para 144 horas de integração (17/01 1800 UTC), no qual se pode notar que o vórtice revela uma inclinação para leste com a altura, diferente da simulação SC (Fig. 6.9e) que não mostra inclinação vertical do sistema. Vê-se ainda que a profundidade e a intensidade correspondem a 550 hPa e  $-18 \times 10^{-5} s^{-1}$ , respectivamente e são distintas da simulação SC, na qual exibiu o vórtice com extensão vertical até 700 hPa e intensidade de  $-15 \times 10^{-5} s^{-1}$ . Verificou-se ainda que, entre 174 horas (19/01 0000 UTC) e 210 horas de simulação (20/01 1200 UTC), o sistema se inclinou para oeste com a altura e depois passou a não se inclinar (Figuras não mostradas).

Examinando as seções verticais de  $T'$  versus a longitude pela simulação S9 (Fig. 6.30e), notam-se semelhanças com os campos produzidos pela simulação SC (Fig. 6.10e) para 144 horas de integração (17/01 1800 UTC). A região com ar mais frio no centro do VCAN se estende para leste correspondendo à inclinação do sistema para leste com a altura e o mínimo  $T'$  negativo é estimado em  $-4^\circ C$ , isto é, características similares à simulação SC (Fig. 6.10e). Entretanto, nota-se que a posição média desse máximo encontra-se em 350 hPa, no qual a simulação SC identifica em 260 hPa. Em geral, a tendência é que esse máximo esteja centrado entre 300 e 350 hPa durante a integração, tornando-se mais próximo da simulação SC após 150 horas de integração (18/01 0000 UTC). Observa-se ainda que a região com aquecimento de  $2^\circ C$  na periferia é bem representada, assim como o aquecimento no setor oeste e o

ar mais frio no setor leste abaixo de 800 hPa, associados à topografia e oceano, respectivamente (Figura não mostrada).

Com a avaliação das seções verticais do corte longitudinal de  $Ur$ , constata-se boa representação da simulação S9, uma vez que é notável uma região mais úmida localizada no setor oeste do centro e a mais seca no setor leste e central acima de 700 hPa, cabendo lembrar que alto teor de umidade é visto em níveis baixos (Figuras não mostradas). Em geral, essas áreas úmidas concomitam com movimentos ascendentes e as áreas mais secas com movimentos descendentes, como vistos nos campos de omega. É importante frisar que o setor oeste foi mais úmido pela simulação S9 do que por S8, portanto tornou-se mais similar a simulação SC. Embora, a pequena área úmida na porção leste no centro foi subestimada pela simulação S9 entre 102 (16/01 0000 UTC) e 126 horas de integração (17/01 0000 UTC). Após esse período, conforme pode ser visto pela Fig. 6.30f, o campo de  $Ur$  apresenta uma concordância com a simulação SC (Fig. 6.11c). Há uma clara diferença que é o posicionamento da área úmida na porção leste no centro, na qual a simulação S9 posiciona na camada 300-400 hPa, enquanto que pela simulação SC se concentra na camada 200-300 hPa. A partir de 132 horas (17/01 0600 UTC) até o término, a simulação S9 induz maior teor de umidade no centro e proximidades similar à simulação S8, o qual condicionou uma superestima de  $Ur$  nestas áreas.

Em suma, é interessante notar que ora a estrutura vertical do VCAN estimada pela simulação S9 foi similar à simulação SC e ora à simulação S8. Em geral, a inclinação, profundidade e intensidade do vórtice foram similares à simulação SC, apesar de que a inclinação em alguns horários não foi condizente e assemelhou-se à simulação S8. Por sua vez, os valores do  $T'$  corroboraram com a simulação SC, embora o posicionamento do máximo de ar frio no centro do VCAN foi visto em níveis mais baixos. Em adição no início da integração, o corte meridional de  $T'$  mostrou superestimativa do ar quente na camada 600-700 hPa e subestimativa de  $1^\circ$  C do máximo ar frio. Os campos de  $Ur$  concordaram com a simulação SC, pois as áreas com maior teor de  $Ur$  foram

vistas nos setores oeste e norte do centro do vórtice, embora com menor magnitude, enquanto que as áreas mais secas foram encontradas no centro e setores leste e sul. No entanto no final da simulação S9, constatou-se elevação de  $Ur$  no centro e proximidades, igualmente como ocorreu com a simulação S8.

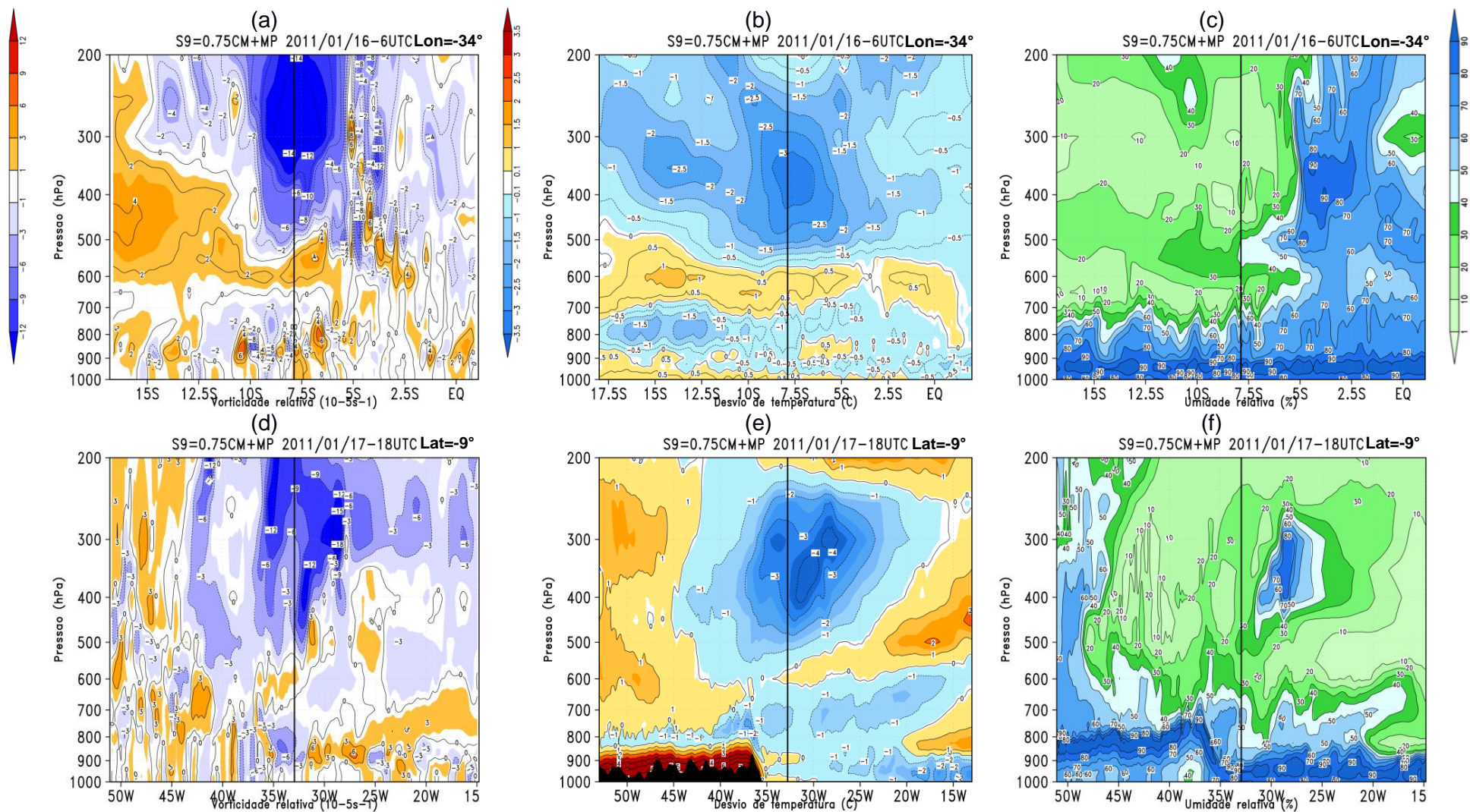


Figura 6. 30 - Seções verticais do corte latitudinal (linha superior) para 108 h de integração (16/01 0600 UTC) e longitudinal (linha inferior) para 144 h (17/01 1800 UTC), pela simulação S9, de: (a-d) vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ), (b-e)  $T'$  ( $^{\circ}C$ ) e (c,f) umidade relativa (%). Região escura é a topografia.

## 6.4.2. Redução do aquecimento pela LCL da microfísica de nuvens

### 6.4.2.1. Simulação S5 (CM + 0,0 MP)

A Fig. 6.31 apresenta a simulação S5, na qual é representada pelo aquecimento da atmosfera devido apenas à LCL pela convecção cumulus. Neste caso, o efeito desse aquecimento pela microfísica de nuvens foi desativado. No dia de formação do VCAN (Fig. 6.31a), é notável a grande semelhança entre os campos de vento em altos níveis e de acumulado de precipitação das simulações S5 e SC (Fig. 6.5d). Entretanto, pode ser percebido que o centro do VCAN está posicionado a sul ( $7^{\circ}$  S e  $26^{\circ}$  W) da simulação SC e que a simulação S5 abrange uma área com acumulado de precipitação inferior na região da ZCAS. A diferença de acumulado nessa área tem magnitude de no máximo 20 mm. Em alguns horários a partir de 96 horas de integração (15/01 0000 UTC), a simulação S5 induziu maior quantidade de acumulado de precipitação do que a simulação SC sobre a Amazônia, borda leste da AB e borda oeste da crista. No caso da integração com 114 horas (15/01 1800 UTC), a superestimativa foi sobre a Amazônia, isso porque o efeito do aquecimento devido às nuvens rasas e médias ficou isento nesta simulação, a temperatura da superfície aumentou e em combinação com o alto teor de umidade na atmosfera auxiliou ao disparo de convecção profunda e isolada. Viu-se ainda neste horário, que a circulação no centro do VCAN é mais alongada na direção zonal e os ventos nessa região são ligeiramente mais fracos do que na simulação SC (Figuras não mostradas).

Com 108 horas de integração (16/01 0600 UTC) segundo a Fig. 6.31b, é possível constatar que o acumulado de precipitação ao norte da borda norte do VCAN é semelhante ao acumulado produzido pela simulação SC (Fig. 6.6e) e inferior ao observado (Fig. 6.6b). Outrossim, em combinação com o posicionamento da AB para nordeste ( $15^{\circ}$  S e  $67^{\circ}$  W) e da superestimativa do acumulado de precipitação sobre o continente a sudoeste da periferia do VCAN proporcionou aumento da simetria da circulação do vento na periferia. Como

esse acumulado de precipitação foi inferior ao da simulação SC, o sistema foi simulado próximo à costa do NEB (6,5° S e 33° W), conseqüentemente mais próximo da análise. Em adição, a simulação S5 continuou a produzir mais acumulado de precipitação sobre a Amazônia, onde o campo observado mostrou um acumulado de precipitação semelhante (Fig. 6.6b). O mesmo não ocorreu com a simulação SC (Fig. 6.6e) que ficou produzindo precipitação a leste da observação. Notou-se com 120 horas de integração (16/01 1800 UTC) para sustentar esta avaliação que a simulação S5 retornou a posicionar o VCAN mais próximo da simulação SC, ou seja, mais distante da costa do NEB. Isto porque ambos acumulados de precipitação sobre o continente próximo da borda sudoeste do VCAN foram induzidos aproximadamente com mesma posição, embora a simulação S5 tenha superestimado sobre a Amazônia (Figuras não mostradas).

Diferenças mais evidentes na circulação da periferia do VCAN puderam ser mais bem percebidas a partir de 150 horas de integração (18/01 0000 UTC). Devido ao aumento do acumulado de precipitação produzido pela simulação S5 na borda oeste da crista corrente acima do vórtice, houve intensificação dos ventos nesta região e conseqüentemente, intensificação do vento em todo o setor oeste da periferia do VCAN. Isso favoreceu para esse sistema se alongar discretamente na direção NW-SE, de forma que se tornou mais semelhante ao formato do VCAN observado, embora tenha se posicionado (11° S e 29° W) na mesma posição da simulação SC (Figura não mostrada).

Através da Fig. 6.31c para 186 horas de integração (19/01 1200 UTC), observa-se que a simulação S5 exibe a crista a sudoeste do OATS alongada com orientação meridional diferente da simulação SC (Fig. 6.31d), que induz ventos de sudeste na borda leste da crista, tornando-a mais inclinada na direção SE-NW. Além disso, a intensidade do vento no setor centro-leste da crista simulada por S5 é maior o que torna o vento ligeiramente mais intenso no setor oeste da borda do VCAN. Vale ainda destacar que a intensificação dos ventos na periferia da crista no setor centro-leste foi influenciada pelo

acumulado de precipitação superior no lado oeste. O VCAN foi deslocado para leste ( $5^{\circ}$  S e  $22^{\circ}$  W) da simulação SC ( $8^{\circ}$  S e  $26^{\circ}$  W), acarretando a aproximação desta simulação da observação (Fig. 6.31e). Novamente com 228 horas de integração (21/01 0600 UTC), o VCAN simulado pela S5 (Fig. 6.31f) volta a se aproximar mais da costa do NEB do que a simulação SC (Fig. 6.6f). Como discutido anteriormente, o acumulado de precipitação induzido pela simulação S5 sobre a Amazônia se aproximou mais da observação (Fig. 6.6c), o que favoreceu ao deslocamento para oeste do sistema, embora o alongamento do sistema tenha ocorrido na direção NE-SW. Vê-se ainda que a simulação S5 fecha a circulação da crista em  $30^{\circ}$  S e  $35^{\circ}$  W, denotando maior acumulado de precipitação na borda leste da AB quando comparado à simulação SC.

Diante destas análises, conclui-se que quando se considera apenas o aquecimento da atmosfera devido à LCL da convecção cumulus, percebe-se que um efeito foi no campo de precipitação na região da ZCAS, onde a simulação S5 subestimou a simulação SC. Em alguns horários após 96 horas de integração, houve maior produção de acumulado de precipitação sobre a Amazônia, na borda oeste da crista e na borda leste da AB, quando comparada à simulação SC, conseqüentemente, intensificou os ventos nessas áreas. Vale salientar que essa superestimativa da precipitação não necessariamente ocorreu simultaneamente nessas áreas. Em adição, como discutido anteriormente, a remoção das nuvens rasas pela simulação S5 acarretou a superestimativa da precipitação nessas áreas e contribuiu para o deslocamento e o formato do VCAN serem mais variáveis. Visto que quando a superestimativa de precipitação ocorreu sobre a Amazônia, o VCAN se posicionou mais próximo da costa do NEB e, portanto, se aproximou da posição observada. Em contraposição, quando a superestimativa aconteceu na borda oeste da crista, o VCAN se afastou da costa e a sua localização se tornou semelhante à simulação SC. Além disso, o alongamento da circulação da periferia do VCAN foi inevitável por causa da combinação entre a subestimativa do acumulado de precipitação a norte da borda norte do VCAN,

deslocamento da AB para nordeste e a superestimativa do acumulado de precipitação no continente a sudoeste da periferia do VCAN.



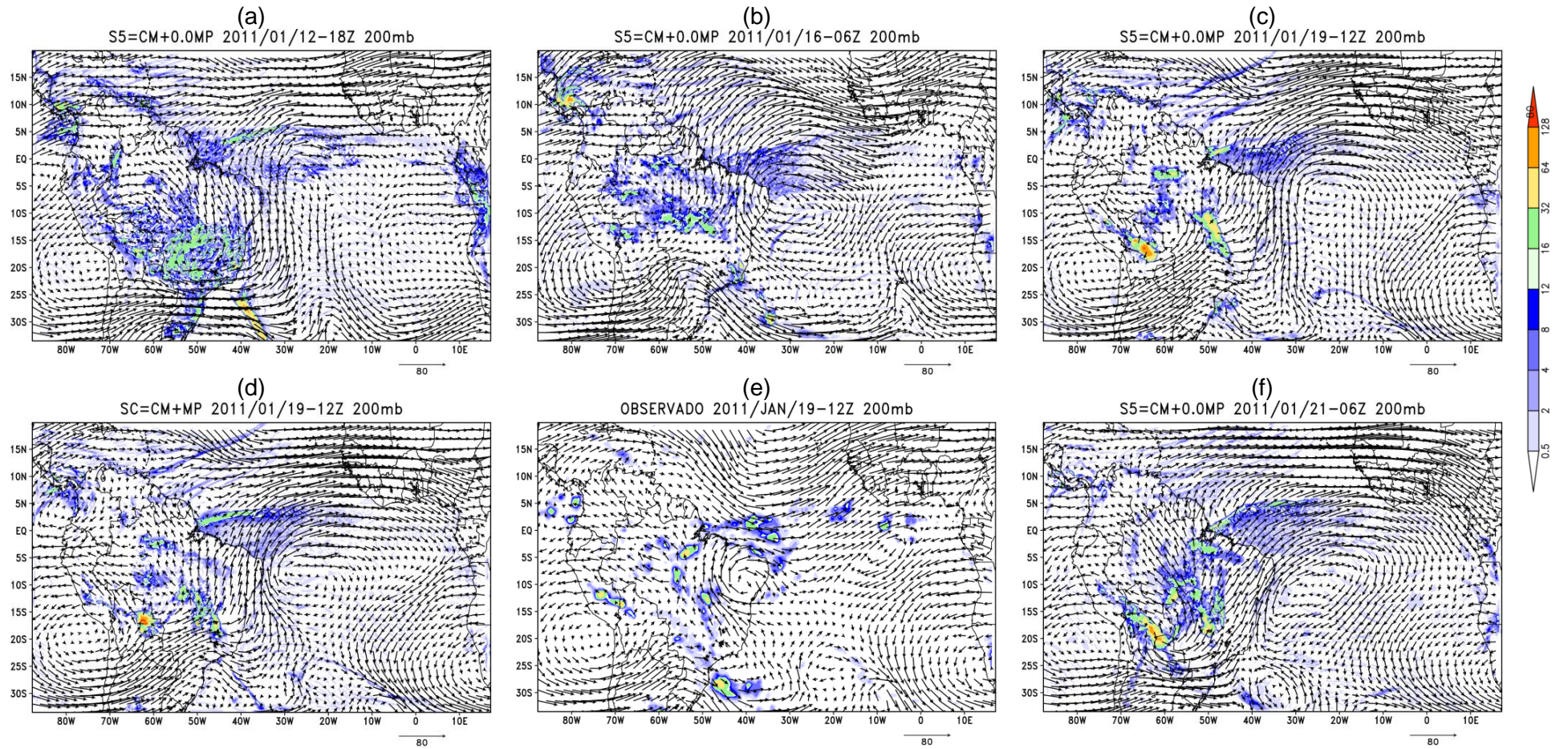


Figura 6. 31 - Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação (escala de cores) das últimas 6 horas (mm), pela simulação S5, para (a) 24 (12/01 1800 UTC), (b) 108 (16/01 0600 UTC), (c) 228 (21/06 0600 UTC) e (d) 186 horas de integração (19/01/2011 1200 UTC).

A Fig. 6.32 retrata a variação da intensidade do vórtice em 200 hPa pelas simulações S5, SC e análise gfs. De maneira geral, nota-se que a intensidade simulada por S5 se aproxima da simulação SC, embora ocorra superestimativa no dia 15/01 0000 UTC e após 20/01 0000 UTC, quando a intensidade é mais próxima da análise. Em outras palavras, o efeito da redução do aquecimento por condensação pela microfísica de nuvens sobre a intensidade do vórtice não é significativa como o efeito do aquecimento pela convecção cumulus, embora haja certa tendência do vórtice se intensificar.

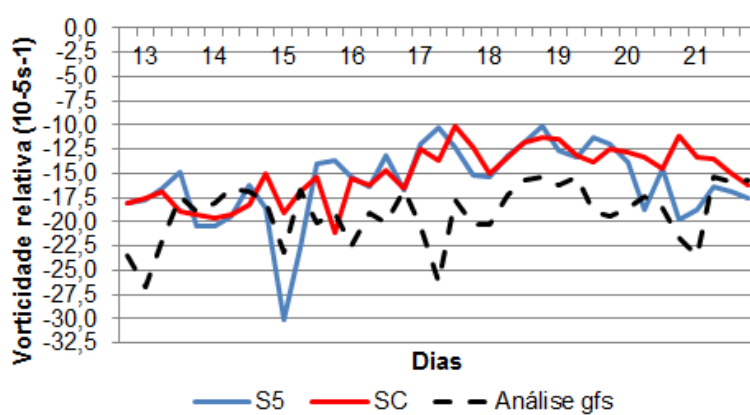


Figura 6. 32 - Idem à Fig. 6.8 para as simulações S5 (curva azul), SC (curva vermelha) e análise gfs (curva preta).

A Fig. 6.33a-c apresenta as seções verticais do corte longitudinal das variáveis meteorológicas para 24 horas de integração (12/01 1800 UTC) pela simulação S5. Nota-se na seção vertical de  $\zeta$  (Fig. 6.33a) que o vórtice alcança o nível de 500 hPa, intensidade correspondente a  $-15 \times 10^{-5} s^{-1}$  e inclinação para leste com a altura, sendo mais acentuada entre 300 e 400 hPa. A simulação SC (Fig. 6.9d) também produziu esta mesma inclinação, embora a profundidade seja até 400 hPa e a intensidade de  $-20 \times 10^{-5} s^{-1}$ . Segundo as avaliações destes campos até 72 horas de integração (14/01 1800 UTC), percebe-se predominância da simulação S5 ter maior intensidade e profundidade do que a simulação SC, enquanto que a inclinação para leste com a altura ou a ausência de inclinação é similar e prevalece em grande parte do período de integração (Figuras não mostradas). Exceto entre 156 (18/01 0600 UTC) e 174 horas de integração (19/01 0000 UTC), quando foi vista dominância do vórtice se inclinar

para oeste com a altura. Nesse período, observa-se subestimativa da profundidade e intensidade do vórtice pela simulação S5. A partir daí ao término da integração, a simulação S5 induz o vórtice sem inclinação na vertical, a profundidade em torno de 500 hPa e a intensidade em torno de  $(-10 \times 10^{-5} s^{-1})$ , ambos semelhantes à simulação SC (Figuras não mostradas).

De acordo com a Fig. 6.33b, a seção vertical de  $T'$  versus a longitude pela simulação S5 detecta ar com 3° C mais frio na região central, que se estende para leste com a altura e coincide com a inclinação do VCAN também para leste (Fig. 6.33a). Essa região é coerente com a simulação SC (Fig. 6.10d), apesar de ocupar uma área maior. A região com  $T'$  positivo nos setores leste e oeste da periferia é bem representada em termos de extensão zonal e magnitude de 2° C. Entre 72 (14/01 1800 UTC) e 102 horas de integração (16/01 0000 UTC) no setor oeste da periferia, o ar mais quente abrange uma área maior do que nos horários anteriores, porém com maior magnitude na simulação S5 do que na simulação SC. Entre 156 horas (18/01 0600 UTC) e 192 horas de integração (19/01 1800 UTC), a região central com  $T'$  negativo passa a se estender para oeste com a altura e surge um ar mais quente (2-4° C) no setor leste da periferia do VCAN, que se estende para o centro acima de 250 hPa, no qual permanece até o final da integração e concorda com a simulação SC. Além disso, o setor oeste da periferia exibe um ar mais quente de 1° C maior na simulação S5. A partir de 186 horas de integração (19/01 1200 UTC), a área com  $T'$  no centro apresenta magnitude do mínimo até -5° C que em alguns horários subestima a simulação SC, a qual mostra até -7° C de mínimo  $T'$  (Figuras não mostradas).

Relativo à seção vertical do corte longitudinal de  $Ur$  pela simulação S5 para 24 horas de integração (12/01 1800 UTC) (Fig. 6.33c), nota-se que a área seca abrange a maior parte do setor leste do VCAN, embora acima de 500 hPa do centro até 15° W, há uma região com alto teor de  $Ur$ . Além disso, áreas úmidas são vistas no setor oeste da periferia e em níveis abaixo de 800 hPa. Em geral com o auxílio dos campos da simulação SC (Figura não mostrada), é notável

uma concordância da simulação S5. Entre 90 (15/01 1200 UTC) e 174 horas de integração (19/01 0000 UTC), a simulação S5 deixa de produzir a pequena área úmida na porção leste no centro e passa a subestimar  $Ur$ . Enquanto que a partir de 216 horas de integração (20/01 1800 UTC), ocorre uma maior expansão da área úmida do setor oeste da periferia em direção ao centro, ocasionando uma superestimativa da simulação SC (Figuras não mostradas).

No que diz respeito às seções verticais do corte latitudinal de  $\zeta$  pela simulação S5, percebe-se que até 72 horas de integração (14/01 1800 UTC), a inclinação do vórtice é para norte com a altura, diferente do que ocorreu com a simulação SC, no qual o predomínio é a ausência de inclinação do sistema com a altura (Figuras não mostradas). A Fig. 6.33d apresenta o campo de  $\zeta$  para 108 horas de integração (16/01 0600 UTC), no qual é claro perceber a ausência da inclinação norte-sul do vórtice com a altura, a intensidade é de  $-15 \times 10^{-5} s^{-1}$  e a profundidade em torno de 500 hPa, concordando com a simulação SC (Fig. 6.13d). É importante frisar que a intensidade variou de  $-10 \times 10^{-5} s^{-1}$  a  $-15 \times 10^{-5} s^{-1}$ , sendo o limite inferior mais frequente após 174 horas de integração (19/01 0000 UTC). Analisando o período de 114 (16/01 1200 UTC) a 168 horas de integração (18/01 1800 UTC), nota-se dominância de inclinação do vórtice para sul com a altura, enquanto que nos demais horários o sistema apresentou tendência a não se inclinar na vertical especialmente no final da simulação S5, que revelou coerência com a simulação SC (Figuras não mostradas).

As seções verticais de  $T'$  versus a latitude indicam que do início até 102 horas de integração (16/01 0000 UTC), toda a região central do VCAN e proximidades acima do nível de 400 hPa são ocupadas por ar mais frio em torno de 3° C, enquanto que abaixo desta camada há uma região com ar mais quente com  $T'$  máximo de 1,5° C (Figuras não mostradas). A Fig. 6.33e mostra  $T'$  para 108 horas de integração (16/01 0600 UTC), onde é possível perceber uma região com mínimo  $T'$  de -3° C que abrange a camada 200-500 hPa, sendo que o mínimo encontra-se em 350 hPa em consonância com a simulação SC (Fig.

6.14d). Além disso, é evidente observar que o ar mais quente na direção norte-sul da periferia não é considerável e encontra-se mais concentrado na média troposfera no setor sul, também concordando com a simulação SC. Com 156 horas de integração (18/01 0600 UTC), a região com ar mais frio no centro do vórtice ocupa quase toda a troposfera, exceto em níveis médios no setor sul da periferia e no setor norte na camada acima de 250 hPa, onde é vista uma região com ar  $1,5^{\circ}$  C mais quente do que a média zonal. De 180 horas (19/01 0600 UTC) ao término da integração, houve uma elevação substancial do ar mais quente no setor sul ( $3^{\circ}$  C) em altos níveis e o declínio de  $T'$  negativo no centro ( $1^{\circ}$ - $2^{\circ}$  C) com valor mínimo posicionado em 350 hPa, sendo verificados na simulação SC (Figuras não mostradas).

De maneira geral, as seções verticais do corte latitudinal de  $Ur$  revelam alto teor de umidade no setor norte da periferia do vórtice e uma ampla área seca que cobre o centro e o setor sul, conforme pode ser acompanhado pela Fig. 6.33f para 108 horas de integração (16/01 0600 UTC). Também é notável  $Ur$  elevado abaixo de 800 hPa e secamento do ar em uma pequena área em altos níveis ao norte do equador. Características que constam similarmente pela simulação SC (Fig. 6.15d). A partir de 198 horas de integração (21/01 0000 UTC), a área úmida imposta pela simulação S5 no setor norte da periferia ocupa o centro do vórtice na camada 300-400 hPa e superestima a simulação SC.

Em suma no contexto geral, a simulação S5 exibiu as características da estrutura vertical do VCAN similares à simulação SC, porém algumas distinções principais ficaram claras no início da integração, como: superestimativa da intensidade e profundidade, enquanto que no final da integração, notou-se a superestimativa de  $Ur$  e subestimativa de  $T'$  no centro.

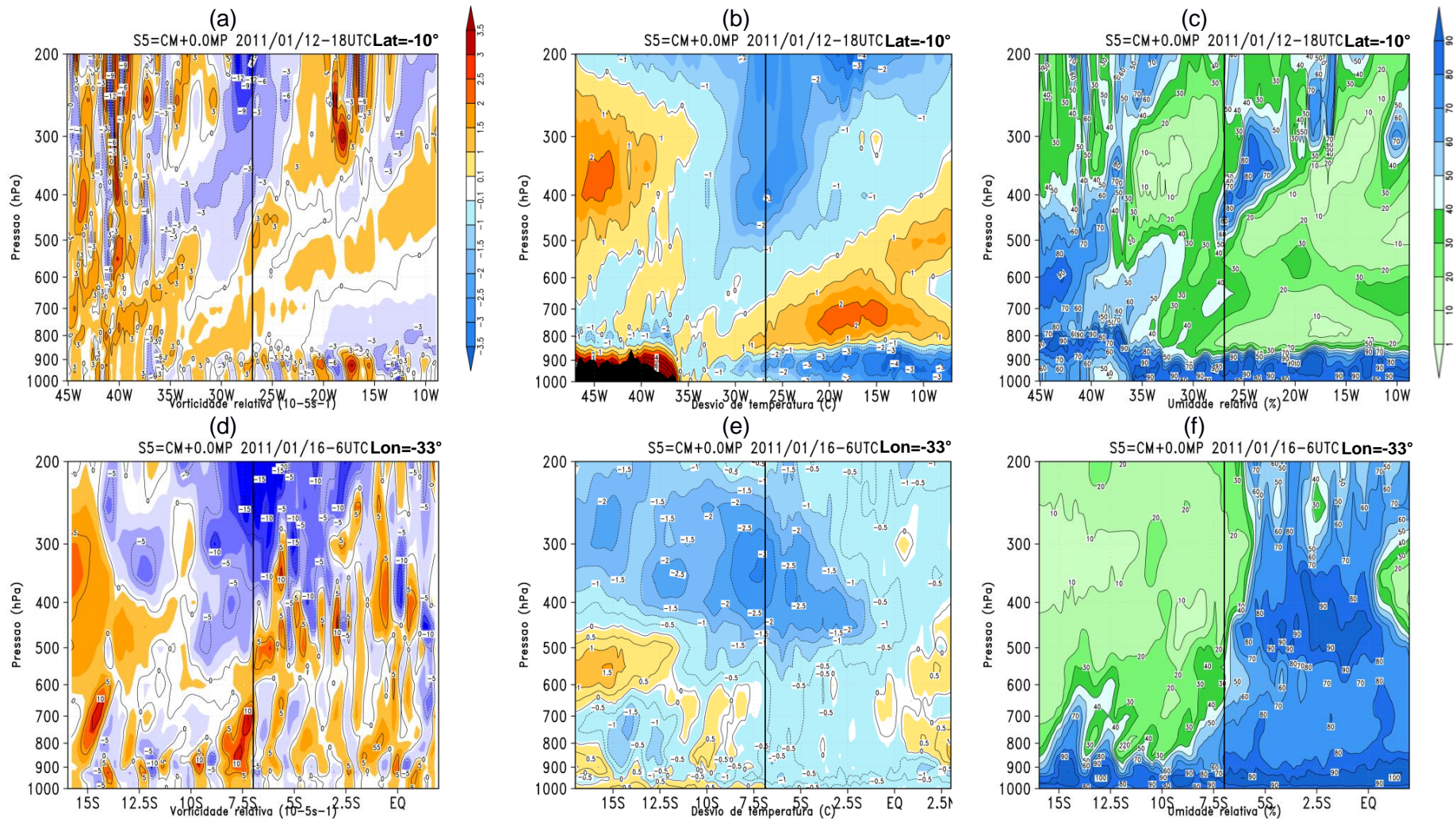


Figura 6. 33 - Seções verticais do corte longitudinal (linha superior) para 24 horas de integração (12/01 1800 UTC) e latitudinal para 108 horas de integração (16/01 0600 UTC) (linha inferior) pela simulação S5 de: (a-d) vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{s}^{-1}$ ), (b-e)  $T'$  ( $^\circ\text{C}$ ) e (c,f) umidade relativa (%). Região escura é a topografia.

#### 6.4.2.2. Simulação S6 (CM + 0,5MP)

Na simulação S6 é considerado todo o aquecimento devido à LCL pela convecção cumulus, assim como a simulação S5, porém foi feita uma redução de 50 % do aquecimento oriundo da LCL pela microfísica de nuvens. Os campos horizontais de acumulado de precipitação e vento em altos níveis desta simulação denotam grande similaridade com a simulação S5, do início da integração até 156 horas (18/01 0000 UTC). Portanto, não é possível visualmente notar diferenças entre os campos das variáveis meteorológicas durante esse período, sendo assim decidiu-se recorrer aos campos de diferença. Para isso, dois horários foram selecionados que mostram maior magnitude de diferença.

Conforme exibe a Fig. 6.34, as maiores diferenças de acumulado de precipitação são percebidas na região da ZCAS ou sobre a Amazônia. Na Fig. 6.34a, a magnitude dessa diferença sobre a ZCAS corresponde a no máximo 24 mm. Note que nessa região, existem áreas muito próximas com diferenças positivas, onde o acumulado de precipitação pela simulação S5 foi superior e áreas com diferenças negativas, onde a simulação superestimou a simulação S5. Logo, isto demonstra que estas simulações deixaram de posicionar na mesma área uma pequena fração da convecção associada à ZCAS. Vê-se ainda que sobre o noroeste do OATS, correspondente à região noroeste da borda norte do VCAN e sobre a Amazônia, foram produzidas pequenas áreas com diferenças negativas e positivas de precipitação com magnitude de 10 mm. Fazendo uma associação entre este campo e o da diferença de vento em altos níveis para o mesmo horário (Fig. 6.34c), percebe-se que a maior magnitude de diferença do vento de 10 m/s ocorre na região da Amazônia e ZCAS, onde a simulação S5 superestima a simulação S6. Sobre o OATS, onde o VCAN está atuando, a maior magnitude de diferença do vento é de 5 m/s e a simulação S6 superestima a S5 na maior parte da área.

A Fig. 6.34b exemplifica um horário, o qual a maior diferença de acumulado de precipitação entre as simulações S5 e S6 ocorreu sobre a ZCAS e se estendeu até a Amazônia, neste caso a diferença é de 40 mm. Novamente, as simulações geram uma fração de precipitação em áreas distintas, porém vizinhas. A combinação deste campo com o de diferença de vento em altos níveis (Fig. 6.34d) demonstra que a maior magnitude de diferença do vento é de 7,5 m/s sobre a Amazônia, ZCAS e ZCIT, isto é, correspondentes às áreas com maiores diferenças de precipitação. Na região do VCAN, nota-se diferenças na magnitude do vento de no máximo 5 m/s, permanecendo a simulação S6 superestimando a S5.



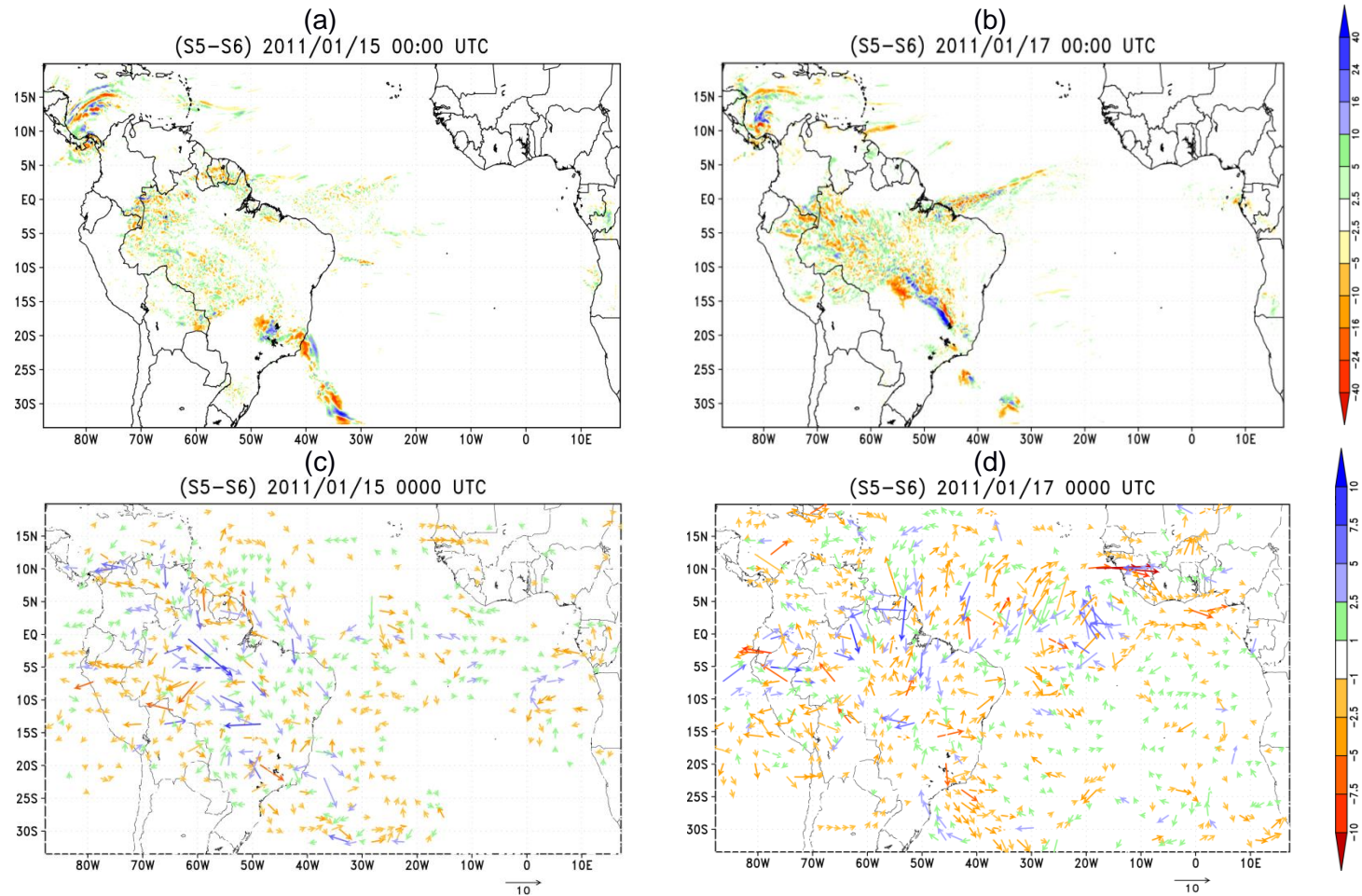


Figura 6. 34 - Campos diferença entre as simulações S5 e S6 de: (a-b) acumulado de precipitação das últimas 6 horas (mm) e (c-d) direção e magnitude (escala de cores) do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s), para 78 (15/01 0000 UTC - primeira coluna) e 126 horas de integração (17/01 0000 UTC – segunda coluna).

Escolheu-se o horário de integração de 228 horas (21/01 0600 UTC) para mostrar o comportamento do campo de acumulado de precipitação e de vento horizontal em altos níveis da simulação S6 (Fig. 6.35). Esse dia foi um dos que mais demonstrou diferença quando comparada à simulação S5 (Fig. 6.31f). Pode-se notar na Fig. 6.35, que a simulação S6 produz acumulado de precipitação inferior à simulação S5 em grande parte das áreas: noroeste da borda norte do VCAN, leste da AB, na região da ZCAS sobre o continente e sobre a Amazônia. Embora, a simulação S6 tenha superestimado este acumulado na borda oeste do sistema anticiclônico que se encontra sobre o OATS, o que acarretou a intensificação do vento neste setor e o posicionou em  $28^{\circ}$  S e  $36^{\circ}$  W. O sistema anticiclônico encontra-se com formato mais circular na simulação S5 e tem centro em  $30^{\circ}$  S e  $35^{\circ}$  W. No que se refere à diferença no campo de vento horizontal em 200 hPa, essa é a única região que é possível notar distinção entre as simulações S5 e S6. Relativo à simulação SC (Fig. 6.6f), as simulações S5 e S6 posicionam o VCAN em  $10^{\circ}$  S e  $26^{\circ}$  W, ou seja, a sudoeste. Em adição, o formato do VCAN tem um alongamento na direção NE-SW nessas simulações que é distinto do formato mais circular imposto pela simulação SC.

Logo, do início até 156 horas de integração (18/01 0600 UTC), a retirada de 50% do aquecimento pela LCL da microfísica de nuvens difere pouco quando comparada a ausência (simulação S5). Em outras palavras, a simulação S6 tem comportamento similar ao da simulação S5. No contexto geral, o campo de acumulado de precipitação difere em termos de posicionamento de uma fração de convecção (no máximo 40 mm) associada às regiões da ZCAS e da Amazônia. Sendo que também houve uma diferença na distribuição de uma fração de 10 mm de precipitação no noroeste da borda norte do VCAN. Nesse período de integração, a magnitude do vento diferiu em no máximo 7,5 m/s entre as simulações S5 e S6 nessas regiões. Vale destacar que após 156 horas de integração, o acumulado de precipitação produzido pela simulação S6 tende a ser inferior à simulação S5 especialmente na região da ZCAS e da Amazônia, incluindo a borda leste da AB.

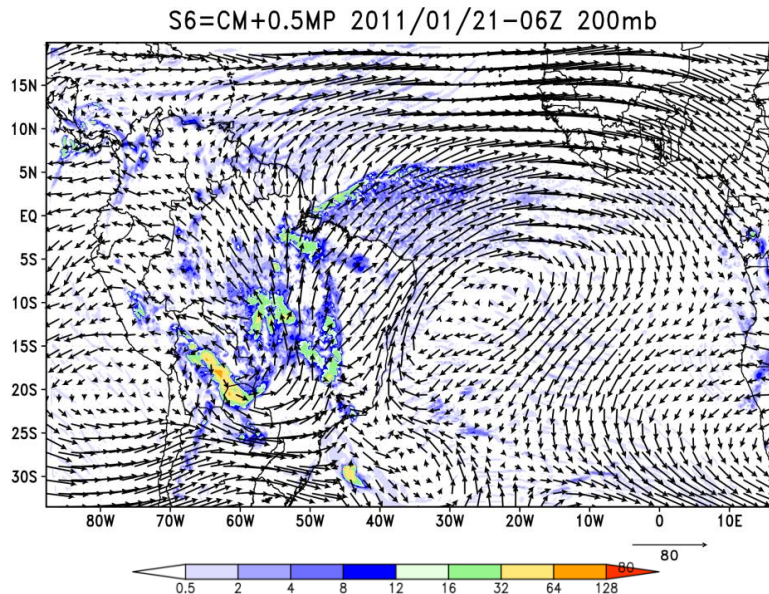


Figura 6. 35 - Campo do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e acumulado de precipitação das últimas (escala de cores) 6 horas (mm) pela simulação S6 para 228 horas de integração (21/01 0600 UTC).

Analisando os campos verticais da variação longitudinal de  $\zeta$  obtidos pela simulação S6, não foi possível perceber diferenças evidentes, quando comparados aos campos produzidos pela simulação S5 até 108 horas de integração (16/01 0600 UTC) e durante o restante da simulação, os principais aspectos do VCAN como inclinação vertical, profundidade e intensidade são similares. A Fig. 6.36a-c apresenta o comportamento de  $\zeta$  obtido pelas simulações S6, S5 e SC para 168 horas de integração (18/01 1800 UTC). Ressalta-se que esse é um dos horários no qual é possível perceber maiores diferenças entre as simulações S5 e S6. Nota-se que as simulações S6 (Fig. 6.36a) e S5 (Fig. 6.36b) exibem igualmente a inclinação do vórtice para oeste com a altura, profundidade em torno de 500 hPa e a intensidade com magnitude de  $-9 \times 10^{-5} s^{-1}$ . Entretanto, é evidente notar que a região com o mínimo de  $\zeta$  da simulação S5 é mais ampla do que a simulação S6. Outrossim, ocorreu com outros horários simulados, embora também foi vista subestimativa de  $\zeta$ . Segundo a Fig. 6.36c, a simulação SC não induz inclinação vertical do sistema com a altura, a profundidade é de 700 hPa e a intensidade é de  $-15 \times 10^{-5} s^{-1}$ . Em outras palavras, as simulações S5 e S6 geraram o vórtice mais enfraquecido e raso nesse horário.

São ainda menores as diferenças verificadas entre as simulações S5 e S6 quando são consideradas as seções verticais de  $T'$  e de  $Ur$  versus a longitude, conforme podem ser acompanhados pelas Fig. 6.36d e Fig. 6.36e, respectivamente. Observa-se que a maior magnitude de diferença do desvio de  $T'$  (Fig. 6.36d) entre as simulações S5 e S6 é de  $0,9^\circ$  C no setor leste da periferia do vórtice, ocasionada pela maior extensão da área de  $T'$  positivo na simulação S6. Também é notável que o centro do vórtice pela simulação S6 é mais frio acima de 300 hPa e mais quente na camada 300-600 hPa do que a simulação S5. Nessa camada, a simulação S5 aquece mais o setor leste da periferia do vórtice do que a simulação S6. A Fig. 6.36e mostra que a maior diferença de  $Ur$  é de 20 %, na qual pode ser claramente observada no setor leste da periferia entre  $25^\circ$  W e  $20^\circ$  W na camada 300-700 hPa, neste caso, a simulação S5 gera mais umidade nesta área do que a simulação S6. A máxima diferença de  $Ur$  verificada nos campos da simulação S6 é de 40 %, devido às diferenças entre a extensão das áreas úmidas ou secas comparadas com a simulação S5.

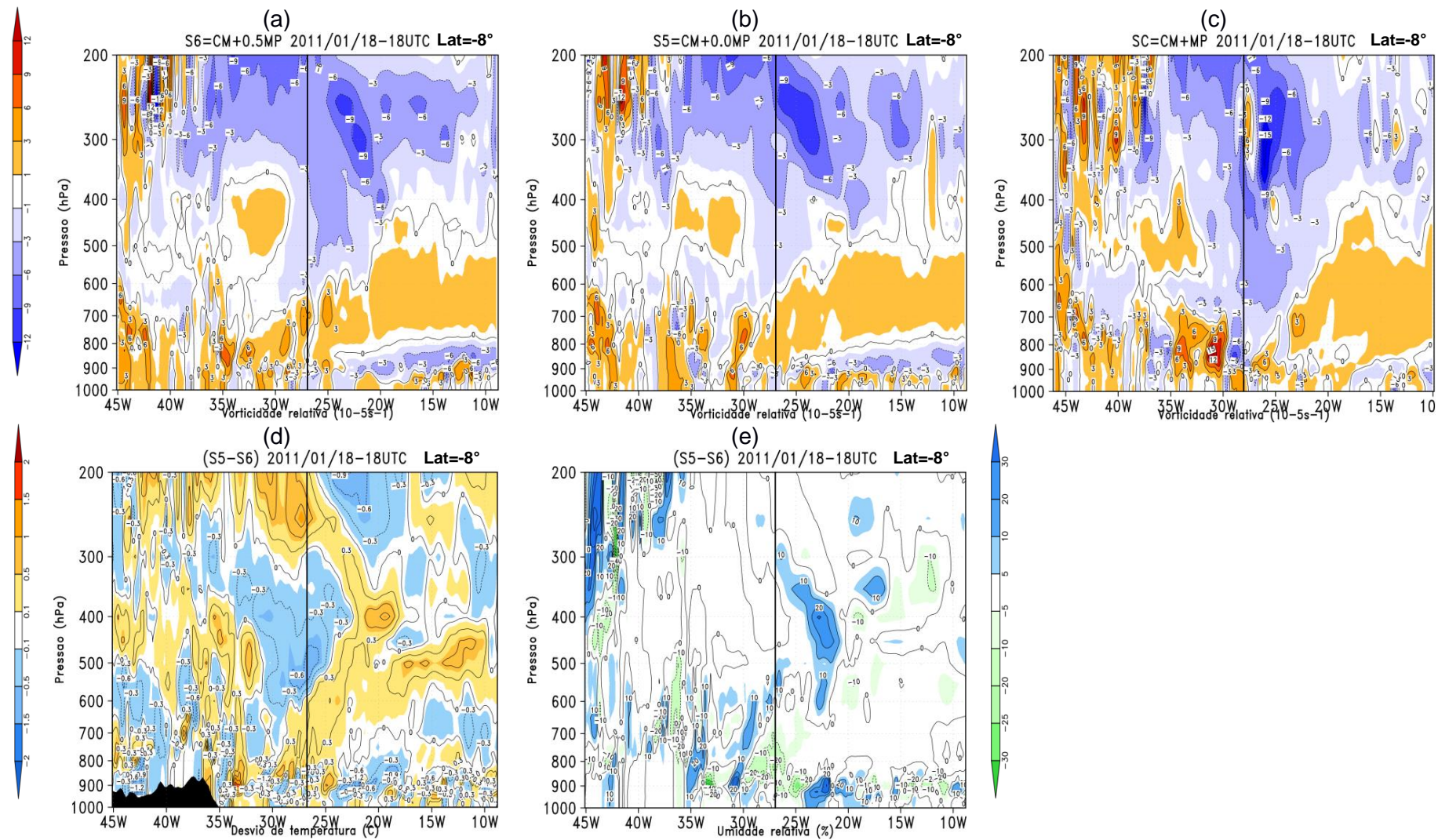


Figura 6.36 - Seções verticais do corte longitudinal de vorticidade relativa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) pelas simulações: (a) S6, (b) S5, (c) SC e diferença entre as simulações S5 e S6 de: (d)  $T'$  (°C) e (e) umidade relativa (%) para 168 horas de integração (18/01 1800 UTC). Região escura é a topografia.

#### 6.4.2.3 Simulação S7 (CM + 0,75MP)

A simulação S7 foi processada a partir da retirada de 25 % do aquecimento pela LCL da microfísica de nuvens e mantendo o total deste aquecimento pela convecção cumulus. Semelhante ao que ocorreu com a simulação S6, não foi possível perceber distinção na distribuição dos campos de acumulado de precipitação e de vento horizontal em altos níveis entre as simulações S5 e S7, do início até 180 horas de integração (19/01 0600 UTC). Em virtude de alguns horários nesse período terem denotado diferenças em termos de magnitude que não puderam ser claramente visualizadas, recorreu-se à produção dos campos diferenças como podem ser acompanhados pela Fig. 6.37.

Com 78 horas de integração (15/01 0000 UTC), demonstra-se maior magnitude de diferença nos campos de precipitação e de vento entre as simulações S5 e S7. Notadamente, a Fig. 6.37a mostra que na região de ocorrência da ZCAS ocorre a maior diferença de acumulado de precipitação entre essas simulações. Essa divergência entre as simulações S5 e S7 se dá quanto ao posicionamento de uma fração da convecção associada a esse sistema meteorológico, como pode ser notado pelas áreas próximas com diferenças positivas e negativas de no máximo 40 mm de acumulado de precipitação. Em adição, a magnitude da diferença de precipitação é no máximo de 16 mm a noroeste da borda norte do VCAN e de 24 mm a leste da AB. Com o auxílio da Fig. 6.37b, é possível perceber que a maior perturbação na direção do vento e divergência de magnitude entre as simulações S5 e S7 encontra-se na região da ZCAS (7,5 m/s) e sobre a Amazônia (10 m/s). Sugerindo-se ser decorrência da maior diferença de acumulado de precipitação entre essas simulações na região da ZCAS.

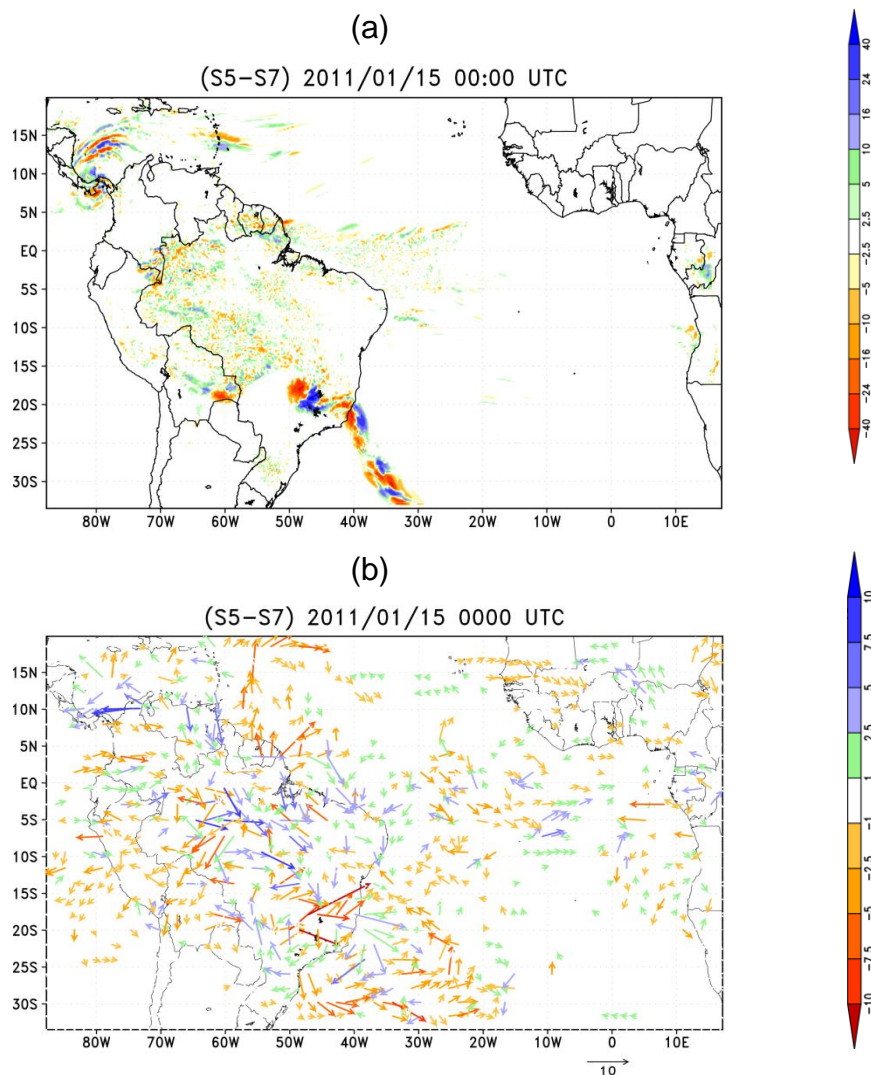


Figura 6. 37 - Campos diferença entre as simulações S5 e S7 de: (a) acumulado de precipitação das últimas 6 horas (mm) e (b) direção e magnitude (escala de cores) do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) para 78 horas de integração (15/01 às 0000 UTC).

A partir de 186 horas de integração (19/01 1200 UTC), notaram-se discretas diferenças entre os campos de vento horizontal em altos níveis da simulação S7 e S5, logo as comparações serão feitas com ela e com a simulação SC. No contexto geral, a simulação S5 (Fig. 6.31c) induziu acumulado de precipitação superior à simulação S7 nas regiões da Amazônia, leste da AB e da ZCAS sobre o continente e a noroeste da borda norte do VCAN, embora em alguns horários a simulação S7 (Fig. 6.38a) tenha superestimado na região da ZCAS sobre o OATS. Ainda é possível perceber que a simulação S7 produz acumulado de precipitação inferior à simulação S5 sobre a Amazônia e a

noroeste da borda norte do VCAN, porém a noroeste da crista o acumulado de precipitação é superior e gera ventos mais intensos nesse setor. O formato circular do VCAN e associada circulação ampliada obtida pela simulação S7 é semelhante à simulação S5, porém o vento a oeste da periferia é de sudeste, ao invés de vento de sul nesse setor induzido pela simulação S5. Dessa forma, o VCAN se posicionou para sudoeste ( $6,5^{\circ}$  S e  $24^{\circ}$  W) da posição simulada por S5. A simulação S7 reproduziu um sistema ciclônico com localização em  $24^{\circ}$  S e  $22^{\circ}$  W, isto é, similar à simulação SC (Fig. 6.31d). A localização da AB ( $20^{\circ}$  S e  $75^{\circ}$  W) é a mesma da simulação S5 e o acumulado de precipitação produzido na sua borda leste é semelhante.

Com 228 horas de integração correspondente ao dia 21/01 0600 UTC (Fig. 6.38b), novamente a simulação S7 detecta acumulado de precipitação inferior à simulação S5 (Fig. 6.31f) sobre a Amazônia, a noroeste da borda norte do VCAN e a leste da AB. Embora, a noroeste do sistema anticiclônico, que se encontra sobre o OATS com posição em  $31^{\circ}$  S e  $35^{\circ}$  W, o acumulado de precipitação seja superior na simulação S7 o que acarretou o não fechamento da circulação desse sistema e se assemelhar mais com a simulação SC (Fig. 6.6f). O posicionamento do VCAN ( $8^{\circ}$  S e  $26^{\circ}$  W) estabelecido pela simulação S7 também é mais próximo da simulação SC, contudo o alongamento na direção NE-SW é o mesmo da simulação S5.

Em suma, quando se supõe que o aquecimento pela LCL na atmosfera é de 75% pela microfísica de nuvens e 100 % pela convecção cumulus, o comportamento dos campos de acumulado de precipitação e vento horizontal em altos níveis até 180 horas de integração é semelhante a supor que este aquecimento tenha efeito apenas da convecção cumulus (simulação S5). Ao contrário, após esse período, o acumulado de precipitação e o posicionamento do VCAN são mais próximos da simulação SC. Embora, considerando a simetria do VCAN, a simulação S7 se aproxima mais da simulação S5.



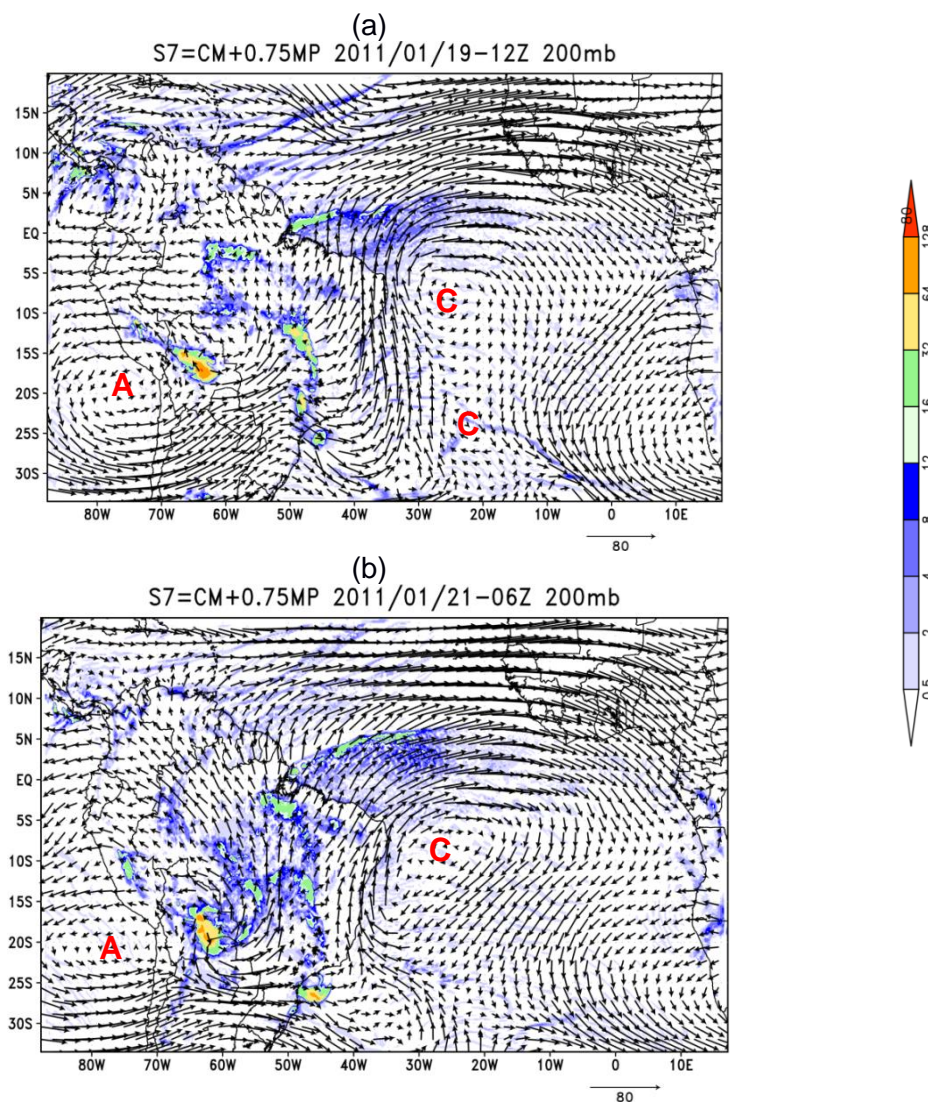


Figura 6. 38 - Campos do vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) e de acumulado de precipitação (escala de cores) das últimas 6 horas (mm), pela simulação S7 para (a) 186 (19/01 1200 UTC) e (b) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC).

De maneira geral ao averiguar as seções verticais do corte longitudinal de  $\zeta$ , nota-se que a simulação S7 é semelhante à simulação S5, assim como ocorre com a simulação S6. Entretanto, a simulação S7 tende a produzir aspectos mais similares à simulação SC em alguns horários do meio para o final da integração. Por exemplo, de acordo com a Fig. 6.39 para 168 horas de integração (18/01 1800 UTC) e com o auxílio das Figuras 6.36a-c, é possível consolidar essa observação. Vê-se que a inclinação do VCAN é para oeste com a altura igualmente como consta na simulação S5 (Fig. 6.36a), porém a profundidade é de 600 hPa e a intensidade é de  $-12 \times 10^{-5} s^{-1}$ , isto é, aspectos

mais próximos da simulação SC (Fig. 6.36c). É importante frisar que as diferenças entre as simulações S5 e S7 podem ser melhor visualizadas após 15/01 1800 UTC.

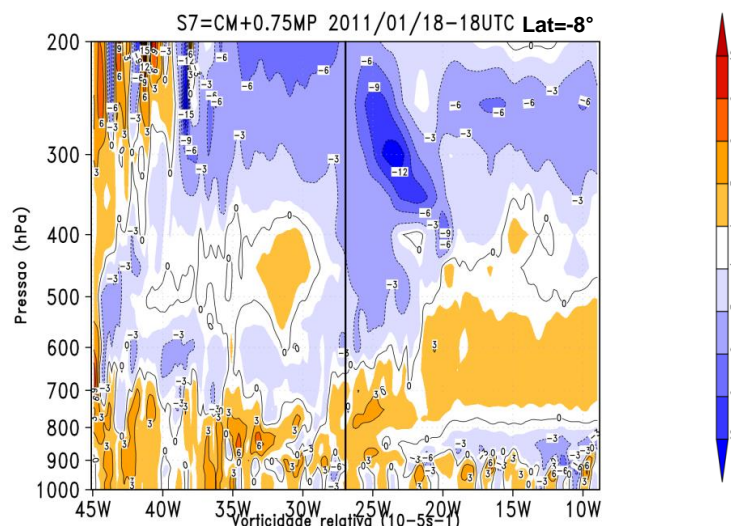


Figura 6. 39 - Seção vertical do corte longitudinal de vorticidade relativa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) pela simulação S7 para 168 horas de integração (18/01 1800 UTC).

Ainda para 168 horas de integração (18/01 1800 UTC), pode-se notar na Figura 6.40a que a diferença  $T'$  entre as simulações S5 e S7 tem maior magnitude em módulo de  $0,9^{\circ} C$ , assim como visto na simulação S6 (Fig. 6.36d). Em geral, há poucas diferenças entre as Figuras 6.36d e 6.40a, indicando que as simulações S6 e S7 são similares. Uma diferença perceptível ocorre em torno de  $20^{\circ} W$  entre 300 e 500 hPa, quando a simulação S7 superestima a simulação S5, enquanto que a simulação S6 a subestima.

Analisando a seção vertical do corte longitudinal da diferença de  $U_r$  entre as simulações S5 e S7 (Fig. 6.40b), nota-se que a maior diferença em módulo é de 20 % de  $U_r$  similar ao campo produzido pela simulação S6 (Fig. 6.36e). Observam-se ainda duas pequenas áreas, onde a simulação S7 superestima a simulação S5. A primeira área no centro do VCAN em torno de 250 hPa e a segunda no nível de 300 hPa entre  $20^{\circ} W$  e  $10^{\circ} W$ . Fazendo uma comparação com a Fig. 6.36e, essas áreas não são produzidas pela simulação S6,

indicando que a simulação S7 produziu mais umidade. Ao longo da integração, foram encontradas algumas áreas com diferença de até 40 % de  $Ur$  entre as simulações S5 e S7, porém abrangendo áreas maiores do que pela simulação S6. De fato, isto ocorre principalmente quando a simulação S7 se assemelha mais à simulação SC.

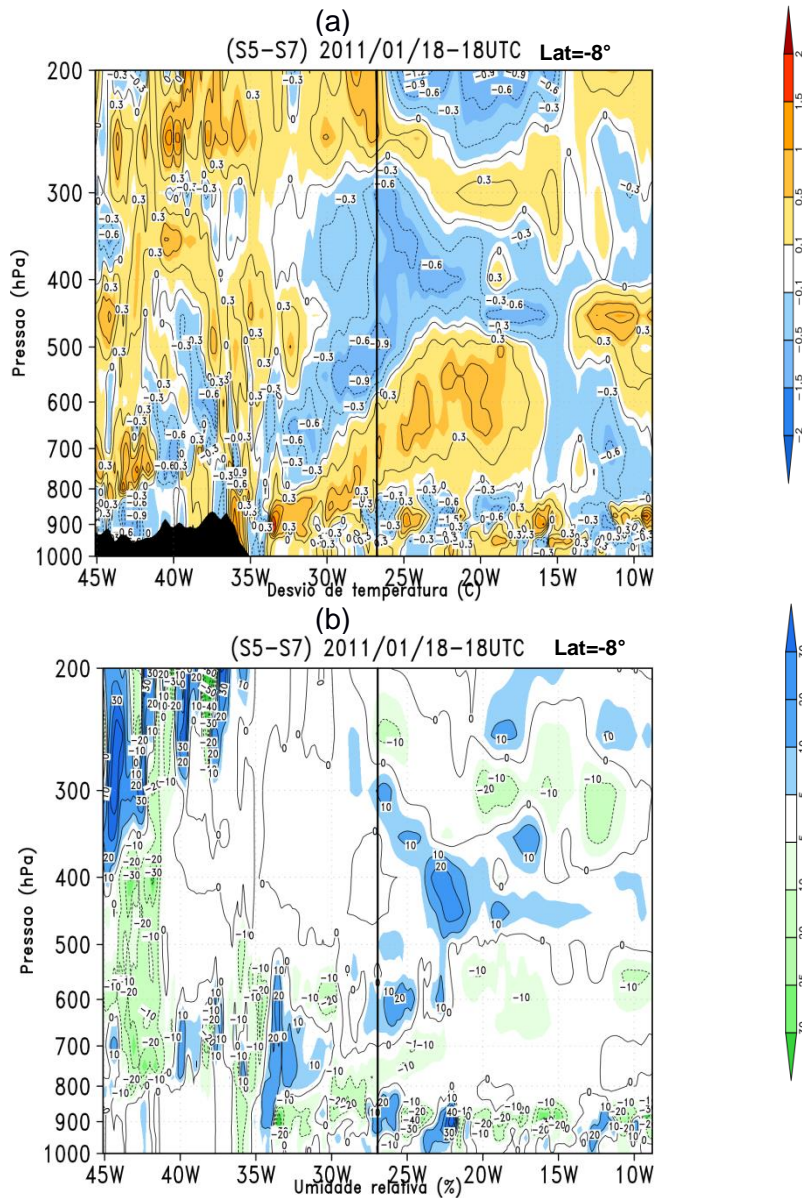


Figura 6. 40 - Seções verticais do corte longitudinal da diferença entre as simulações S5 e S7 das variáveis: (a)  $T'$  (°C) e (b) umidade relativa (%) para 168 horas de integração (18/01 1800 UTC). Região escura é a topografia.

### **6.4.3. Remoção completa do aquecimento pela LCL**

#### **6.4.3.1. Simulação S4 (0,0CM + 0,0MP)**

A simulação S4 provém de toda a retirada do aquecimento pela LCL da convecção cumulus e microfísica de nuvens no dia que antecede a formação do VCAN. Em um primeiro instante, algo curioso ocorre nesta simulação. O vórtice se formou no horário anterior ao da simulação SC com circulação mais fechada e circular do que apresentada na análise. De fato, a AB foi configurada na simulação S4. Com a Fig. 6.41a, é possível notar o dia de formação do VCAN obtido pela simulação S4 com posição em 4° S e 30° W e encontra-se a oeste da simulação SC (Fig. 6.5d), devido ao posicionamento da AB também estar a oeste em 19° S e 80° W. A intensidade do vento no setor oeste da periferia do VCAN é menor do que na simulação SC, assim como a circulação do vento que circunda toda a periferia da crista. Com 48 horas de integração (13/01 1800 UTC), a simulação S4 exibe o VCAN a sudoeste da posição de formação em 11° S e 32° W, pois continua a seguir o deslocamento da AB também para oeste (a oeste de 85° W). Vê-se ainda que o VCAN apresenta o mesmo alongamento com orientação para nordeste da simulação SC, entretanto o vento que circunda toda a periferia demonstra-se mais enfraquecido (Figura não mostrada).

Seguindo com a integração, um padrão é notado a partir de 96 horas de integração (16/01 0600 UTC) como mostra a Fig. 6.41b. A AB se posiciona a noroeste (17,5° S e 85° W) da simulação SC sobre o Oceano Pacífico leste e exibe as bordas sul e leste da periferia com ventos intensos, que foram capazes de desenvolver um padrão de dipolo com orientação aproximadamente zonal. Esse padrão é constituído pela AB e um sistema ciclônico a leste posicionado em 19° S e 63° W. Neste momento, o VCAN passa a estar corrente abaixo de uma crista, a qual ocupa a região entre 50° W e 40° W. A conexão entre o padrão de dipolo, crista e VCAN compõe um trem de ondas. Ainda relativo à Fig. 6.41b, é possível perceber o VCAN com um

formato mais alongado com inclinação horizontal na direção SW-NE, diferente do alongamento mais zonal da simulação SC (Fig. 6.6e). O centro se posiciona mais próximo da costa do NEB em 12,5° S e 32° W, embora a sudoeste da simulação SC. Ademais, a circulação em toda a periferia do VCAN continua mais enfraquecida do que na simulação SC exceto no lado oeste.

O vento associado ao trem de ondas permanece mais intenso com 156 horas de integração (18/01 0600 UTC), como pode ser acompanhado pela Fig. 6.41c. Agora são dois sistemas ciclônicos associados com a AB, um com posição em 8° S e 75° W e outro em 21° S e 65° W. O vento associado à crista corrente acima do VCAN encontra-se mais intenso e contribui para intensificar a borda oeste do vórtice e alongar a circulação no setor norte da periferia. Portanto, nesse horário há formação de dois trens de ondas, o primeiro formado entre a AB, o sistema ciclônico em 8° S e 75° W, a crista e o VCAN, enquanto que o segundo trem de ondas é composto pela AB, o sistema ciclônico em 21° S e 65° W e o VCAN. Com 228 horas de integração (21/01 0600 UTC) como mostra a Fig. 6.41d, é possível notar que a simulação S4 mantém detectando o VCAN que exhibe a circulação extensa sobre o OATS e a periferia com ventos intensos e aparência alongada na direção zonal. O VCAN se posiciona próximo à costa nordeste do NEB com centro em torno de 0° e 29° W. O trem de ondas está na região equatorial composto pelo centro ciclônico sobre o Oceano Pacífico com posição em 2,5° S e 85° W e o sistema anticiclônico com a circulação fechada em 0° e 55° W. Todo esse ambiente característico da simulação S4 foi preservado até o último horário de simulação.

Em síntese, apesar da fonte de calor tropical ter sido removida no dia anterior à formação do VCAN, as características típicas do verão não deixaram de existir com a simulação S4, visto que a AB continuou sendo simulada, embora com localização sobre o Oceano Pacífico e que dinamicamente formou o VCAN. Padrões de trem de ondas se manifestaram após 108 horas de integração (16/01 0600) semelhante ao que ocorreu com a simulação S8. Logo, também se supõe que esses padrões tenham fornecido energia cinética para o VCAN

através dos fluxos ageostróficos e contribuído para a manutenção do sistema, baseados nos resultados de Gan e Piva (2015).

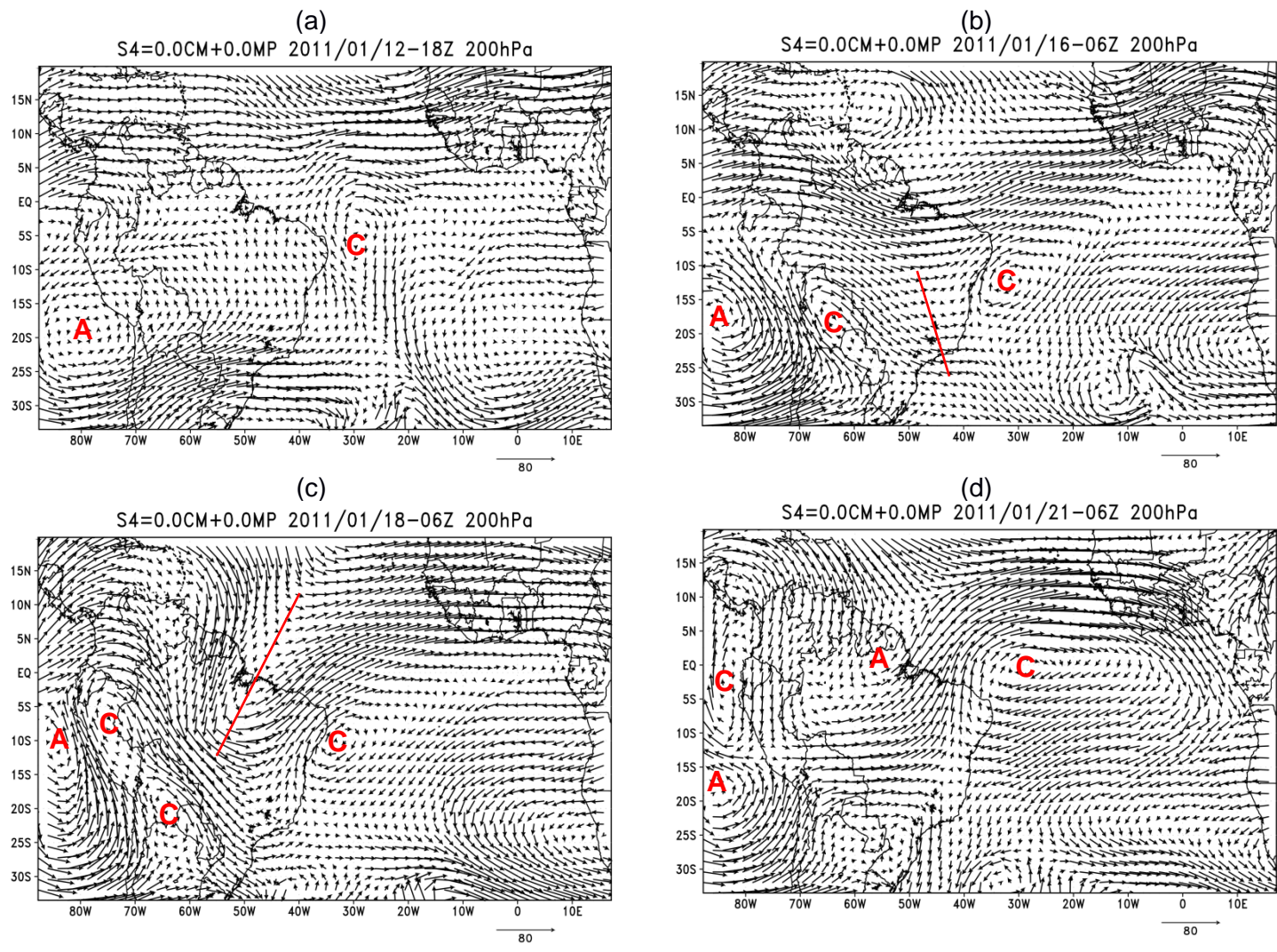


Figura 6. 41 - Campos de vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) pela simulação S4 para (a) 24 (12/01 1800 UTC), (b) 108 (16/01 0600 UTC), (c) 156 (18/01 0600 UTC) e (d) 228 horas de integração (21/01 0600 UTC).

Com relação à intensidade do vórtice pela simulação S4, nota-se na Fig. 6.42 que os valores de mínimos de  $\zeta$  são maiores do que da simulação SC e análise, indicando que a simulação S4 tende a manter o VCAN mais enfraquecido durante a integração.

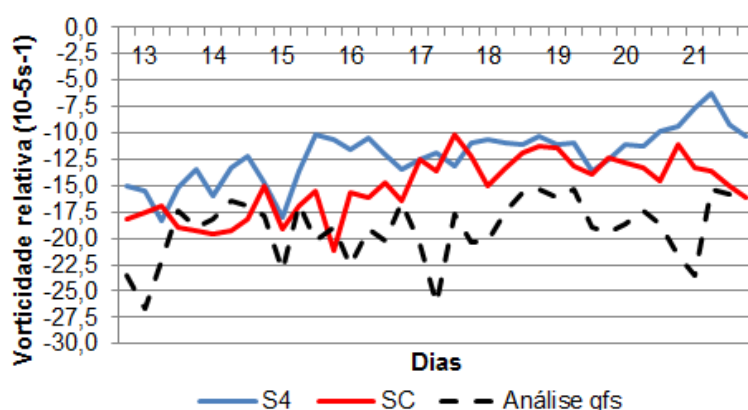


Figura 6. 42 - Idem à Fig. 6.8, para as simulações S4 (curva vermelha) e SC (curva preta).

Segundo a Fig. 6.43a, a seção vertical de  $\zeta$  versus a latitude para 60 horas de integração (14/01 0600 UTC) revela que a simulação S4 estabelece profundidade do vórtice aproximadamente em 400 hPa, a intensidade é de  $-14 \times 10^{-5} s^{-1}$  adquirida nos níveis de 200 e 250 hPa e a inclinação é para sul com a altura. Em comparação com a Fig. 6.13c correspondente ao mesmo horário pela simulação SC, pode-se observar que o sistema não tem inclinação norte-sul, a intensidade é menor do que a simulação S4 e a profundidade é mais próxima do nível de 500 hPa. Além disso, a área com  $\zeta$  negativo associada ao vórtice é maior na simulação S4 do que na simulação SC. Em geral, a simulação S4 exibiu profundidade do VCAN entre 300 e 500 hPa com o limite inferior sendo mais frequente no início da simulação. A inclinação predominante é para sul com a altura, embora alguns horários não exibam inclinação norte-sul do sistema. A partir de 186 horas de integração (19/01 1200 UTC) como retrata a Fig. 6.43c para 216 horas de integração (20/01 1800 UTC), a profundidade do vórtice é maior e abrange o nível entre 500 e 600 hPa, a inclinação é para norte com a altura e a intensidade é de  $-12 \times 10^{-5} s^{-1}$ ,



características consistentes com a simulação SC (Figura não mostrada). Apesar de que a simulação S4 produz áreas na camada 600-1000 hPa com sequências de  $\zeta$  positivo e negativo, que não foram geradas pela simulação SC.

Do início a 108 horas da simulação S4 (16/01 0600 UTC), as seções verticais de  $T'$  versus a latitude podem ser compreendidas através da Fig. 6.43b para 60 horas de integração (14/01 0600 UTC). Uma região com ar mais quente de até  $5^\circ\text{ C}$  ocupa a camada 700-800 hPa que superestima a simulação SC (Fig. 6.14d). Há uma camada de ar mais frio acima do nível de 500 hPa com mínimo de  $-2^\circ\text{ C}$  entre os níveis de 300 e 400 hPa que abrange o centro e a periferia do VCAN e se estende mais para sul, justificando a inclinação do vórtice. Ademais em superfície, o mínimo  $T'$  de  $-5^\circ\text{ C}$  que surge no final deste período subestima a simulação SC. Entre 114 (16/01 1200 UTC) e 150 horas de integração (18/01 0000 UTC), notadamente o ar mais quente na camada 700-800 hPa diminui para  $1^\circ\text{ C}$  e se concentra no setor sul da periferia do vórtice, subestimando a simulação SC. A simulação S4 superestima a região central do VCAN através da estimativa de ar  $3^\circ\text{ C}$  mais frio em torno do nível de 300 hPa, enquanto que o mínimo  $T'$  de  $-5^\circ\text{ C}$  em toda a camada 800-900 hPa superestima a simulação SC com uma diferença de  $3^\circ\text{ C}$  de ar mais frio. A partir de 18/01 0600 UTC, como pode ser verificado na Fig. 6.43d para 216 horas de integração (20/01 1800 UTC), pode-se notar que o centro do vórtice é  $1^\circ\text{ C}$  mais quente do que a simulação SC (Figura não mostrada). Observa-se ainda ar  $2^\circ\text{ C}$  mais quente no setor norte da periferia acima de 250 hPa que ao se estender para o centro do vórtice e setor sul, subestima  $3^\circ\text{ C}$  a simulação SC nessa área. A simulação S4 induz  $T'$  igual a  $-6^\circ\text{ C}$  na camada 800-900 hPa que também subestima a simulação SC.

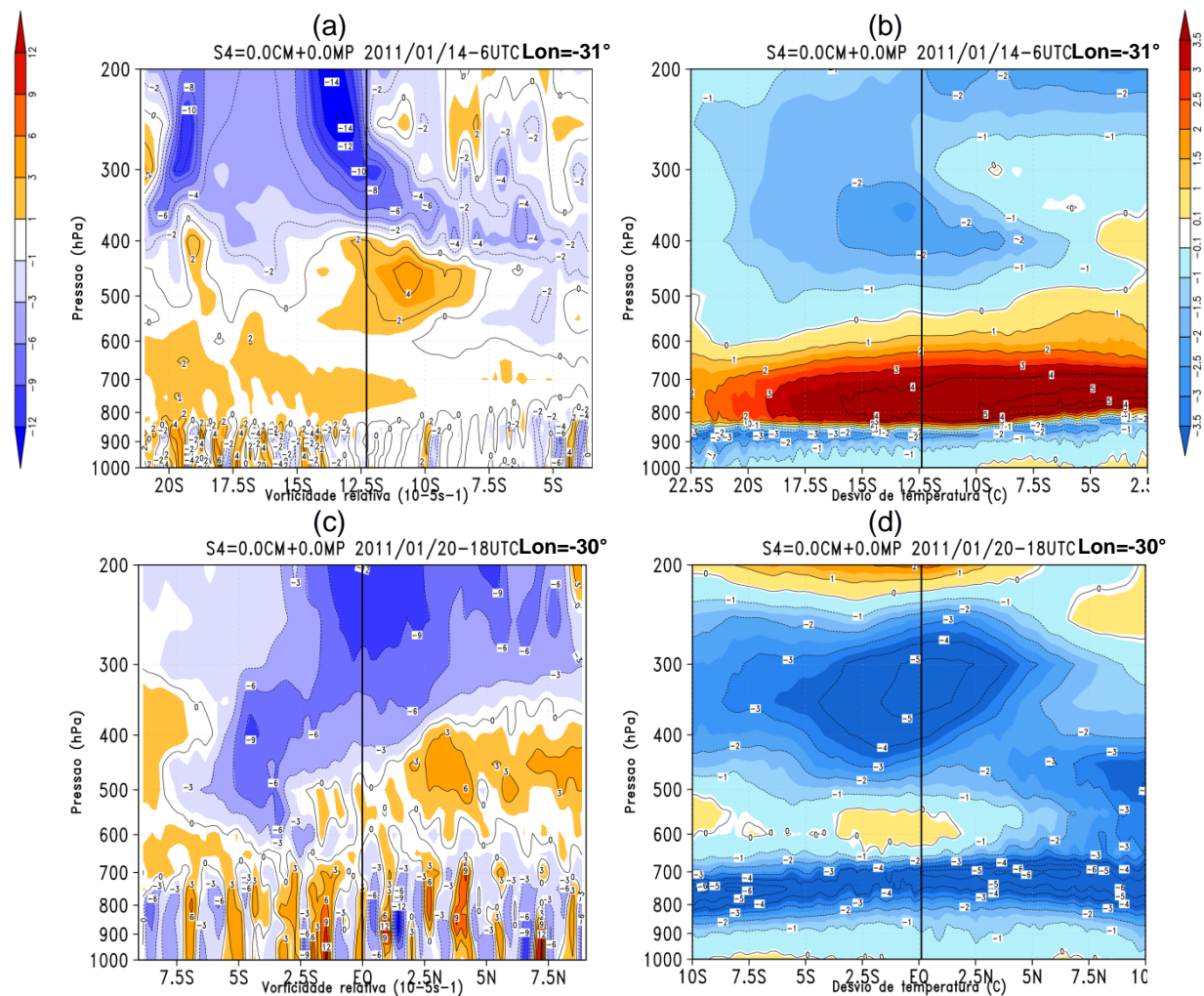


Figura 6. 43 - Seções verticais do corte latitudinal das variáveis: (a,c) vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) e (b,d)  $T'$  ( $^{\circ}C$ ) pela simulação S4 para 54 (14/01 0600 UTC) e 216 horas de integração (20/01 1800 UTC).

Examinando a seção vertical do corte longitudinal de  $\zeta$  pela simulação S4, observa-se que nas primeiras 36 horas de integração (até 13/01 0600 UTC), conforme mostra a Fig. 6.44a para 13/01 0600 UTC, a predominância é que o vórtice não se incline na direção leste-oeste, a profundidade é em torno de 400 hPa e a intensidade tem valor de  $-15 \times 10^{-5} s^{-1}$ , características que concordam com a simulação SC (Figuras não mostradas). A Fig. 6.44d se refere à simulação S4 para 144 horas de integração (17/01 1800 UTC), na qual é revelado que o sistema se inclina para leste com a altura, a extensão vertical é até 500 hPa e a intensidade corresponde a  $-9 \times 10^{-5} s^{-1}$ . Em comparação com a simulação SC (Fig. 6.9e), percebe-se que a simulação S4 gera o vórtice mais enfraquecido e raso, pois a simulação SC estende o sistema até 700 hPa e a intensidade é de  $-15 \times 10^{-5} s^{-1}$ . Entre 42 (13/01 1200 UTC) a 150 horas de integração (18/01 0000 UTC), a predominância também é da ausência de inclinação leste-oeste ou inclinação para leste com a altura e de subestimativa da intensidade, além disso, a área que abrange o mínimo de  $\zeta$  é menor do que da simulação SC. A partir desse período até o término da integração, a simulação S4 continua gerando o VCAN sem inclinação leste-oeste, enquanto que a intensidade e a profundidade são similares à simulação SC (Figuras não mostradas).

A avaliação do comportamento das seções verticais de  $T'$  versus a longitude mostra que a simulação S4 se restringe a algumas características intrínsecas, quando comparada às demais simulações aqui descritas. Nas primeiras 114 horas de simulação (até 16/01 1200 UTC), conforme mostrado para 36 horas de integração (13/01 0600 UTC) (Fig. 6.44b), a área do centro do vórtice em altos níveis apresenta  $T'$  mínimo igual a  $-2,5^\circ C$  que se expande para oeste e torna o ar mais frio  $3^\circ C$  na camada 500-600 hPa a oeste de  $40^\circ W$  e subestima a simulação SC (*Figura não mostrada*), o qual mostra um aquecimento de  $0,5^\circ C$  nesta área. Existe uma região com ar mais quente de até  $6^\circ C$  na camada 600-900 hPa que abrange o centro e a periferia do VCAN e superestima a simulação SC. Entre 120 (16/01 1800 UTC) e 144 horas de integração (17/01 1800 UTC), o comportamento de  $T'$  pode ser representado através da Fig.

6.44e para 144 horas de integração (17/01 1800 UTC). É notável em altos níveis entre 250 e 350 hPa o ar  $2,5^{\circ}$  C mais frio no centro com extensão para leste, coerente com a inclinação do vórtice para leste com a altura (Fig. 6.44d), embora ocupe uma área menor do que a simulação SC (Fig. 6.10e). A simulação S4 também exibe valor de  $T'$  de  $1,5^{\circ}$  C no setor oeste da periferia em 200 hPa e no setor leste abaixo de 400 hPa, ambos subestimando a simulação SC que mostra  $T'$  de  $2^{\circ}$  C. O centro do vórtice passou a ter  $T'$  igual a  $-2,5^{\circ}$  C que subestima a simulação SC ( $-4^{\circ}$  C), porém a extensão zonal desta área é satisfatória. Pode-se notar ainda que surge uma região com  $4^{\circ}$  C de ar mais frio que se estende desde o setor leste da periferia até o setor oeste na camada 700-800 hPa e subestima a simulação SC. Essa região com mínimo de  $T'$  negativo na camada 700-800 hPa prevaleceu até o final da integração, sendo que após 174 horas (19/01 0000 UTC),  $T'$  alcançou valor de  $-5^{\circ}$  C.

Verificando a seção vertical do corte longitudinal do movimento vertical (Fig. 6.44c) para 36 horas de integração (13/01 0600 UTC), nota-se que a simulação S4 produz movimentos ascendentes de  $-0,6 \text{ Pas}^{-1}$  em torno de  $30^{\circ}$  W acima de 300 hPa e com magnitude de  $-0,9 \text{ Pas}^{-1}$  na camada 800-900 hPa em  $40^{\circ}$  W, em consonância com a simulação SC (Figura não mostrada), embora a ascendência no setor oeste ocupe a camada 500-900 hPa entre  $45^{\circ}$  W e  $33^{\circ}$  W. A partir desse passo de simulação como mostra a Fig. 6.44f para 144 horas de integração (17/01 1800 UTC), não são vistos movimentos verticais no centro e periferia do VCAN exceto em torno de  $30^{\circ}$  W, onde há movimentos ascendentes com máximo de  $-0,3 \text{ Pas}^{-1}$  e na camada abaixo de 800 hPa, onde podem ser observados movimentos ascendentes e descendentes aleatórios. Infere-se que estes movimentos aleatórios estejam relacionados à convecção seca e os movimentos ascendentes em torno de  $30^{\circ}$  W foram vistos em poucos horários.

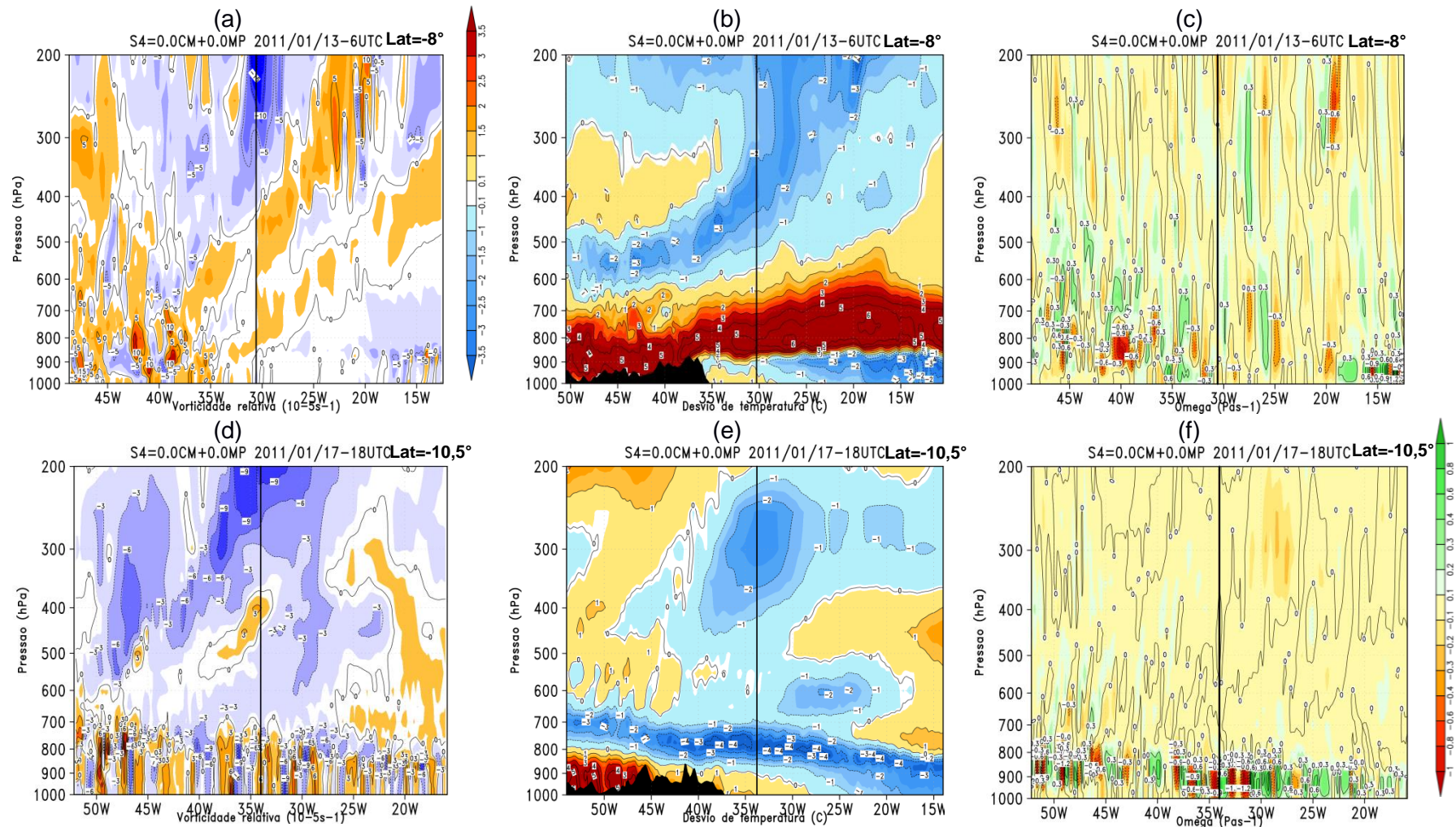


Figura 6. 44 - Seções verticais do corte longitudinal de: (a,d) vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), (b,e)  $T'$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e (c,f) movimento vertical ( $\text{Pa/s}$ ), pela simulação S4, para 36 (13/01 0600 UTC) e 144 horas de integração (17/01 1800 UTC). Região escura é a topografia.

#### 6.4.3.2. Simulação S11 (0,0CM + 0,0MP)

A simulação S11 é representada pela completa remoção do aquecimento da atmosfera tropical, fornecido pela LCL da convecção cumulus e microfísica de nuvens similar à simulação S4, porém o modelo foi inicializado com 72 horas de antecipação. Conforme mostra a Fig. 6.45a, é possível visualizar que desde o primeiro horário de integração a AB encontra-se configurada com centro em 22° S e 66° W, bem como outro vórtice centrado em 20° S e 29° W. Esse sistema se formou e se desenvolveu antes da formação do VCAN estudado nesta pesquisa.

Com relação à Fig. 6.45b, é notável no dia de formação do VCAN que a simulação S11 não configura esse sistema. Ao invés deste, é visualizado um cavado sobre o OATS corrente abaixo de uma crista que se encontra posicionada a norte do Brasil. Essa crista está conectada a um padrão de dipolo com orientação N-S constituído por um sistema ciclônico em 10° S e 78° W e do posicionamento da AB em 20° S e 85° W. Portanto, a simulação S11 passa a se comportar de maneira similar à simulação S4. O alongamento do cavado sobre o OATS nas vizinhanças do NEB tem orientação SW-NE e apresenta-se envolvido por vento mais intenso na borda oeste.

Com o avanço da integração, nota-se que esses sistemas cada vez mais adquirem ventos mais intensos e mantem a inclinação horizontal do VCAN na direção SW-NE chegando até a África, conforme mostra a Fig. 6.45c para 180 horas de integração (16/01 0600 UTC). A posição da AB está em 12,5° S e 88° W, o sistema ciclônico corrente abaixo está em 15° S e 70° W e o sistema anticiclônico se localiza em 2,5° S e 50° W. Chegando a 216 horas de integração (17/01 1800 UTC), segundo a Fig. 6.45d, nota-se que o cavado se intensifica e estabelece uma circulação ciclônica fechada com centro em 4° S e 25° W. Em outras palavras, o cavado evoluiu para um VCAN. Por sua vez, este sistema se manteve alongado com orientação SW-NE até o final da simulação,

quando foi detectado com posição em 5° S e 26° W. Nota-se ainda, na Fig. 6.45d, uma caracterização de trem de onda formado pelo ciclone sobre o Peru, uma crista sobre o leste da região norte do Brasil e o VCAN.

Logo, a simulação S11 denota a possibilidade de que a formação do VCAN tenha ocorrido a partir da intensificação dos ventos na borda oeste do cavado oriunda do trem de onda. Isso contribuiu para um aumento do cisalhamento horizontal dos ventos nesse setor e, possivelmente, foi responsável por formar o vórtice através da conversão barotrópica, como verificado por Mishra et al. (2001, 2007).

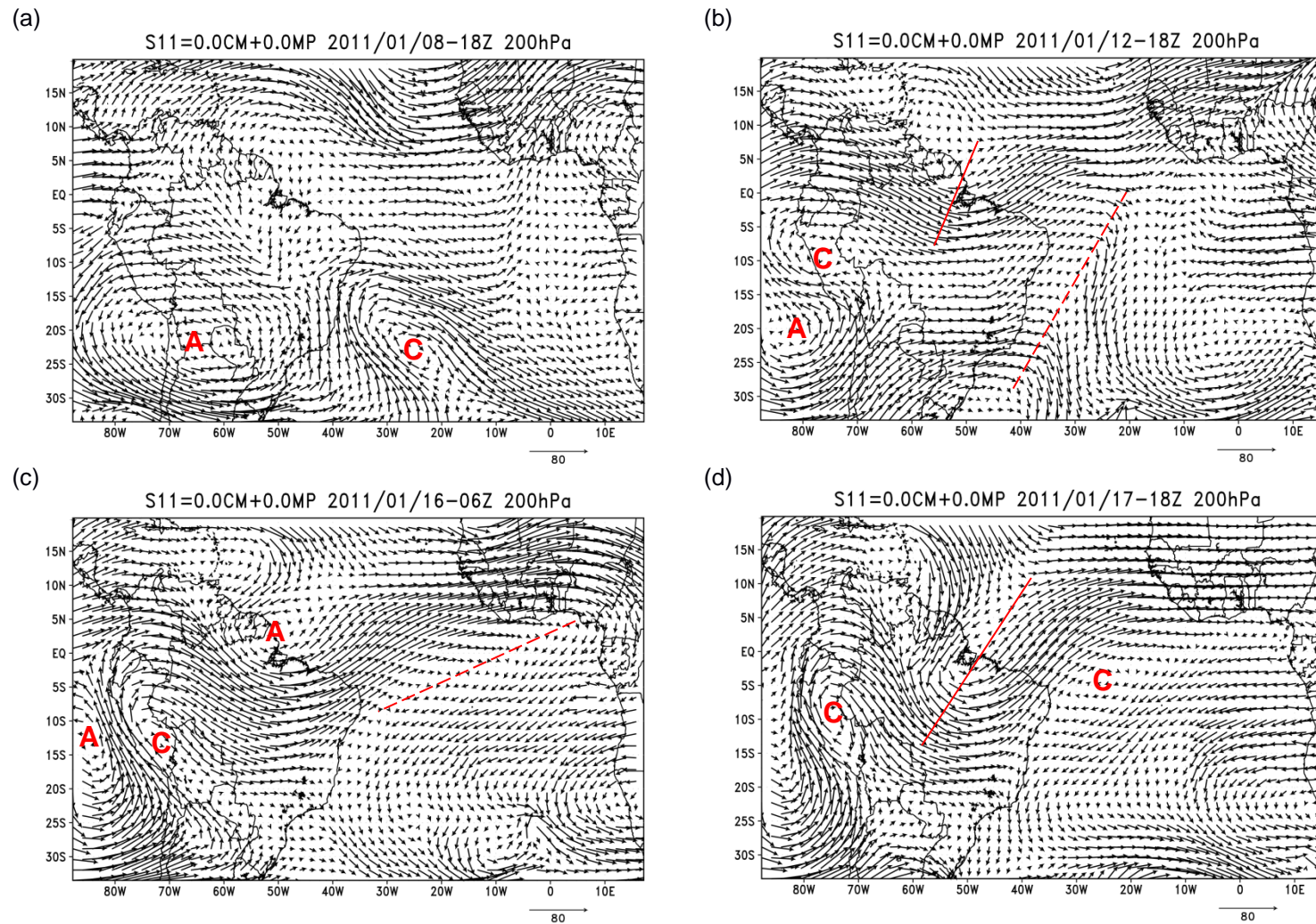


Figura 6. 45 - Campos de vento horizontal no nível de 200 hPa (m/s) pela simulação S11 para (a) 60 (08/01 1800 UTC), (b) 96 (12/01 1800 UTC), (c) 180 (16/01 0600 UTC) e (d) 216 horas de integração (17/01 1800 UTC).



As seções verticais do corte longitudinal das variáveis meteorológicas pela simulação S11 podem ser compreendidas através da avaliação da Fig. 6.46 para 228 horas de integração (18/01 0600 UTC). A seção vertical de  $\zeta$  (Fig. 6.46a) mostra que o vórtice tende a se inclinar para leste com a altura, a profundidade se concentra em 500 hPa e a intensidade é de  $10 \times 10^{-5} s^{-1}$  adquirida entre 200 e 300 hPa. Nas demais simulações, a dominância é que essa intensidade seja alcançada na camada 300-400 hPa. Além disso, a simulação S11 subestima a intensidade. A seção vertical de  $T'$  (Fig. 6.46b) revela uma região com ar mais frio no centro do vórtice que se estende para leste, corroborando a inclinação para leste com a altura. Nota-se que o mínimo de  $T'$  igual a  $-2,5^\circ C$  abrange a camada 300-400 hPa. Outra região com valores de  $T'$  negativo é vista na camada 700-800 hPa com magnitude de até  $-5^\circ C$ . Essas duas camadas são separadas pela camada 500-600 hPa com máximo  $T'$  igual a  $2^\circ C$ . Assim, a semelhança verificada quando compara-se à simulação SC é a região com ar mais frio no centro do sistema.

Ao analisar o campo vertical de  $Ur$  (Fig. 6.46c), nota-se claramente baixo teor de umidade acima de 700 hPa, enquanto que abaixo deste nível  $Ur$  é considerável. O campo de omega (Fig. 6.46d) concorda com a Fig. 6.46c e demonstra ausência de movimentos verticais intensos em toda a troposfera acima de 700 hPa. Assim como visto na simulação S4, há movimentos ascendentes e descendentes abaixo de 700 hPa, provavelmente, correspondendo a processos de convecção seca. É importante frisar que o mesmo comportamento do corte zonal das variáveis pela simulação S11 é visto no corte meridional.

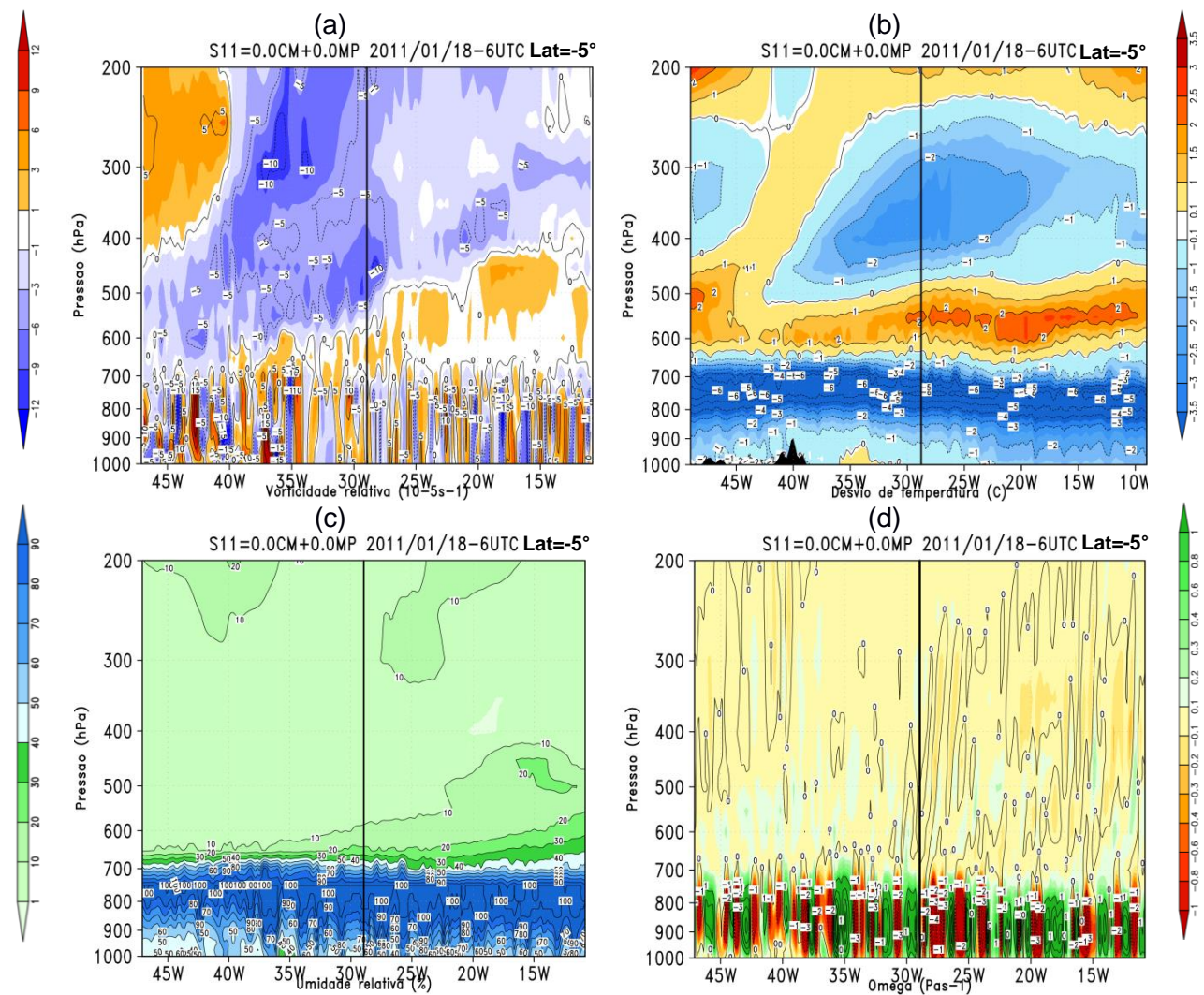


Figura 6. 46 - Idem à Fig. 6.20 pela simulação S11 para 228 horas de integração (18/01 0600 UTC).

## 6.5. Discussões

De maneira geral, frente aos resultados das simulações numéricas, percebeu-se que a simulação SC superestimou o acumulado de precipitação observado na borda norte do vórtice, o que condicionou maior aquecimento por condensação. Observou-se ainda que tal diferença de aquecimento relativo à análise alterou a estrutura físico-dinâmica do VCAN, visto que a profundidade e os gradientes zonal e meridional das variáveis meteorológicas (vento e temperatura) entre o centro e as bordas foram maiores, exceto a umidade relativa provavelmente devido à análise ter produzido a ZCIT mais intensa, o que acarretou o aumento de  $Ur$  na atmosfera. A inclinação vertical do vórtice pela simulação SC foi satisfatória. Com respeito à simulação S10 (CM+MP) iniciada com 72 horas de antecedência da simulação SC, houve menor produção de aquecimento latente, intensificação do VCAN e declínio dos gradientes das variáveis meteorológicas entre o centro e a periferia. A profundidade foi subestimada e houve divergências na inclinação vertical do vórtice.

Ao se reduzir o aquecimento latente pela convecção cumulus (S8=0,5CM+MP e S9=0,75CM+MP), notou-se que a resposta da atmosfera tropical foi mais rápida (12 horas) e os efeitos foram mais consideráveis nos campos de vento horizontal em altos níveis, acumulado de precipitação e na estrutura vertical do VCAN do que quando essa alteração foi na microfísica de nuvens. Os principais efeitos foram: redução acentuada na produção do acumulado de precipitação, enfraquecimento dos ventos na periferia do vórtice, deslocamento do sistema AB-VCAN para oeste que auxiliou para aproximar o vórtice da posição observada. Em adição, ocorreu declínio dos gradientes zonal e meridional (vento,  $T'$  e  $Ur$ ) entre o centro e a periferia, discordância entre a inclinação do vórtice com a altura, enfraquecimento do sistema e profundidade similar à simulação SC.

Quando a redução do aquecimento por condensação foi proveniente da microfísica de nuvens (S5=CM+0,0MP, S6=CM+0,5MP e S7=CM+0,75MP), os efeitos foram menos acentuados e a resposta da atmosfera tropical foi mais tardia, principalmente nos campos de vento horizontal em 200 hPa. É importante frisar que a simulação S5 mostrou acumulado de precipitação superior ao da simulação SC, principalmente sobre o Brasil central e região da ZCAS em alguns horários após 96 horas de integração (15/01 1800 UTC), isso porque a remoção total de nuvens rasas contribuiu para um aumento da incidência da radiação solar que instabilizou ainda mais a atmosfera em uma região com presença de nuvens baixas. Sugerindo que houve um aumento dos fluxos de calor sensível e latente, bem como do gradiente horizontal de temperatura na superfície nas áreas entre essas nuvens. Como consequência, ocorreu a formação de mais cumulonimbus, aumento do aquecimento diabático por convecção cumulus e produção de precipitação. Isto é, nestes horários também houve aumento dos gradientes horizontais (vento,  $T'$  e  $Ur$ ) entre o centro e a periferia do vórtice. Porém, no contexto geral de avaliação, esses gradientes horizontais, os campos de vento em 200 hPa e a inclinação do vórtice pela simulação S5 foram similares a simulação SC, enquanto que a profundidade e a intensidade foram superiores. Similarmente, ocorreu com as simulações S6 e S7.

Diante dos resultados expostos sobre a intensidade do vórtice após a redução do aquecimento latente nas proximidades do sistema, percebeu-se que em parte quando esse aquecimento foi oriundo da convecção cumulus, ocorreu uma discordância com o estudo de Garreaud e Fuenzalida (2007), pois o vórtice se intensificou. Por outro lado, o estudo desses autores é válido, conquanto que o aquecimento por condensação nas proximidades do VCAN seja oriundo da microfísica de nuvens, pois a contribuição também foi de dissipá-lo conforme observado nas comparações entre as simulações S5 e SC.

No que concerne à simulação S4 (0,0CM+0,0MP), o VCAN foi reproduzido devido à atmosfera tropical ter gerado a AB no instante inicial. O acumulado de

precipitação, profundidade e intensidade do vórtice e gradientes horizontais das variáveis meteorológicas (vento,  $T'$  e  $U_r$ ) entre o centro e as bordas foram reduzidos. Além disso, o vento horizontal em 200 hPa foi alterado substancialmente, principalmente após 108 horas de integração (16/01 às 0600), quando se manifestou um padrão de trem de ondas sobre a América do Sul, no qual inferiu-se ter sido importante para manter o vórtice ativo, semelhante ao que ocorreu com a simulação S8 (0,5CM+MP). A simulação S11 (0,0CM + 0,0MP) se comportou de forma similar à simulação S4, porém também retratou que possivelmente um VCAN nas vizinhanças do NEB pode ser originado a partir desse trem de ondas, no qual a atmosfera tropical estabeleceu para contornar a ausência do aquecimento latente. Vale salientar que na simulação S8, mesmo com 50% de redução do aquecimento da atmosfera pela LCL da convecção cumulus e somando ao aquecimento pela microfísica de nuvens não impediu a manifestação do trem de ondas. Diante disso, presume-se que esse trem de ondas possa funcionar como um possível mecanismo para a manutenção de vórtices sem nebulosidade associada (S4 e S11) e também daqueles associados à nebulosidade (S8). A Tabela 6.1 fornece sucintamente os principais efeitos no VCAN que foram produzidos pelas simulações numéricas, comparadas à simulação SC.

Tabela 6. 1 - Resumo das comparações entre SC e demais simulações numéricas destacando os principais efeitos no VCAN.

Experimento numérico	Acumulado precipitação	Vento horizontal 200 hPa	Profundidade	Intensidade	Inclinação	Ar frio no centro	Ar quente na periferia	Ur centro	Ur periferia
<b>SC (CM+MP) x análise gfs</b>	Maior	Maior	Maior	Menor	Similar	Início: Menor Final: Maior	Início: Maior Final: Menor	Menor	Menor
<b>S10 (CM+MP)</b>	Menor	Menor	Menor	Menor	Diferente	Maior	Menor (oeste)	Menor	Menor
<b>S8 (0,5CM+MP)</b>	Menor Meio: Maior	Menor Final: diferente	Similar	Menor	Diferente	Menor	Início: Maior Fim: Menor	Menor	Menor
<b>S9(0,75CM+MP)</b>	Menor	Menor	Similar	Menor	Similar	Similar	Similar	Menor	Menor
<b>S5 (CM+0,0MP)</b>	Menor Meio: Maior	Similar	Início: Maior Final: Similar	Início: Maior Final: Similar	Similar	Início: Similar Final: Menor	Similar	Início: Similar Final: Maior	Início: Menor Final: Maior
<b>S6 (CM+0,5MP)</b>	Menor	Similar	Início: Maior Final: Similar	Início: Maior Final: Similar	Similar	Início: Similar Final: Menor	Similar	Início: Similar Final: Maior	Início: Menor Final: Maior
<b>S7(CM+0,75MP)</b>	Menor	Similar	Maior	Maior	Similar	Similar	Similar	Similar	Similar
<b>S4(0,0CM+0,0MP)</b>	Menor	Diferente	Menor	Menor	Similar	Menor	Maior (leste) Menor (oeste)	Menor	Menor
<b>S11(0,0CM+0,0MP)</b>	Menor	Diferente	Menor	Menor	Diferente	Menor	Maior (leste) Menor (oeste)	Menor	Menor

## 7 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Este estudo é composto por uma parte observacional e outra numérica. Da parte observacional, foi feita uma climatologia de 30 anos (1984-2013) dos VCANs e a avaliação de campos compostos da estrutura horizontal e vertical desses sistemas, através do comportamento predominante de variáveis atmosféricas entre o centro e a periferia. A climatologia consolidou estudos prévios, porém outros resultados são novos, destacando-se que a maioria dos VCANs apresenta percurso total de 2000 km e os que se deslocaram no primeiro dia do ciclo de vida apresentaram velocidade média de  $8,7 \text{ ms}^{-1}$ . No primeiro dia de vida, há predominância de casos estacionários e com inclinação para leste com a altura em altos níveis. Verificou-se que os VCANs são mais frequentes no nível de 200 hPa nos estágios de formação e dissipação. Porém, sazonalmente, a profundidade máxima predominante é de 400 hPa no verão, 300 hPa na primavera e outono e 200 hPa no inverno.

Com a investigação dos campos compostos, conclui-se que no estágio de dissipação dos VCANs do NEB, há desenvolvimento de convecção no centro e ausência de inclinação vertical. Casos rasos e fracos produziram menor quantidade de precipitação e mantiveram a intensidade durante o ciclo de vida, enquanto que os casos mais intensos e profundos se caracterizaram por maior produção de precipitação e variabilidade da intensidade. Foi proposto um modelo conceitual da estrutura físico-dinâmica dos VCANs profundos no estágio de formação que é aplicável para demais grupos e estágios, enfatizando-se algumas diferenças importantes. Nos demais grupos (rasos, rápidos e lentos), não há a divergência do vento horizontal em 200 hPa no setor nordeste da periferia do VCAN, o que significa dizer que não é um setor próprio para se desenvolverem nuvens e disparo de convecção. Na dissipação, todos os grupos não se inclinaram na vertical e apresentaram um formato mais circular em toda a estrutura troposférica.

Apesar das simulações numéricas neste estudo terem sido realizadas sem ajustamento dinâmico e físico do modelo para obtenção da simulação SC, os resultados foram consistentes e relevantes para um caso de VCAN profundo que atua no NEB. Encontrou-se que os principais efeitos da LCL são: afetar os ventos em altos níveis corrente acima do VCAN, que dita posição e simetria desse sistema e mudar a intensidade e estrutura vertical. Ainda foi visto que a LCL atua mais significativamente quando oriunda da convecção cumulus, da metade para o final do ciclo de vida, uma vez que os campos horizontais e verticais mostraram maiores diferenças. Observou-se que os VCANs podem ser mantidos a partir da propagação de energia cinética pelo fluxo ageostrófico oriundo da manifestação de um trem de ondas (GAN; PIVA, 2015). Ao ser completamente retirado o aquecimento pela LCL com 72 horas de antecedência, observou-se indícios de formação do VCAN pela instabilidade barotrópica (MISHRA et al., 2001, 2007).

Para aprofundar esta pesquisa, sugerem-se as seguintes propostas para trabalhos futuros:

- Acrescentar um algoritmo no método objetivo que encontre o tamanho horizontal dos VCANs;
- Realizar experimentos numéricos da sensibilidade do cisalhamento horizontal do vento para avaliar impactos da instabilidade barotrópica na formação e evolução dos VCANs.
- Avaliar o papel dos fluxos ageostróficos durante o ciclo de vida dos vórtices.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, J. M. B. Um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o NEB e Atlântico adjacente no verão de 1999-2000. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, n. 1, p. 115-122, 2001.
- ARAGÃO, J. O. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. (INPE-789-TPT/017). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1975. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ3P8SECKy/Gd6qG>>. Acesso em: 16 fev. 2016.
- ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. **Methods in computational physics**, New York: Academic Press, p. 173-265, v. 17, 1977.
- BENGTSSON, L.; KANAMITSU, M.; KALLBERG, P.; UPPALA, S. FGGE research activities at ECMWF. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 63 (3), p. 277-303, 1982.
- BJERKNES, J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus**, v. 18, p. 820-829, 1966.
- BRITO, B. M.; LEVIT, V.; FEDOROVA, N.; MOLION, L. C. B.; TENÓRIO, R. S.; RODRIGUES, R. N.; DA SILVA, B. F. P. Análise do comportamento das trovoadas no estado de Alagoas, previsão à curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.2, 243-256, 2011.
- CALBETE, N. O.; GAN, M. A.; SATYAMURTY, P. Vórtices ciclônicos da alta troposfera que atuam sobre a região Nordeste do Brasil. **Climanálise especial**; Edição comemorativa de 10 anos. Mct/Inpe/Cptec. Cap 21, 1996.
- CAMPETELLA, C.; POSSIA, N. Upper-level cut-off lows in Southern South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, n. 1-2, p. 181-191, April 2006.
- CHAVES, R. R.; CAVALCANTI, I F A. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over Southern Northeast Brazil. **Mon Weather Rev** 129:2614-2626, 2001.
- COSTA, R. L.; SOUZA, E. P.; SILVA, F. D. S. Aplicação de uma teoria termodinâmica no estudo de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o Nordeste do Brasil. **Rev. Bras. Meteor.**, v. 29, n. 1, p. 96-104, 2014.
- COSTA, S. B. **Balço de vorticidade e energia aplicados aos vórtices ciclônicos de altos níveis atuantes no oceano Atlântico tropical Sul e adjacências**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico (IAG), 2009.

COUTINHO, M. D. L. **Método objetivo de identificação dos vórtices ciclônicos de altos níveis na região tropical sul: validação e climatologia.** 2008. 119 p. (INPE-15460-TDI/1422). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/348MD2H>>. Acesso em: 16 fev. 2016.

COUTINHO, M. D. L.; GAN, M. A.; RAO, V. B. Método objetivo de identificação dos vórtices ciclônicos de altos níveis na região Tropical Sul: validação. **Rev Bras Meteorol** 25:311-323, 2010.

DEAN, G. A. **Three dimensional wind structure over South America and associated rainfall over Brazil.** (LAFE-164). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1971.

DEE D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. vol. 137, Issue 656, pg 553–597 - Part A, 2011.

DELGADO, G. et al. Cloud cover analysis associated to cut-off low-pressure systems over Europe using Meteosat imagery. **Meteorol Atmos Phys**, v. 96: 141-157. Doi 10.1007/s00703-006-0225-4, 2007.

DE MARIA, M. Linear response of a stratified tropical atmosphere to convective forcing. **J. Atmos. Sci**, 42, 1944-1959, 1985.

FERREIRA, N. J.; RAMÍREZ, M. V.; GAN, M. A. **Tempo e clima no Brasil**, p. 43 - 60, Oficina de Textos, São Paulo – SP, 2009.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **J. Atmos. Sci.**, 52, 1573-1584, 1995.

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a America do Sul e suas simulações com modelos numéricos.** 1997. 181 p. (INPE-7121-TDI/672). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Jose dos Campos, 1997. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/1999/06.15.09.40>>. Acesso em: 20 mar. 2016.

FRANK, N. L. The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the Tropics. U. S. Weather Bureau, Southern Region. **Technical memorandum**. n. 28, Oct. 1966.

FRANK, N. L. On the energetics of cold lows. Symposium tropical meteorology. **American Meteorological Society**, p EIV 1 – EIV 6, 1970.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico sul e leste do Brasil.** 1982. 80 p. (INPE-2685-TDL/126). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1982. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ3P8SECKy/GwAkj>>. Acesso em: 20 mar. 2016.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E: Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 92.651, p. 19-28, Junho 1986.

GAN, M. A; DAL PIVA, E. Energetics of southeastern Pacific cut-off lows. **Climate Dynamics**. Doi 10.1007/s00382-015-2779-7, 2015.

GANDIKOTA, V. R.; ERDOGAN, S. The Atmospheric heat source over the Bolivian Plateau for a mean January. **Boudary-Layer Meteorology**, v. 46: 13-33, 1989.

GANDU, A. W. **Modelagem numérica da resposta troposférica regional a fontes tropicais de calor.** Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico (IAG), São Paulo, 1993.

GANDU, A. W; SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research**, v. 103: 6001-6015, 1998.

GARREAUD, R. D.; FUENZALIDA, H. A. The influence of the Andes on cutoff lows: a modeling Study. **Mon. Wea. Rev** 135:1596-1613 doi: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR3350.1>, 2007.

GILL, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, 106, 447-426, 1980.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**, vol. 88, fourth edition, 2004.

JOHNSON, D. R.; SNOOK, J.S. A quase-Lagrangian analysis of the mass and angular momentum balance of an upper troposphere vortex over eastern Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY, 1., 1983, São José dos Campos. **Proceedings...**São José dos Campos: American Meteorological Society, 1983, p. 210-214.

JOYCE, R.J.; JANOWIAK, J.E.; ARKIN, P.A.; AND P. XIE: CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from data at high spatial and temporal resolution. **J. Hydrometeor**, 5, 487-503, 2004.

KAYANO, M.; RAO, V. B.; MOURA, A. D. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years. **J. Climatol.**, v. 8: 477-488, 1988.

KAYANO, M.; FERREIRA, N. J.; RAMIREZ, M. C. Summer circulation patterns related to the upper tropospheric vortices over the Tropical South Atlantic. **Meteorology and Atmospheric Physics**. 64, 203-213, 1997.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. L. Upper tropospheric cyclonic vortices in the subtropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, p. 538-551. 1981.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, p. 490-504, 1984.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. **Journal of the Atmospheric sciences**, v. 54, p. 656-678, 1997.

MISHRA, S. K.; RAO, V. B.; GAN, M. A. Structure and evolution of the large-scale flow and an embedded upper tropospheric cyclonic vortex over northeast Brazil. **Mon. Weather Rev.**, v. 129, p. 1673-1688, 2001.

MISHRA, S. K.; RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H.; Genesis of the Northeast Brazil upper-tropospheric cyclonic vortex: A primitive equation barotropic instability study. **American Meteorological Society**, p. 1 – 14, Jan. 2007.

MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismo de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 107-117, 1987.

MORAIS, M. D. C.; OLIVEIRA, F. P.; COUTINHO, M. D. L. One case of simulation of upper tropospheric cyclonic vortex over Brazil northeast: impact in the convection parameterization. **Journal of Hyperspectral remote sensing.**, v. 01, p. 27-44, 2015.

MORETIN, P. A.; BUSSAB, W. de O. **Estatística básica**, p. 49-52, Editora Saraiva, São Paulo, 2013.

OBREGON PARRAGA, G. O. **Teleconexões no campo de vortacidade relativa durante o verão de 1979/80 do Hemisfério Sul**. 1991. 101 p. (INPE-5308-TDI/458). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de

Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1991. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/Hes78>>. Acesso em: 04 abr. 2016.

PAIXÃO, E. B. **Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior no Nordeste do Brasil**. 103p. (USP108). (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico (IAG), São Paulo, 1999.

PAIXÃO, E. B.; GANDU, A. W. Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior sobre o Nordeste do Brasil (Parte I). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 1999, Rio de Janeiro. **Anais eletrônicos...** Rio de Janeiro: SBMET, 1999. p. 3422-3428. 1 CD-ROM.

PALMÉN, E. Origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. **Tellus**, v. 1: 22-31, 1949.

PALMÉN, E.; NEWTON, C. W. Atmospheric circulations systems. **Academic Press**, 1969.

PALMER, C. E. On High-level Cyclones Originating in the Tropics. **American Geophysical**. v. 32, n. 5, p. 683-695, Oct. 1951.

RAMIREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no nordeste do Brasil**. 1996. 132 p. (INPE-6408-TDI/618). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1996. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/Htyhr>>. Acesso em: 20 mar. 2016.

RAMIREZ, M. C. V.; KAYANO, M. T.; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of Northeast Brazil during the 1980-1989 period. (INPE-10582-PRE/604412). **Atmosfera.**, v.12, p. 75-88, Apr. 1999.

RAO, G. V.; AND ERDOGAN, S. The atmospheric heat source over the Bolivian Plateau for a mean January. **Bound. Layer Meteor.**, 46, 13–33, 1989.

RAO, V. B.; MARQUES, V. S. Water vapor characteristics over Northeast Brazil during two contrasting years. **Journal of climate and applied meteorology**, v. 23, p. 440-444, 1984.

RAO, V. B.; BONATTI, J. P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoint Brazil during the summer. **Meteor. Atm. Phys.**, v. 37, n. 1, p. 11-16, Aug. 1987.

RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H.; BARBOSA, T. F. Impact of high potential vorticity intrusions into the tropical upper troposphere in South Atlantic on precipitation over Northeast Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 34, LXXXXX, 10.1029/2006GL027873, Jan. 2007.

REBOITA M, S. ET AL Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere. **J. Geophys. Res** 115:1-15 doi:10.1029/2009JD013251, 2010.

REBOITA M, S; GAN, M. A.; ROCHA, R. D.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.

REPINALDO, A. F. B. **Vórtice ciclônico de altos níveis e corrente de jato do Nordeste brasileiro em anos de El Niño e La Niña**. (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, Alagoas, 2010.

RICKS, E. L. **On the structure and maintenance of high tropospheric cold-core cyclones of the tropics**. Unpublished master's thesis. University of Chicago, v. 31, 1959.

SAKAMOTO, K.; TAKAHASHI, M. Cut off and weakening processes for an upper cold low. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 83, p. 817-834, 2005.

SANTOS, L. A. **Acurácia do modelo regional ETA utilizado no CPTEC/INPE em detectar os vórtices ciclônicos de altos níveis atuantes no Nordeste do Brasil**. 2015. 99 p. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/03.06.14.51-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015. Disponível em:<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3J4KSC2>>. Acesso em: 20 mar. 2016.

SATO, T.; KIMURA, F. Impact of diabatic heating over the Tibetan Plateau on subsidence over northeast Asian arid region. **Geophysical Research Letters**, vol. 32, L05809, doi: 10.1029/2004GL022089, 2005.

SATYAMURTI, P.; M. E. SELUCHI. Characteristics and structure of an upper air cold vortex in the subtropics of South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Dec. 2007.

SILVA DIAS, P.L.; SCHUBERT, W.H.; DE MARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **J. Atmo. Sci.**, 40(11): 2689-2707, Nov. 1983.

SILVA, L. A. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do Nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas**. 2005. 134 p. (INPE-14488-TDI/1169). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005. Disponível em:<<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HTbGp>>. Acesso em: 20 mar. 2016.

SILVA, L. A.; RAMIREZ, M. C. V.; SATYAMURTY, P. Spatial distribution of the cyclonic vorticity in the Northeast of Brazil and adjoining ocean and its relation with the enso. INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8. (ICSHMO)., 2006, Foz do Iguaçu. **Proceedings...** 2006, p. 2019-2026. CD-ROM; On-line. (INPE-13861-PRE/9043). Disponível em: <[http://urlib.net/cptec.inpe.br/adm\\_conf/2005/10.31.18.13](http://urlib.net/cptec.inpe.br/adm_conf/2005/10.31.18.13)>. Acesso em: 05 abr. 2016.

SIMPSON. Evolution of the Kona Storm, a subtropical cyclone. **Journal of Meteorology**. v. 9, p. 24-35. Oct. 1951.

SKAMAROCK, W. C.; et al. **A description of the advanced research WRF version 3**. NCAR Tech. Note NCAR/TN-4751STR, p. 1-125, 2008

TANAJURA, C. A. S. **Modeling and analysis of the South America summer climate**. PhD. Thesis, University of Maryland, 1996.

VEIGA, J. A. P; MARENGO, J.; RAO, V. B. A influência das anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, p. 181-194, 2005.

VIRJI, H. A. Preliminary study of the summer time tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, 109: 599-610; Mar. 1981.

WANG, M. Y. M.; CHEN, G. T. J.; WANG, C. C.; KUO, Y. H. A case study of the cutoff process and latent heating effect in an upper-level cold-core low during the Mei-Yu season in East Asia. **Mon. Wea. Rev.**, v. 140, p. 1725-1747, 2012.

WEBSTER, P. J. Response of the tropical atmosphere to local steady forcing. **Monthly Weather Review**, v. 100, n 7, p. 518-540, 1972.

ZHOU, J.; LAU, K.-M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**. v. 11, n. 5, p. 1020-1040, 1998.