



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
INSTITUTO DE RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

ESTUDO SINÓTICO DOS VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS (VCANs) NAS CERCANIAS DO NORDESTE DO BRASIL

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

Glauber Willian de Souza Ferreira

Itajubá, MG, Brasil

2017

ESTUDO SINÓTICO DOS VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS (VCANs) NAS CERCANIAS DO NORDESTE DO BRASIL

por

Glauber Willian de Souza Ferreira

Monografia apresentada à comissão examinadora Programa
de Graduação em Ciências Atmosféricas da Universidade
Federal Itajubá (UNIFEI, MG), como requisito parcial para
obtenção do grau de
Bacharel em Ciências Atmosféricas.

Orientadora: Michelle Simões Reboita

**Itajubá, MG, Brasil
2017**

**Universidade Federal de Itajubá
Instituto de Recursos Naturais
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a
Monografia

**ESTUDO SINÓTICO DOS VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS
(VCANs) NAS CERCANIAS DO NORDESTE DO BRASIL**

elaborada por
Glauber Willian de Souza Ferreira

Como requisito parcial para a obtenção do grau de
Bacharel em Ciências Atmosféricas

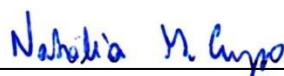
Comissão Examinadora:



Michelle Simões Reboita, Dr^a. (UNIFEI)
(Presidente/Orientadora)



Anita Drumond, Dr^a. (UVIGO/Espanha)



Natália Machado Crespo, MSc. (IAG/USP)

Itajubá, 09 de novembro de 2017.

AGRADECIMENTOS

À professora e orientadora Michelle Reboita, por todo apoio, confiança e calma. Pelas aulas sempre muito agradáveis e instrutivas, pela leveza e dom em ensinar e orientar. Muito obrigado.

À minha família, especialmente, meus pais, por todo amor e paciência, além de todo suporte material e emocional necessários em minha vida de estudante. Obrigado por tudo.

Aos meus amigos, pelos bons momentos e por todo incentivo.

A todos os professores do curso de Ciências Atmosféricas, particularmente, à professora Vanessa Carvalho, pela oportunidade de iniciação em pesquisa.

A todos que, de alguma forma, contribuíram para a conclusão deste trabalho e conquista de mais um objetivo.

Dedico a meus pais, Maria José e Emilson.

“... Eu só poderia crer num Deus que soubesse dançar...”

RESUMO

Monografia de Graduação
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Itajubá, MG, Brasil

ESTUDO SINÓTICO DOS VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS (VCANs) NAS CERCANIAS DO NORDESTE DO BRASIL.

AUTOR: GLAUBER WILLIAN DE SOUZA FERREIRA
ORIENTADORA: MICHELLE SIMÕES REBOITA
Local e Data da Defesa: Itajubá, 09 de novembro de 2017.

Vórtices ciclônicos de altos níveis (VCANs) são sistemas sinóticos que ocorrem na média e alta troposfera, podendo causar alterações nas condições atmosféricas em superfície. Os VCANs tropicais, que ocorrem nas cercanias do Nordeste do Brasil (NEB), em geral, são precipitantes nas bordas e secos no setor central. Assim, o presente trabalho identifica os casos desses sistemas nos meses de verão no período de 2006 a 2016, ocorridos próximos às cercanias do NEB. Para isto, faz-se uma análise visual da circulação atmosférica e do desvio zonal de temperatura do ar em 200 hPa, com dados da reanálise ERA-Interim. Os resultados indicam a ocorrência de 85 casos no período avaliado, com maior frequência nos meses de dezembro (35 casos) e janeiro (30 casos), correspondendo a 77% do total de vórtices identificados no período estudado. O estudo também contou com uma análise da vortacidade potencial isentrópica (VPI) associada aos VCANs. Em geral, nota-se intrusão de VPI de maiores para menores latitudes na ocorrência desses sistemas, principalmente, na região entre 10°S-20°S e 15°W-45°W. A fim de entender melhor a termodinâmica dos VCANs, foi realizado um estudo do balanço de calor em um episódio ocorrido em fevereiro de 2009. A análise mostrou que a formação e manutenção do sistema se deram pela advecção horizontal de temperatura e resfriamento adiabático, e seu enfraquecimento foi favorecido pelo aumento do termo diabático, bem como por advecção de ar quente de níveis inferiores.

Palavras-chave: Análise sinótica. Balanço de calor. Nordeste do Brasil. VCAN. Vortacidade potencial isentrópica.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Imagem do dia 01/06/2017, às 06H UTC, do canal infravermelho do satélite geoestacionário GOES-13	4
FIGURA 2 – Precipitação média, vetor vento e linhas de corrente em 200 hPa nos meses de janeiro, abril, julho e outubro	6
FIGURA 3 – Imagem do dia 26/03/2013, às 17:30H UTC, do canal infravermelho do satélite geoestacionário GOES-13	7
FIGURA 4 – Média sazonal da precipitação (mm) na América do Sul entre 1979 e 2008 com base nos dados do GPCP	8
FIGURA 5 – Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul	8
FIGURA 6 – Sequência esquemática do processo de formação de um VCAN sobre o Atlântico Sul	9
FIGURA 7 – Corte vertical esquemático do vórtice ciclônico no Atlântico Sul	10
FIGURA 8 – Corte da seção vertical norte-sul dos desvios zonais de temperatura e seção temporal-longitudinal da componente vertical da vorticidade absoluta	19
FIGURA 9 – Campos compostos do vento horizontal e da vorticidade relativa no nível de 200 hPa para VCANs profundos e rápidos, nos horários de intensidade máxima e dissipação	20
FIGURA 10 – Campos de temperatura e linhas de corrente em 300 hPa no estágio de formação do VCAN; perfil vertical zonal de divergência horizontal do vento no centro do VCAN e movimento vertical no estágio de formação do VCAN; umidade específica e altura geopotencial em 300 hPa na fase de dissipação do VCAN; perfil vertical zonal de divergência horizontal do vento no centro do VCAN e movimento vertical no estágio de dissipação do VCAN.....	21

FIGURA 11 – Esquema da quebra da onda de Rossby sobre o OATS na superfície isentrópica de 350 K	23
FIGURA 12 – Área analisada para identificação dos VCANs	25
FIGURA 13 – Identificação de VCAN através de campos sobrepostos de linhas de corrente e desvio zonal de temperatura	27
FIGURA 14 – Quadrantes utilizados para análise de eventos de intrusão de VPI nas cercanias do NEB	28
FIGURA 15 – Resultados da identificação dos VCANs na região analisada para o período de dezembro de 2005 a fevereiro de 2016	32
FIGURA 16 – Trajetórias percorridas pelos VCANs nas cercanias do NEB durante os meses de verão (DJF) de 2006 a 2016... ..	38
FIGURA 17 – Região do quadrante 1 para análise da VPI	40
FIGURA 18 – Desvios e médias de VPI no quadrante 1	41
FIGURA 19 – Região do quadrante 2 para análise da VPI	42
FIGURA 20 – Desvios e médias de VPI no quadrante 2	43
FIGURA 21 – Região do quadrante 3 para análise da VPI	44
FIGURA 22 – Desvios e médias de VPI no quadrante 3	45
FIGURA 23 – Região do quadrante 4 para análise da VPI	46
FIGURA 24 – Desvios e médias de VPI no quadrante 4	48
FIGURA 25 – Condições atmosféricas vigentes na fase de pré-formação do VCAN	50

FIGURA 26 – Campos atmosféricos correspondentes à fase de pré-formação do VCAN	52
FIGURA 27 – Condições atmosféricas vigentes na fase de formação do VCAN	55
FIGURA 28 – Campos atmosféricos correspondentes à fase de formação do VCAN	58
FIGURA 29 – Condições atmosféricas vigentes na fase de maturação do VCAN	60
FIGURA 30 – Campos atmosféricos correspondentes à fase de maturação do VCAN	62
FIGURA 31 – Condições atmosféricas vigentes na fase de dissipação do VCAN	64
FIGURA 32 – Campos atmosféricos correspondentes à fase de dissipação do VCAN	66
FIGURA 33 – Trajetória de deslocamento do VCAN analisado no estudo de caso	67
FIGURA 34 – Balanço de calor aplicado ao VCAN no nível de 900 hPa	68
FIGURA 35 – Balanço de calor aplicado ao VCAN no nível de 500 hPa	70
FIGURA 36 – Balanço de calor aplicado ao VCAN no nível de 200 hPa	71
FIGURA 37 – Perfis verticais médios dos termos de balanço de calor, para todas as fases de vida do VCAN.	73
FIGURA 38 – Região do quadrante 5 para análise da VPI	74
FIGURA 39 – Desvios e médias de VPI no quadrante 5	76

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Resultados de estudos climatológicos e/ou estatísticos sobre VCANs nas cercanias do NEB e outras regiões da América do Sul	36
---	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB – Alta da Bolívia
ADVH TEMP – advecção horizontal de temperatura
AL - Alagoas
AN – Alta do Norte
ANE – Ventos Alísios de Nordeste
AR5 – Fifth Assessment Report
ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASAS – Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
ASE – Ventos Alísios de Sudeste
ASPS – Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul
ATSAS – Alta do Atlântico Sul de Ar Superior
B – Baixa Pressão
BA - Bahia
BC – Baixa do Chaco
BI – Bifurcação Inter-hemisférica
BL – Região de Bloqueios Atmosféricos
BNE – Baixas Térmicas no Noroeste Argentino
CCM – Complexo Convectivo de Mesoescala
CE – Ceará
CJNEB – Corrente de Jato do Nordeste do Brasil
CMIP5 – Coupled Model Intercomparison Project Phase5
CNE – Cavado do Nordeste
DOE – Department of Energy – USA
ES – Espírito Santo
FF – Frente Fria
FQ – Frente Quente
GPCP –Global Precipitation Climatology Project
IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change
JBN – Jatos de Baixos Níveis
JP – Jato Polar
JS – Jato Subtropical

LI – Linhas de Instabilidade
LIP – Linhas de Instabilidade Pré-frontal
MA – Maranhão
MG – Minas Gerais
MT – Mato Grosso
NCAR – National Center for Atmospheric Research
NCEP – National Center for Environmental Prediction
NEB – Nordeste do Brasil
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration
NV – Nuvem Vírgula
OATS – Oceano Atlântico Tropical Sul
PA - Pará
PB – Paraíba
PE - Pernambuco
PI - Piauí
RC – Regiões Ciclogénicas
RES – termo diabático/residual
RJ – Rio de Janeiro
RN – Rio Grande do Norte
UVP – Unidade de Vorticidade Potencial
SE – Sergipe
SW – termo relacionado à advecção vertical de temperatura e expansão/compressão
adiabática
TO – Tocantins
VAR LOCAL – variação local de temperatura
VCAN – Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VCAN sub – Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Subtropicais
VCAN trop – Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Tropicais
VPI – Vorticidade Potencial Isentrópica
WRF – Weather Research Forecasting
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	viii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	ix
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NO VERÃO NA AMÉRICA DO SUL	4
2.2 VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS (VCANs)	9
2.2.1 CLIMATOLOGIA.....	17
2.2.2 CARACTERÍSTICAS SINÓTICAS	18
2.2.3 VCANs E A VORTICIDADE POTENCIAL.....	22
3. MATERIAL E MÉTODOS	25
3.1 ÁREA DE ESTUDO	25
3.2 DADOS E VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS PARA IDENTIFICAÇÃO DOS VCANs	25
3.3 METODOLOGIA PARA IDENTIFICAÇÃO DOS VCANs	26
3.4 METODOLOGIA PARA ANÁLISE DA VORTICIDADE POTENCIAL	28
3.5 ESTUDO SINÓTICO DE CASO	29
3.6 BALANÇO DE CALOR.....	30
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
4.1 CARACTERÍSTICAS MÉDIAS	31
4.2 TRAJETÓRIAS DOS VCANs	37
4.3 ANÁLISE DA VORTICIDADE POTENCIAL	40
4.4 ESTUDO SINÓTICO DE CASO	49
4.5 TRAJETÓRIA DO VCAN.....	67
4.6 BALANÇO DE CALOR	68
4.7 PERFIS VERTICAIS DOS TERMOS DO BALANÇO DE CALOR.....	72
4.8 VORTICIDADE POTENCIAL DO VCAN	74
5. CONCLUSÕES.....	77
6. REFERÊNCIAS.....	78

1. INTRODUÇÃO

A região do Nordeste do Brasil (NEB) sofre influência de sistemas atmosféricos de diferentes escalas temporais e espaciais. Em setores como o litoral norte da região do NEB, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) constitui o sistema mais importante para a precipitação, contribuindo para os máximos pluviométricos que ocorrem no primeiro semestre do ano (REBOITA et al., 2010; 2016). Entretanto, durante o ano todo, outros sistemas meteorológicos também favorecem a ocorrência de chuvas na região. Dentre tais sistemas, há a brisa marítima (ocasionando precipitação durante o dia), a influência conjunta da brisa terrestre com os ventos alísios (favorecendo a precipitação durante a noite), os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) formados pelo intenso aquecimento radiativo da superfície, bem como outros sistemas como frentes, ondas de leste, vórtices ciclônicos de altos níveis (VCANs), e a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que, dependendo de sua posição, pode favorecer ou inibir a formação de chuva sobre a região nordestina (REBOITA et al., 2010; 2016).

Na região do litoral leste do Nordeste, os maiores totais pluviométricos ocorrem entre maio e julho, favorecidos pelo transporte de umidade do oceano Atlântico Tropical Sul para o continente pelos ventos alísios e pela convergência dos ventos alísios com a brisa marítima ou terrestre (REBOITA et al., 2016). Os máximos pluviométricos ocorridos nos meses de outono e inverno se justificam pela intensificação da brisa terrestre durante este período, devido à maior diferença de temperatura entre oceano e continente, e pela intensificação da ASAS durante o inverno, cujo setor oeste desempenha importante papel no transporte de umidade em baixos níveis da atmosfera (REBOITA et al., 2016). Outros sistemas meteorológicos como frentes frias, CCM, ZCIT, bem como a convecção local, são mecanismos de formação de precipitação nesta região do NEB. Sistemas como os VCANs podem favorecer tanto a ocorrência de chuva quanto a estiagem, já que o centro dos vórtices se caracteriza por mais condições secas do que as bordas, onde há condições mais propícias para a precipitação (REBOITA et al., 2016).

Sobre o Sertão Nordestino, Reboita et al. (2016), investigaram a semiaridez desta região através de perfis verticais das células de circulação zonal (célula de

Walker) e meridional (célula de Hadley) centradas no planalto da Borborema, como forma de averiguar a influência da topografia no regime de precipitação neste setor do NEB. Em relação à célula de Walker, verificou-se que o escoamento de leste ascende a leste do planalto e subsidia a oeste do mesmo, aquecendo o ar por compressão adiabática e reduzindo a umidade relativa. Este mesmo comportamento é verificado em relação à célula de Hadley, porém, com menor intensidade, de forma que o ar ascende a sul-sudeste do planalto e subsidia a norte. Embora a existência do planalto da Borborema por si só não justifique a semiaridez do Sertão Nordestino, os resultados deste estudo indicaram que a subsidência ocorrida a sotavento do planalto acopla-se aos ramos subsidentes das células de circulação de Walker e Hadley, intensificando as condições secas nesta região, principalmente, durante o inverno (REBOITA et al., 2016). Entretanto, nesta região do NEB, os VCANS também podem desempenhar papel importante na contribuição para a ocorrência de chuvas.

Como dito anteriormente, os VCANS se distinguem entre os vários sistemas atmosféricos atuantes no NEB por apresentarem condições que podem ser favoráveis ou não à ocorrência de precipitação, dependendo de sua localização. Dentre os estudos sobre os vórtices ciclônicos nas cercanias do NEB, destacam-se os trabalhos de Kousky e Gan (1981), Gan (1982) e Gan e Kousky (1986), que apresentaram as primeiras climatologias dos sistemas no NEB, bem como as características sinóticas e energéticas associadas aos eventos. Posteriormente, estudos como os de Rao e Bonatti (1987), Mishra et al (2001) e Mishra e Rao (2001) analisaram os processos envolvidos na formação dos VCANS no NEB e concluíram que, além da instabilidade barotrópica, diversos outros fatores podem ser responsáveis pelo desenvolvimento dos sistemas como a liberação de calor latente, a interação com o escoamento de médias latitudes e a intensificação da Alta da Bolívia (AB). Paixão e Gandu (2000) analisaram os mecanismos de formação mais frequentes na gênese dos VCANS tropicais, e os resultados indicaram que o desenvolvimento dos sistemas se dá, principalmente, pela atuação conjunta da AB com o cavado do NEB, porém, a interação com o escoamento de médias latitudes desempenha relevante papel na formação dos sistemas. Estudo mais recente como o de Pinheiro (2015), avaliou o efeito das mudanças climáticas sobre as ocorrências de VCANS no NEB, e seus resultados apontaram para a diminuição da frequência

destes sistemas em cenários futuros, o que poderia reduzir a precipitação em alguns estados do NEB.

Diante do exposto, conclui-se que, para melhor compreensão das condições de tempo no NEB, é necessário um maior conhecimento dos sistemas atmosféricos que atuam sobre esta região. Dentre os sistemas, o VCAN possui considerável contribuição na variabilidade espacial e temporal de chuvas no NEB, em escalas intra-sazonal e interanual (SILVA, 2005; REBOITA et al., 2016), e é um dos principais sistemas formadores de precipitação sobre o NEB, principalmente, durante o período da pré-estação chuvosa (MORAIS, 2016). Assim, torna-se necessário um maior entendimento desse sistema, como forma de aprimorar a previsão de tempo em curto prazo no NEB, dado que diversos setores da sociedade (como agropecuária e turismo, por exemplo) são afetados pela irregularidade de chuvas nesta região. Neste sentido, o presente trabalho tem como objetivos:

- identificar as ocorrências desse sistema nas cercanias do NEB, durante os meses de verão do período de 2006 a 2016;
- analisar as características dessas ocorrências como tempo de vida, direção de deslocamento, distância percorrida, frequências mensal e anual;
- avaliar o padrão espacial da vortacidade potencial isentrópica nas ocorrências dos VCANs e;
- através de um estudo de caso, avaliar as condições sinóticas e termodinâmicas associadas a um evento do sistema. Desta forma, pretende-se compreender melhor os VCANs e suas consequências sobre as condições de tempo no NEB.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Circulação atmosférica no verão na América do Sul

Além dos VCANs, outros sistemas atmosféricos importantes atuam na América do Sul durante o verão. Entre esses sistemas, destacam-se a ZCIT, a AB e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

A ZCIT é uma região de encontro dos ventos alísios dos hemisférios norte e sul, convergindo próximo ao equador em baixos níveis na atmosfera. Esta convergência faz ascender o ar quente e úmido dos trópicos e promove o transporte de umidade do oceano para altos níveis da atmosfera, favorecendo a formação de uma banda de nuvens com grande desenvolvimento vertical e que se estendem até a alta troposfera (YNOUE et al., 2017). Essa banda de nebulosidade pode ser identificada em imagens de satélite (disponíveis em: <http://satelite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>) como um aglomerado de nuvens convectivas que se estendem ao longo da faixa equatorial (figura 1).



Figura 1: Imagem do dia 01/06/2017, às 06H UTC, do canal infravermelho do satélite geoestacionário GOES-13. Fonte: CPTEC (2017).

A ZCIT tem influência fundamental no clima de várias regiões dos trópicos, incluindo áreas como o norte do NEB e o semiárido nordestino, nas quais a estação chuvosa depende fortemente da posição do sistema (MELO et al., 2002; COELHO et

al., 2004). De acordo com Hastenrath (1991), a ZCIT se posiciona sobre áreas oceânicas com anomalias de temperatura da superfície do mar positivas e anomalias de pressão ao nível médio do mar negativas, sugerindo que esse sistema equatorial de baixa pressão seja termicamente induzido.

Dada sua variação sazonal, a ZCIT atinge sua posição mais austral entre o verão e o outono (entre fevereiro e abril), localizando-se, aproximadamente, em torno de 4°S, contribuindo para os máximos pluviométricos que ocorrem nas regiões Norte e litoral do NEB durante o primeiro semestre do ano (REBOITA et al., 2010). Segundo Reboita et al. (2010), a ZCIT atua no Norte e Nordeste do Brasil de duas formas: através de aglomerados de nuvens convectivas que se formam ao longo da banda e se deslocam para oeste, atingindo a bacia Amazônica, e através da interação dos ventos alísios com a circulação da brisa marítima, formando linhas de instabilidade que adentram no continente.

A AB é uma circulação anticiclônica que ocorre na troposfera superior, centrada, em média, sobre o Altiplano Boliviano. Platôs elevados como o Altiplano Boliviano agem como fontes de calor na média troposfera durante o verão, e intensas tempestades ocorrem na vizinhança desses platôs (VIRJI, 1981), contribuindo para a ocorrência de chuvas nas regiões norte e nordeste do Brasil (REBOITA et al, 2010). Segundo Virji (1981), a liberação de calor latente e sensível para a atmosfera nessas regiões ajuda a manter os anticiclones na troposfera superior durante o verão. Lenters e Cook (1997) investigaram a influência da topografia sul-americana na formação da AB, e concluíram que o sistema se forma em resposta à precipitação sobre a bacia Amazônica, Andes Central, ZCAS, bem como à precipitação sobre a África. A posição da AB é determinada, primariamente, pela precipitação na Amazônia, enquanto o efeito topográfico da Cordilheira dos Andes exerce papel secundário na variabilidade da precipitação.

Pela figura 2a, verifica-se que, no mês de janeiro, no nível de 200 hPa, a AB está bem configurada sobre a Bolívia, juntamente com um cavado sobre o NEB. A figura 2b apresenta o comportamento da AB durante o outono, menos intenso e deslocado para norte. Pela figura 2c, observa-se que, durante o inverno, a AB não é identificada na alta troposfera. A figura 2d indica que, durante a primavera, a alta troposfera sobre a América do Sul apresenta características de anticiclone e cavado que evidenciam uma mudança nos padrões de circulação, tornando-a mais próxima dos padrões verificados durante o verão e outono (REBOITA et al., 2010).

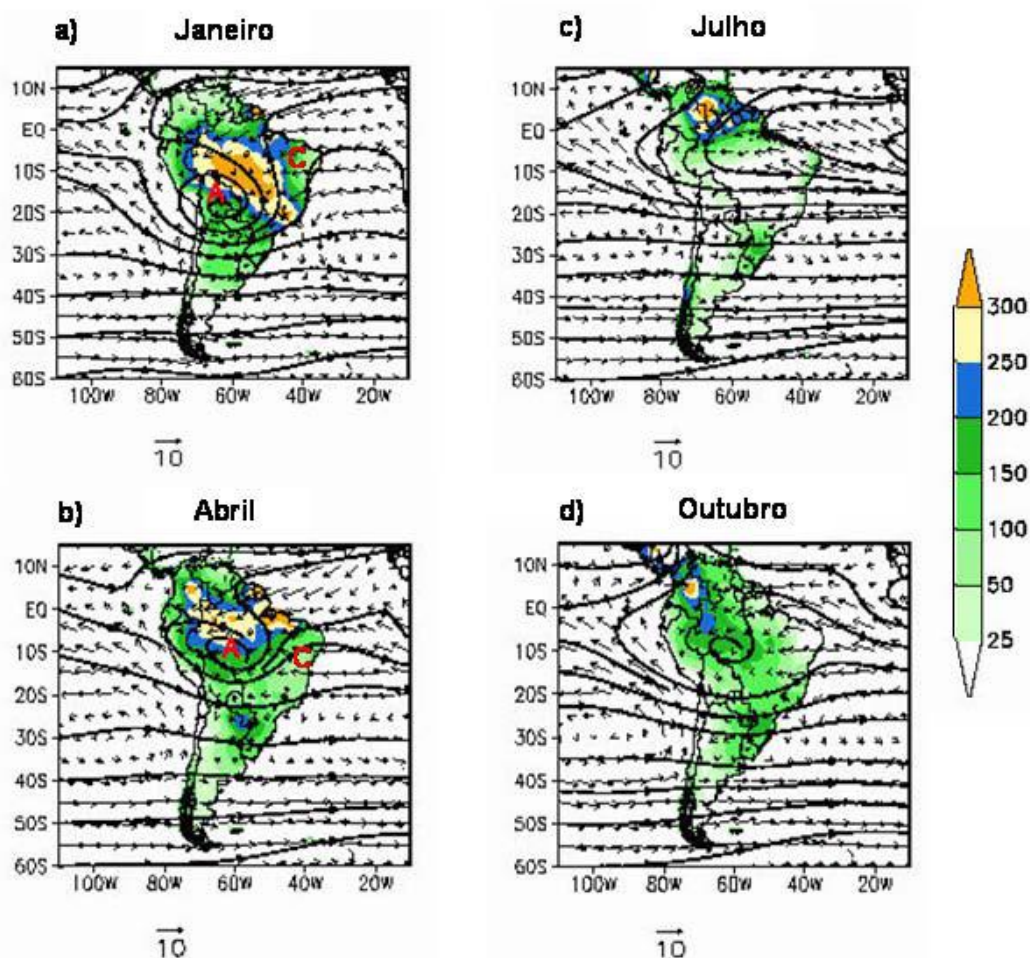


Figura 2: Precipitação média (mm; cores), vetor vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) em 925 hPa e linhas de corrente (linhas contínuas) em 200 hPa nos meses de janeiro (a), abril (b), julho (c) e outubro (d), no período de 1979 a 1995. A letra A (vermelho) indica o centro da circulação anticiclônica conhecida como Alta da Bolívia e a letra C o cavado do Nordeste do Brasil, ambos em 200 hPa. Fonte: Reboita et al. (2010)

A ZCAS é um sistema típico de verão, e é definida como uma banda de nebulosidade convectiva que se origina no noroeste da bacia Amazônica, estendendo-se até o sudeste do oceano Atlântico subtropical e passando pelo sudeste do Brasil (CARVALHO et al., 2004; YNOUE et al., 2017). Esse sistema permanece estacionário sobre tais regiões por períodos iguais ou superiores a três dias, exercendo importante papel no regime de chuvas das regiões Sul e Sudeste do Brasil (REBOITA et al., 2010).

O processo de formação da ZCAS está associado à junção de fatores como o transporte de calor e umidade da região amazônica para o sudeste do Brasil por um jato em baixos níveis da atmosfera; o ar úmido transportado do oceano Atlântico

Sul para o continente pelos ventos do setor noroeste do sistema de alta pressão subtropical do Atlântico Sul (ASAS); movimentos convectivos gerados pelo intenso aquecimento da superfície continental e, em alguns episódios, pode-se notar uma frente fria estacionária sobre o oceano Atlântico Sul conectando-se à ZCAS (YNOUE et al., 2017). A imagem do canal infravermelho do satélite geoestacionário GOES-13 (disponível em: <http://satelite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>), apresentada na figura 3, na qual se verifica uma banda de nebulosidade estendendo-se desde o sul da Amazônia até o oceano Atlântico subtropical, exemplifica um caso de ZCAS ocorrido no dia 26 de março de 2013.

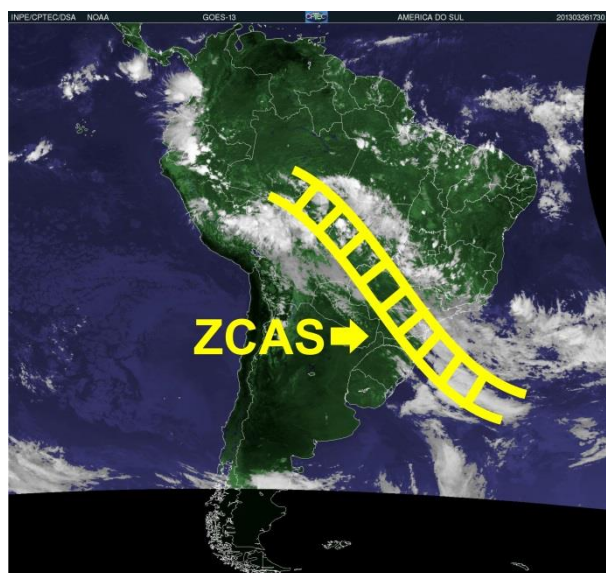


Figura 3: Imagem do dia 26/03/2013, às 17:30H UTC, do canal infravermelho do satélite geoestacionário GOES-13. Fonte: CPTEC (2017).

Outra característica da circulação atmosférica de verão na América do Sul é o seu comportamento monçônico (REBOITA et al., 2010; YNOUE et al., 2017). Entretanto, a reversão sazonal dos ventos (fator determinante da circulação de monção), sobre o continente sul-americano, não é observada nos mapas sazonais, sendo necessário remover a média anual da direção e intensidade do vento de seu valor sazonal (YNOUE et al., 2017). Característica típica de monção, a estação mais chuvosa é o verão, e tal fato é verificado na figura 4, que apresenta a precipitação média acumulada na América do Sul para o período de 1979-2008. Na climatologia de verão, observa-se que a precipitação atinge seus maiores valores acumulados e se estende do oeste da Amazônia até o sudeste do Brasil (YNOUE et al., 2017).

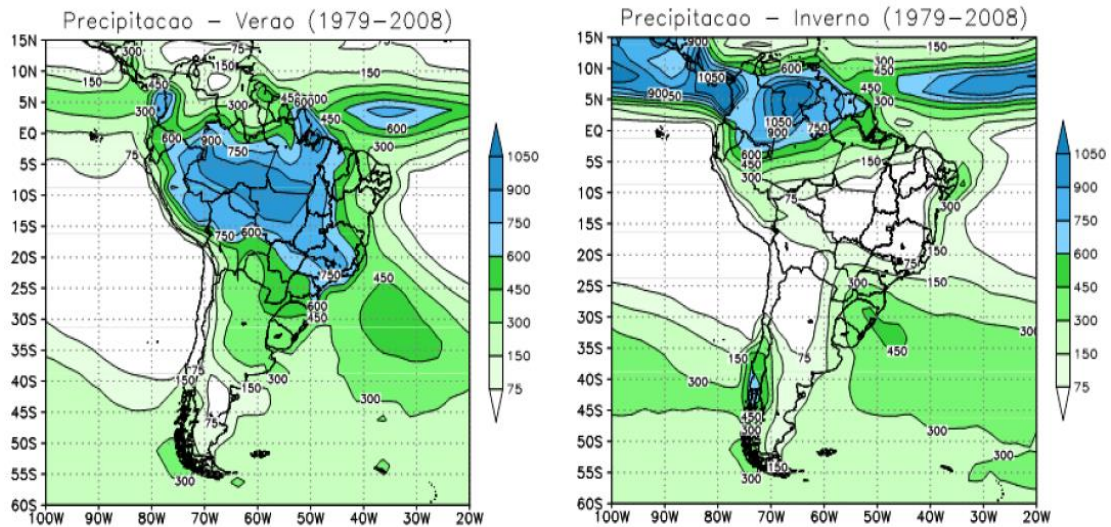


Figura 4: Média sazonal da precipitação (mm) na América do Sul entre 1979 e 2008 com base nos dados do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP). Fonte: adaptado de Reboita et al. (2012).

Em caráter ilustrativo, a figura 5 apresenta os sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul durante o verão, considerando-se a baixa e alta troposfera (REBOITA et al., 2010). Nota-se que, além dos sistemas descritos acima, há a atuação de diversos outros sobre a América do Sul.

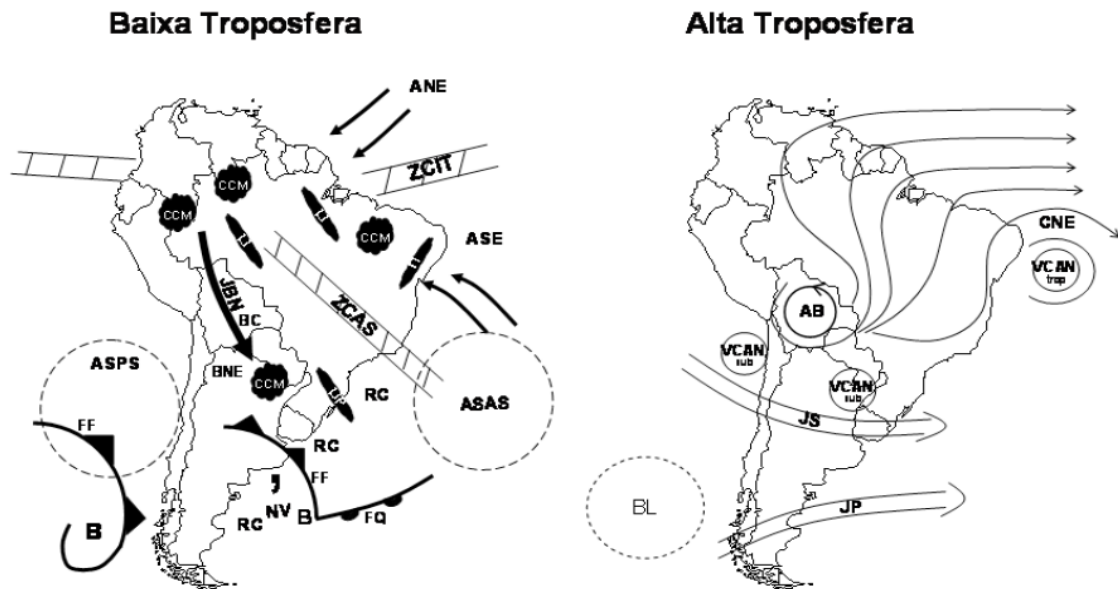


Figura 5: Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul. Em relação à baixa troposfera, tem-se: ventos alísios de nordeste (ANE), ventos alísios de sudeste (ASE), anticiclone subtropical do Atlântico Sul (ASAS), anticiclone subtropical do Pacífico Sul (ASPS), baixa pressão (B), baixa do Chaco (BC), região de baixas térmicas no noroeste argentino (BNE), complexo convectivo de mesoescala (CCM), frente fria (FF), frente quente (FQ), jatos de baixos níveis (JBN), linha de instabilidade tropical (LI), linha de instabilidade pré-frontal (LIP), nuvem vírgula (NV), regiões ciclogênicas (RC), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Em relação à alta troposfera, tem-se: alta da Bolívia (AB), região de bloqueios atmosféricos (BL), cavado do nordeste do Brasil (CNE), jato subtropical (JS), jato polar (JP), vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais (VCAN sub), vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais (VCAN trop). Fonte: adaptado de Reboita et al. (2010).

2.2 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs)

De acordo com Gan (1982), VCANs são sistemas de baixa pressão em grande escala, formados na alta troposfera e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que sua periferia. Outras denominações podem ser dadas a esses sistemas, como baixas frias da alta troposfera ou baixas desprendidas (GAN, 1982).

Os VCANs avaliados no presente trabalho formam-se em latitudes tropicais, e tais sistemas foram observados, primeiramente, por Palmer (1951) que, analisando campos de linhas de corrente em altos níveis, na região tropical do Hemisfério Norte, encontrou características nas baixas frias que as diferiam dos ciclones de alta troposfera até, então, conhecidos, formados em latitudes subtropicais. Entre essas características são citadas a formação dos sistemas acima de 9000 metros em baixas latitudes, a estacionariedade das baixas frias nas latitudes tropicais por longos períodos, e a intensificação dos sistemas durante sua passagem para latitudes mais altas.

Dentre os estudos pioneiros sobre VCANs nas cercanias do NEB, destaca-se o trabalho de Kousky e Gan (1981), que utilizaram imagens de satélite dos canais infravermelho e visível de 1975 a 1979, juntamente com dados das componentes zonal e meridional do vento, para análise da formação dos sistemas e sua distribuição sazonal. Entre os resultados, verificou-se máxima ocorrência de VCANs durante o mês de janeiro. Ainda, foi proposto um mecanismo de formação dos VCANs na região de estudo: um sistema frontal ao penetrar em latitudes mais baixas provocaria forte advecção de ar quente em seu lado leste, contribuindo para a amplificação da crista de nível superior, o que, conseqüentemente, amplificaria o cavado também a leste, originando, assim, o ciclone na alta troposfera (figura 6).

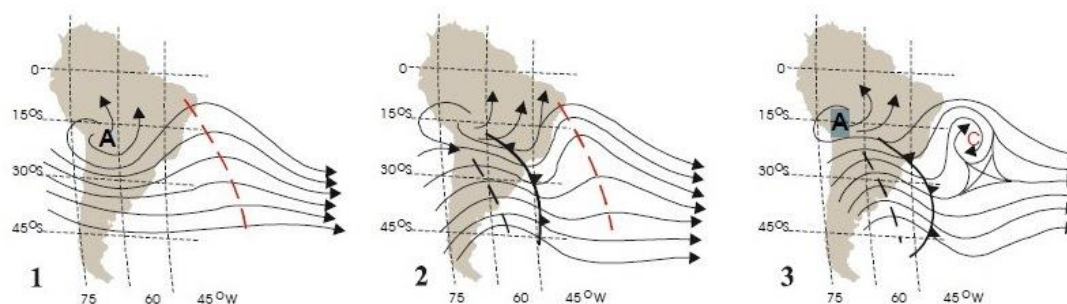


Figura 6: Sequência esquemática do processo de formação de um VCAN sobre o Atlântico Sul. Fonte: adaptado de Varejão e Silva (2005).

Neste mesmo estudo, os autores indicam que os VCANs são mantidos por uma circulação térmica direta, com movimentos verticais subsidentes de ar frio e seco no seu centro, e movimentos ascendentes de ar quente e úmido na periferia. Esta circulação promove a conversão de energia potencial em energia cinética, criando um gradiente horizontal de temperatura que é mantido pela perda radiativa no centro do vórtice, e pela liberação de calor latente na periferia do sistema. Este mecanismo é mostrado na figura 7, que apresenta um corte vertical esquemático do VCAN no Atlântico Sul Tropical. Sobre a nebulosidade associada aos VCANs, Kousky e Gan (1981) verificaram que há maior atividade convectiva na direção de seu movimento, com possível presença de nuvens cumulonimbus próximas ao centro, principalmente sobre áreas continentais que apresentam notável variação diurna de temperatura. A liberação de calor latente pela superfície terrestre, possivelmente, induz a uma dissipação dos VCANs quando estes passam sobre áreas continentais.

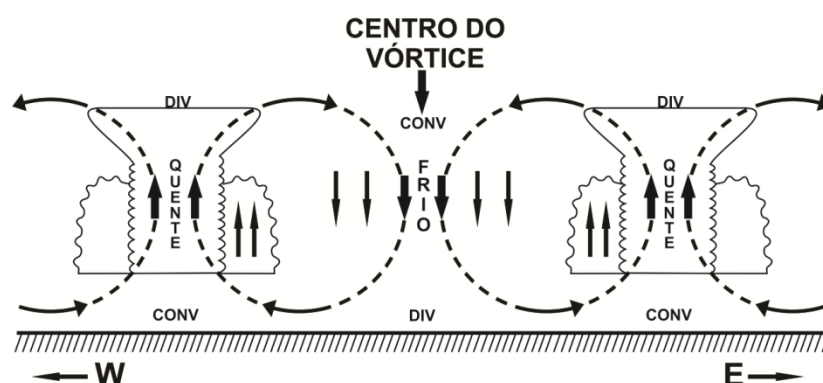


Figura 7: Corte vertical esquemático do vórtice ciclônico no Atlântico Sul. As setas verticais representam movimento vertical. Div e Conv são divergência e convergência, respectivamente. Fonte: adaptado de Kousky e Gan (1981).

Gan (1982), por meio de imagens de satélite do canal infravermelho de 1974 a 1981, e dados de temperatura e componente zonal e meridional do vento (para os níveis entre 1000 e 200 hPa), identificou os VCANs nas cercanias do NEB e observou maior ocorrência desses sistemas durante o verão, favorecida pelo escoamento na região da América do Sul, no nível de 200 hPa. Concluiu, também, que a formação dos VCANs estava relacionada a uma propagação de energia no sentido sudoeste-nordeste, já que a origem dos vórtices era precedida pela

intensificação de uma crista a sudoeste. Além disso, verificou que quando as baixas frias atingiam latitudes mais baixas, desconectavam-se do escoamento de oeste e tendiam a se mover para o oeste devido à advecção de vorticidade planetária.

Com a utilização de imagens de satélite e dados das componentes zonal e meridional do vento, Gan e Kousky (1986) realizaram um estudo climatológico sobre os VCANs em latitudes tropicais e subtropicais do Atlântico Sul, no período de setembro de 1974 a agosto de 1981, e verificaram que a maior frequência de formação de VCANs correspondia à época do ano em que o escoamento possuía maior componente meridional, no nível de 200 hPa, na região da América do Sul. Este perfil meridional no verão estava associado ao intenso aquecimento do continente, promovido pela forte advecção de ar quente no nível de 850 hPa oriunda da costa sudeste do Brasil. Esta advecção estava relacionada à aproximação de uma frente fria na região do Brasil. Assim, havendo forte advecção de ar quente no seu lado leste, amplificava-se a crista sobre o continente, em 200 hPa, o que, conseqüentemente, intensificava o cavado a jusante sobre o Oceano Atlântico Sul, formando-se, assim, o VCAN.

Rao e Bonatti (1987) investigaram a influência da instabilidade barotrópica na ocorrência de VCANs sobre o Atlântico Sul e cercanias do Brasil (em uma área compreendendo as longitudes de 20°W e 45°W, e latitudes entre o equador e 28.7°S) e, embora os cálculos tenham indicado a conversão de energia cinética de escoamento zonal em energia cinética de perturbação, a análise da instabilidade barotrópica de ventos zonais observados apresentou baixas taxas de crescimento. Isto sugere que outros processos como a liberação de calor latente, as variações diárias de intensidade do anticiclone sobre o continente do Atlântico Sul (Alta da Bolívia) e a interação com o escoamento de médias latitudes podem ser fatores importantes para a gênese de VCANs nessa região.

Ramírez et al. (1999), utilizando as componentes zonal e meridional do vento em 200 hPa, para os meses de verão do período de 1980 a 1989, avaliaram os padrões de circulação associados aos VCANs sobre o NEB e o Oceano Atlântico Tropical Sul (OATS), e concluíram que, dos 80 casos de VCANs observados, 57% originaram-se de acordo com o mecanismo de formação proposto por Kousky e Gan (1981). 27% dos VCANs identificados foram resultantes de um sistema de circulação anticiclônica sobre o Atlântico Tropical Sul e costa sul do Brasil, enquanto os 16%

restantes formaram-se devido à amplificação de cavados oriundos do Hemisfério Norte.

Paixão e Gandu (2000) buscaram novas informações sobre a formação e desenvolvimento dos VCANs ocorridos no verão de 1995-1996 sobre o OATS, e classificaram os 13 casos identificados de acordo com os seguintes mecanismos de formação:

- a) Formação clássica** – formação cujo mecanismo foi proposto por Kousky e Gan (1981), estando diretamente associado à intensificação da Alta da Bolívia (AB) e ao deslocamento de frentes frias para latitudes baixas.
- b) Formação alta** – neste tipo de mecanismo, o VCAN se forma devido à intensificação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), o que causa a formação da Alta do Atlântico Sul de Ar Superior (ATSAS) resultando na formação de um cavado a norte/noroeste do anticiclone.
- c) Formação africana I** – neste caso, o VCAN se forma devido à intensificação da convecção na África, que faz surgir um par de anticiclones em altos níveis. Esses anticiclones, aparentemente, provocam uma amplificação do cavado a oeste dos mesmos, formando o VCAN a sudoeste da bifurcação inter-hemisférica.
- d) Formação africana II** – neste tipo, o VCAN se forma devido ao desacoplamento em altos níveis de um cavado vindo da região sudoeste do Saara.

Dos 13 casos observados no período de estudo, cinco foram classificados como de formação clássica e os oito restantes apresentaram dois casos para cada uma das outras formações. Houve, ainda, casos em que, a princípio, atuava um mecanismo de formação e logo depois outro mecanismo predominava sobre o primeiro. Como existiu uma dificuldade em definir qual dos mecanismos dominava nesses casos, Paixão e Gandu (2000) atribuíram a eles o nome de formação mista.

Mishra et al. (2001) analisaram separadamente a estrutura horizontal e evolução de um fluxo de larga escala e de um vórtice ciclônico quase-estacionário sobre o NEB, a fim de avaliar a interação dinâmica entre os sistemas em 200 hPa no período pré-vórtice, correspondendo a quatro dias antes da origem do VCAN. No período de pré-formação do vórtice, foi encontrada uma região de intenso cisalhamento vertical do vento (entre 17.5°S e 7.5°S), com escalas meridional e zonal de 1000 e 3000 km, respectivamente, satisfazendo a condição necessária de

instabilidade barotrópica. Verificou-se que a região de forte cisalhamento do vento estava associada à intensificação da AB (cujas cristas possuíam deslocamento para leste) e à intensificação de um cavado sobre o OATS (com orientação zonal) e à presença de um cavado transiente sobre o Oceano Atlântico Equatorial.

Em outro estudo, Mishra e Rao (2001), com o objetivo de investigar os possíveis mecanismos de formação de um VCAN sobre o NEB, bem como as influências barotrópicas e convectivas no desenvolvimento e manutenção do vórtice, computaram o balanço diário das componentes zonal e de perturbação das energias cinética e potencial disponível (incluindo os termos de geração de energia potencial disponível, trabalho feito pelo ambiente sobre as fronteiras do domínio, dissipação de energia cinética, transportes meridionais de momento de perturbação e calor sensível), para um período de 10 dias, incluindo as fases de pré-formação e dissipação do sistema. Entre os resultados, concluiu-se que a manutenção dinâmica do VCAN, bem como a interação dinâmica entre o fluxo de grande escala e o vórtice inserido no mesmo ocorre, geralmente, na camada de 350-100 hPa. A manutenção térmica e a interação térmica entre o VCAN e o fluxo de maior escala se dá, geralmente, na camada de 500-100 hPa, e a intensidade do vórtice é maior na camada de 250-150 hPa. Verificou-se, também, que os processos de formação localizam-se, geralmente, em camadas superiores. Tais resultados foram revelados pelas distribuições verticais de conversão de energia cinética zonal em energia cinética de perturbação, conversão de energia potencial disponível de perturbação em energia cinética de perturbação e geração de energia disponível, evidenciando que a formação do vórtice estava associada a uma conversão barotrópica de energia cinética zonal em energia cinética de perturbação.

Silva (2005) avaliou as características e ocorrência de VCANs sobre o NEB em sete verões de 1994-2001, e sua influência sobre os níveis de precipitação na região, concentrando seu estudo em três áreas: noroeste do NEB, interior do estado da Bahia e interior do semiárido. De acordo com os resultados, quando o centro do VCAN está distante de 1000 a 2000 km da área em questão, nos setores nordeste, leste e sudeste (em relação à sub-região analisada), a frequência de chuva aumenta devido ao efeito da banda de nebulosidade convectiva na borda localizar-se a oeste do sistema. Quando a distância é menor que 1000 km ou maior que 2000 km, o efeito da banda convectiva é reduzido.

Satyamurty e Seluchi (2007), em seu estudo sobre os aspectos e estrutura de um VCAN nos subtrópicos da América do Sul, apresentam as principais características que distinguem os VCANs tropicais dos subtropicais. Entre as particularidades do VCAN tropical estão:

- movimento semiestacionário, com migração irregular e deslocamento preferencial de leste para oeste;
- seus principais mecanismos de formação e manutenção são a advecção de vorticidade planetária, liberação de calor latente, conversão de energia potencial em energia potencial de perturbação devido à subsidência de ar frio;
- seus padrões de tempo caracterizam-se por convecção na periferia com máximos diurnos durante a tarde e início da noite, máxima precipitação no quadrante leste em direção ao equador e ausência de nebulosidade no centro do vórtice;
- seu tempo de vida é de poucos dias a poucas semanas, geralmente se dissipando sobre o continente;
- maior frequência nos meses de verão austral (DJF) no Atlântico Tropical.
- os máximos de vorticidade ciclônica ($2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e anomalia negativa de temperatura ($-3,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$) são encontrados próximos ao nível de 200 hPa.

Costa (2010) avaliou a ligação entre os VCANs e a Corrente de Jato no NEB (CJNEB) no período de 1998 a 2007. A CJNEB é uma corrente de ventos fortes, localizada próxima a 200 hPa, entre as latitudes de 20°S e o equador (COSTA, 2010; REPINALDO, 2010). Tal corrente foi descrita por Virji (1981), que verificou na região entre a AB e o CNE, um pequeno máximo localizado de ventos com componentes meridionais com velocidades acima de $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. No estudo de Costa (2010), foram observados 214 VCANs próximos ao NEB, sendo 147 deles sobre o estado de Alagoas. 63% dos eventos de VCANs próximos a Alagoas foram associados com a CJNEB, com duração, em média, de três dias. VCANs foram observados em todos os meses (exceto no mês de julho), enquanto os VCANs associados à CJNEB não foram identificados nos meses de julho e setembro, sendo mais fortes no período mais quente, de novembro a março. As CJNEB associadas aos VCANs eram fracas, com velocidade do vento no centro do núcleo, em média,

de $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. A direção da CJNEB foi observada com maiores frequências nos sentidos de sul, oeste e sudeste.

Coutinho et al. (2010) desenvolveram um método objetivo para identificar VCANs na região tropical sul, através de dados de vorticidade relativa e componentes zonal e meridional do vento ao redor do centro dos sistemas, de 2002 a 2006. A identificação dos VCANs obtida por este método foi comparada com a obtida por uma análise visual dos campos atmosféricos. O método objetivo apresentou pequenas defasagens entre as posições dos vórtices. Isso se deve porque o método objetivo detectou a posição do sistema através do mínimo de vorticidade relativa ($-2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), enquanto a análise visual identificou a posição do vórtice pelo centro da circulação, sendo que este centro nem sempre coincidiu com o ponto de mínima vorticidade relativa, dado que a maioria dos sistemas não possui estrutura horizontal simétrica. Algumas características dos vórtices, como número de ocorrências, número de dias com atuação, posição, direção do deslocamento e região de formação, foram bem representadas pelo método objetivo, apesar deste superestimar o número de dias com VCANs no inverno e subestimar o número de dias com o sistema no verão. A maioria dos vórtices identificados pelo método foi formada na área que abrange a costa do Nordeste e o oceano Atlântico adjacente, compreendendo uma faixa latitudinal de 0°S a 20°S .

Em um estudo relacionando os efeitos de mudanças climáticas sobre as ocorrências de VCANs no NEB, Pinheiro (2015) avaliou a saída de modelos do IPCC /AR5/CMIP5 (*Intergovernmental Panel on Climate Change/Fifth Assessment Report/Coupled Model Intercomparison Project Phase5*) que melhor expressam a atuação dos VCANs na região, no clima passado e em cenários futuros, bem como sua influência sobre a precipitação. Para isso, foram realizados quatro estudos experimentais, sendo que no primeiro foram analisados 13 modelos de mudanças climáticas e selecionado o que melhor representava a atuação dos VCANs no NEB. O modelo selecionado foi o MIROC4h que, no segundo experimento, foi comparado com dados de reanálise para um período de 31 anos (1975-2005). No terceiro experimento, os cenários climáticos futuros do MIROC4h para o período de 21 anos (2015-2035) foram avaliados. E, no quarto experimento, foi analisada a contribuição dos VCANs na precipitação sobre o NEB através de dados de reanálise do NCEP/NCAR/DOE (*National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research/Department of Energy – USA*). Os resultados do estudo

apresentaram efetividade na simulação dos VCANs nos modelos de mudanças climáticas do CMIP5, tanto no clima passado quanto nos cenários futuros. Sobre a contribuição dos VCANs para a precipitação do NEB, o estudo indicou que, nos estados de Ceará, Piauí e Maranhão, os VCANs induziriam mais precipitação, enquanto nos estados de Alagoas e Sergipe os VCANs induziriam menos precipitação. A projeção de cenário futuro para os VCANs apresentou um desvio negativo de 8,97% na ocorrência desse fenômeno no NEB e cercanias, para o período de 2015 a 2035, o que poderia reduzir a precipitação em até 4,08% sobre o NEB no período avaliado.

Morais (2016), utilizando uma climatologia de 1984 a 2013, desenvolveu um estudo observacional e numérico da estrutura físico-dinâmica dos VCANs no Nordeste brasileiro. Entre os resultados, destacam-se a maior intensidade e variabilidade dos sistemas na camada 200-500 hPa, predominância de sistemas que permanecem na camada de 200 hPa durante o desenvolvimento e percurso total de até 2000 km para a maioria dos VCANs. Em outra etapa deste estudo, avaliou-se 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). Verificou-se que os vórtices profundos (vórtices com profundidade máxima de até 1000 ou 925 hPa) possuem consideráveis variações horizontais de vento, temperatura, umidade e ômega entre o centro e a periferia do sistema, acima do nível de 700 hPa. Nos vórtices lentos (vórtices com velocidade média menor que $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) e rápidos (vórtices com velocidade média maior que $14,4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), essas variações horizontais são menos intensas. Além disso, os vórtices profundos são mais intensos e estão associados à intensa precipitação, enquanto os vórtices rasos (vórtices com profundidade máxima de até 250 hPa) são mais fracos e associados à precipitação amena.

Reboita et al. (2017) realizaram um estudo sinótico e numérico do ciclo de vida de um VCAN ocorrido entre os dias 31 de outubro e 7 de novembro de 2015 sobre o NEB, que favoreceu a estiagem sobre grande parte da região. O modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) foi utilizado, a fim de averiguar sua eficácia em simular o ciclo de vida do VCAN. Verificou-se que a formação do VCAN estava associada ao escoamento atmosférico corrente abaixo da AB, e à presença de uma frente fria, de acordo com o modelo de formação proposto por Kousky e Gan (1981), enquanto que a dissipação do sistema deu-se devido ao enfraquecimento

das temperaturas frias no núcleo do VCAN. Observou-se, também, que o WRF reproduziu a trajetória do VCAN para oeste de forma semelhante à obtida na reanálise do ERA-Interim, entretanto, no estágio de dissipação, o WRF simulou um sistema com maior intensidade (medida pela vorticidade relativa ciclônica), enquanto na reanálise o VCAN manteve-se mais fraco.

Morais e Gan (2017) avaliaram duas climatologias de VCANs sobre o NEB, realizadas durante os 30 anos de existência do Climanálise, obtidas por Coutinho (2008) e Moraes (2016). Embora as climatologias tenham apresentado uma diferença média anual, dado que o método automático de localização dos sistemas foi executado com dados, período e áreas diferentes para as duas análises, ambas evidenciaram que a maioria dos VCANs dura de 1 a 4 dias em todas as estações do ano. Apesar da predominância de vórtices que permanecem no nível de 200 hPa nos estágios do ciclo de vida e estações do ano, houve maior frequência de casos que atingiram maior extensão vertical até o nível de 300 hPa na primavera e outono e até 400 hPa no verão. No inverno, não foram verificados VCANs com profundidade abaixo de 700 hPa. A maior parte dos vórtices percorre uma distância total de 2000 km, sendo que no inverno o valor máximo pode alcançar 4000 km, enquanto na primavera e verão o vórtice pode percorrer distâncias superiores a 6000 km. De forma geral, as climatologias apresentaram predomínio de VCANs com tempo de vida, profundidade e distância total percorrida maiores na primavera e verão.

2.2.1 Climatologia

Características climatológicas dos VCANs no NEB como tempo de vida, direção preferencial de deslocamento, meses preferenciais de ocorrência e distância percorrida foram analisadas em diversos estudos e são apresentadas nesta seção para efeito de comparação.

Kousky e Gan (1981) verificaram que os vórtices formavam-se, principalmente, durante o verão, sendo o mês de janeiro o de máxima atividade. Este mesmo período de intensa formação de VCANs também foi identificado por Gan (1982), Gan e Kousky (1986) e Ramírez et al. (1999). Dado que o tempo de vida dos vórtices varia de acordo com as estações do ano, Ramírez et al. (1999) avaliaram uma série de VCANs entre os anos de 1980 e 1989, considerando todos

os meses do ano, e concluíram que os sistemas com menor tempo de duração ocorrem nos meses de maio, junho e setembro, enquanto os meses de verão concentram os vórtices com maior tempo de vida. Neste estudo, foi encontrado um tempo de vida médio para os VCANs de 6,8 dias. Coutinho (2008), utilizando método objetivo de identificação dos VCANs no NEB, analisou a climatologia dos vórtices de 1979 a 2006, concluindo que 75% dos eventos identificados tiveram duração de 2 a 4 dias. Moraes (2016), que utilizou a mesma metodologia objetiva de identificação para o período de 1984 a 2013, concluiu que a maior parte dos VCANs tem vida de 1 a 3 dias, período de duração também encontrado no estudo de Reboita et al. (2010), no qual cerca de 80% dos casos observados na camada de 200 hPa possuíam este tempo de duração. Moraes (2016) investigou a distância total percorrida pelos vórtices, e os resultados indicaram que a maioria dos sistemas percorre uma distância de, no máximo, 2000 km em todas as estações do ano, entretanto, durante o verão, o percurso total pode alcançar até 11000 km, apontando que os VCANs tendem a percorrer distâncias maiores nos meses mais quentes. Além disso, os resultados mostraram que VCANs com tempo de vida mais longo tendem a percorrer distâncias maiores, enquanto sistemas com tempo de vida mais curto percorrem distâncias menores. Sobre a direção preferencial de deslocamento dos vórtices durante o verão, os resultados de Moraes (2016) apontaram para uma maior ocorrência de VCANs estacionários (26,3%), seguidos de VCANs que se movimentam para oeste (18,2%). Reboita et al. (2010) verificaram que, na camada de 200 hPa, 54,5% dos VCANs identificados com os dados do NCEP-NCAR moveram-se para o quadrante oeste, enquanto 55,5% dos casos observados com os dados do ERA-40 deslocaram-se para o mesmo quadrante. Sobre os VCANs estacionários, neste estudo verificou-se maior frequência dos sistemas na camada de 200 hPa, sendo mais identificados pelos dados do NCEP-NCAR.

2.2.2 Características Sinóticas

Em estudos sobre VCANs, costuma-se analisar as características sinóticas associadas a esses sistemas, como meio de avaliar as propriedades meteorológicas que acompanham os vórtices em seus diferentes estágios de vida. Variáveis como temperatura, vorticidade relativa, nebulosidade e linhas de corrente são utilizadas para se identificar as condições atmosféricas em diferentes níveis associadas à

atuação dos vórtices, em todo seu ciclo. Para isso, faz-se uso, principalmente, de imagens de satélites e campos de dados atmosféricos. Kousky e Gan (1981), em seu estudo de caso de 25 de fevereiro a 20 de março de 1978, apresentaram o perfil vertical do desvio zonal de temperatura, em uma área abrangendo o centro do vórtice, e tal campo evidenciou a natureza mais fria do centro do sistema (figura 8a). Em geral, temperaturas mais frias são encontradas nos níveis médios da troposfera, enquanto as temperaturas na superfície são pouco afetadas pela presença do vórtice (KOUSKY e GAN, 1981). Neste mesmo estudo, uma seção temporal-longitudinal da componente vertical da vorticidade absoluta em 200 mb, centrada na latitude 15°S, para o período de 1 a 16 de março de 1978 (figura 8b), indicou que, nos primeiros dias, o vórtice apresentou deslocamento para o quadrante leste e, a partir do dia 5, moveu-se, predominantemente, para o quadrante oeste. Durante os 15 primeiros dias, observa-se que o vórtice possuiu uma circulação ciclônica bem definida, tornando-se mais alongado e difícil de detectar a partir do dia 16 de março (KOUSKY e GAN, 1981).

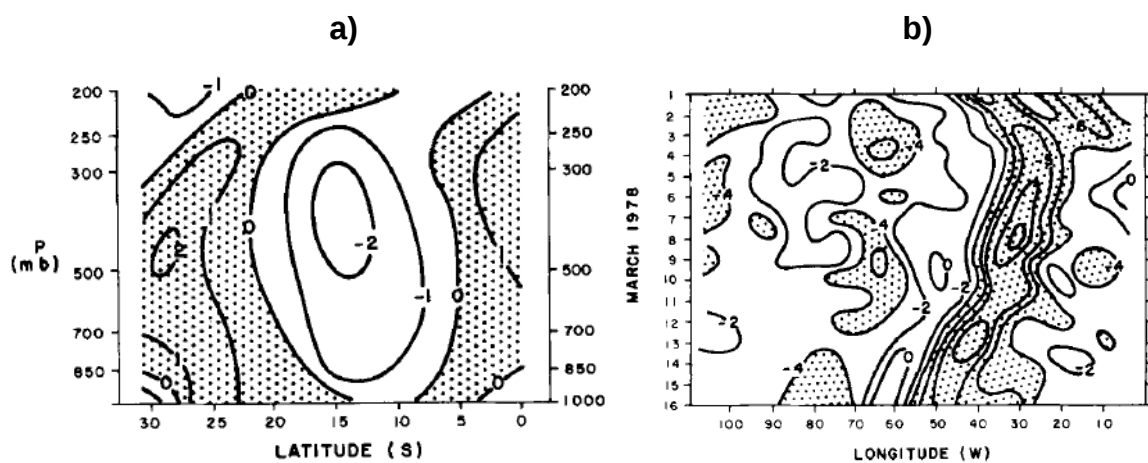


Figura 8: a) corte da seção vertical norte-sul dos desvios zonais de temperatura (°C) para 12 de março de 1978, na longitude 40°W. b) seção temporal-longitudinal da componente vertical da vorticidade absoluta ($\zeta + f$), para 15°S em 200 mb, para o período de 1 a 16 de março de 1978.

Áreas sombreadas correspondem a regiões de vorticidade relativa ciclônica (10^{-5} s^{-1}).

Fonte: Kousky e Gan (1981).

Morais (2016), através de campos compostos, avaliou o comportamento de variáveis atmosféricas em toda a troposfera, do centro à periferia, de quatro grupos de VCANs (profundos, rasos, lentos e rápidos), de acordo com seus diferentes estágios de vida. Dentre os vários campos compostos utilizados neste estudo, os

campos compostos de vento horizontal e vorticidade relativa no nível de 200 hPa indicaram que, no estágio de intensidade máxima, os VCANs mantêm um formato mais alongado com orientação noroeste-sudeste (figuras 9a,c). Na dissipação (figuras 9b,d), os vórtices apresentam-se mais circulares, devido ao enfraquecimento do vento que os circunda, principalmente na região entre o setor nordeste da AB e o setor sudoeste do VCAN (MORAIS, 2016).

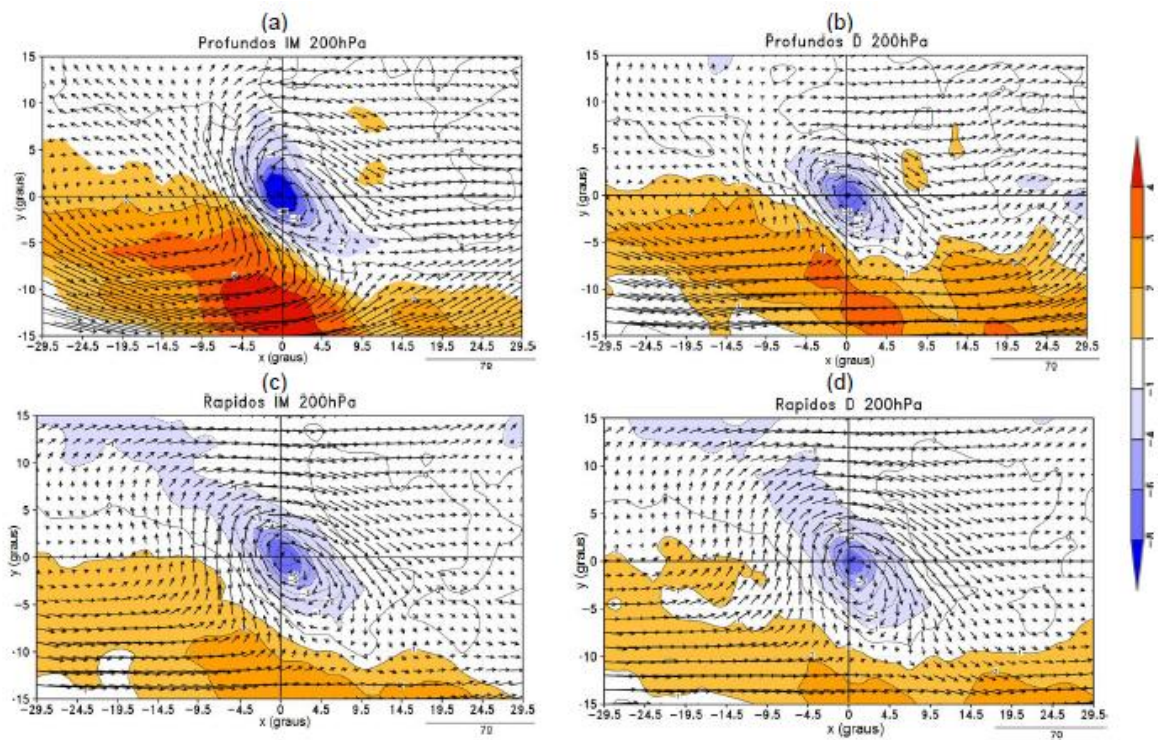


Figura 9: Campos compostos do vento horizontal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}) no nível de 200 hPa para VCANs profundos e rápidos, nos horários de intensidade máxima (a,c) e dissipação (b,d). O centro do VCAN (0,0) está no cruzamento das retas. As escalas em x e y informam a largura do espaçamento ($^{\circ}$), a partir desse centro. Fonte: MORAIS (2016).

REBOITA et al. (2017) analisaram as características sinóticas dos diferentes estágios de vida de um VCAN ocorrido entre os dias 31 de outubro e 7 de novembro de 2015 – que contribuiu para condições secas sobre grande parte do NEB – com a utilização de campos compostos de diversas variáveis atmosféricas como temperatura do ar, linhas de corrente, altura geopotencial, umidade específica, vorticidade relativa ciclônica, vorticidade potencial, movimento vertical, além de imagens de satélite. Na fase de formação do VCAN, observou-se que as linhas de corrente em 300 hPa tornaram-se fechadas, indicando a presença de um vórtice no

interior do cavado (figura 10a). O perfil vertical de divergência de massa (figura 10b) revelou que, entre 300 e 200 hPa, houve predomínio de convergência na região do centro do VCAN, e a leste e oeste desse, houve divergência. Na região em que ocorreu convergência de massa, houve movimentos subsidentes, enquanto na região com divergência de massa, ocorreram movimentos ascendentes. Na fase de dissipação, verificou-se que o VCAN possuía umidade tanto em seu centro quanto nas periferias (figura 10c), característica que pode estar associada à instabilidade atmosférica, dado que o núcleo do VCAN em altos níveis é frio e as camadas abaixo são mais quentes, gerando flutuabilidade e movimentos ascendentes (REBOITA et al, 2017). Para reiterar essa hipótese, movimentos ascendentes foram observados na região do centro do VCAN (figura 10d).

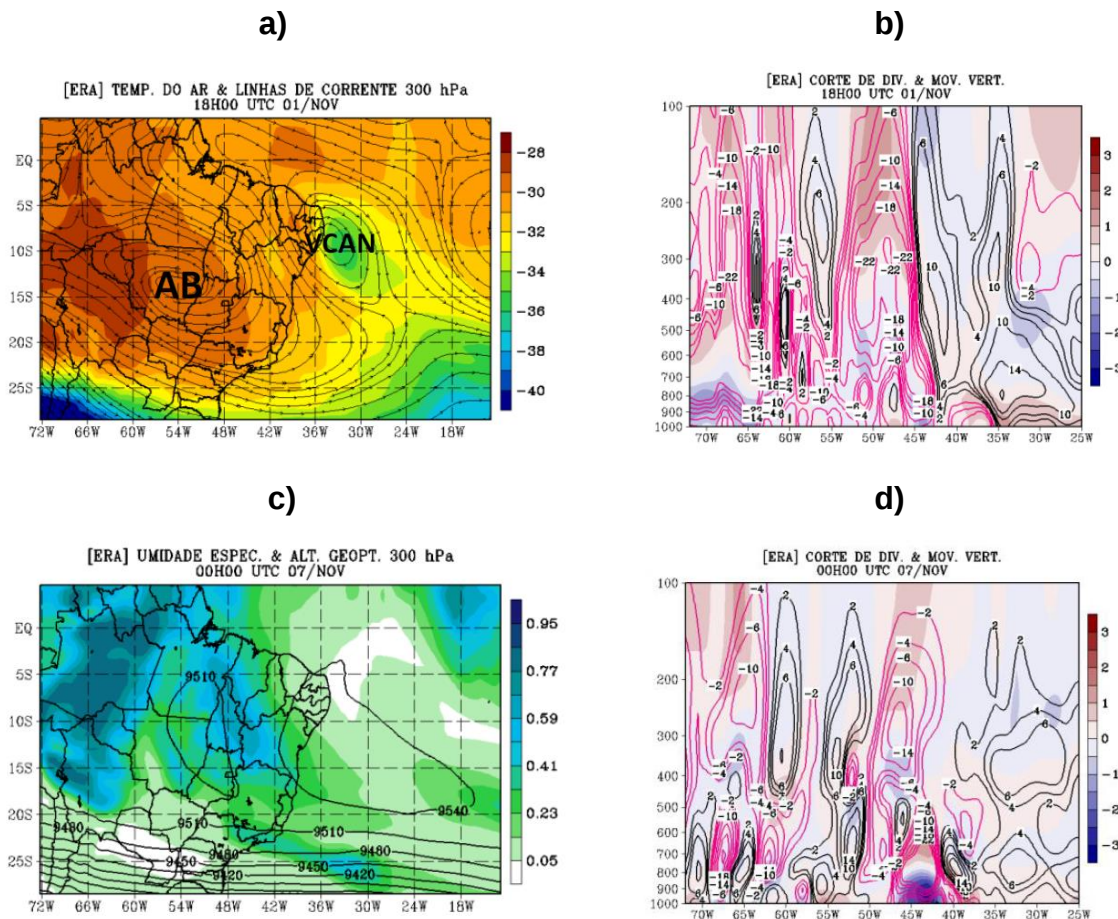


Figura 10: a) campos de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e linhas de correntes ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) em 300 hPa, no estágio de formação do VCAN; b) perfil vertical zonal (latitude de 10°S) de divergência horizontal do vento (10^{-5} s^{-1}) no centro do VCAN e movimento vertical no estágio de formação do VCAN; c) umidade específica ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) e altura geopotencial (m) em 300 hPa na fase de dissipação do VCAN; d) perfil vertical zonal (latitude de 10°S) de divergência horizontal do vento (10^{-5} s^{-1}) no centro do VCAN e movimento vertical no estágio de dissipação do VCAN. Fonte: REBOITA et al. (2017).

2.2.3 VCANs e a Vorticidade Potencial

Além dos métodos de identificação de VCANs anteriormente descritos, como aqueles baseados em características como mínimos de vorticidade relativa ciclônica e desvios zonais de temperatura, os vórtices também podem ser detectados através do máximo (em módulo) de vorticidade potencial, em superfícies isentrópicas (HOSKINS et al., 1985; BROWNING, 1993; PRICE e VAUGHAN, 1993; NIETO et al., 2008).

O conceito de vorticidade potencial pode ser entendido como o potencial de um fluido para a criação de vorticidade, mudando-se de latitude e considerando-se um movimento adiabático e sem fricção (HOSKINS et al., 1985). A vorticidade potencial isentrópica (VPI) é uma variável conservativa, definida como o produto da vorticidade absoluta pela estabilidade estática (FUNATSU, 1999; REBOITA, 2008). A VPI pode ser um importante traçador da origem de massas de ar e, particularmente, dos movimentos verticais, pois ela tem valores altos na estratosfera, favorecidos pelos elevados valores de estabilidade estática do ar estratosférico, decorrentes da ausência de movimentos convectivos e turbulência (BERNADET e DIAS, 1989; REBOITA, 2008). Por isso, a identificação de regiões de altos valores de VPI na troposfera é um indicativo de intrusão de ar de origem estratosférico (BERNADET e DIAS, 1989), pois, o ar estratosférico, ao deslocar-se para a troposfera, alonga sua coluna vertical (pelo efeito de *stretching*), aumentando sua vorticidade relativa ciclônica (em valor absoluto), a fim de manter sua VPI em uma região de menor estabilidade estática (REBOITA, 2008). Assim, a VPI auxilia na identificação de regiões favoráveis à formação ou intensificação de anomalia ciclônica na média e baixa troposfera (REBOITA, 2008; REBOITA e VEIGA, 2017).

A equação da VPI define-se como:

$$VPI = -g(\zeta_0 + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (1)$$

em que g é a aceleração da gravidade, ζ_0 a componente vertical da vorticidade relativa isentrópica, f a vorticidade planetária e $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ a estabilidade estática. A VPI é dada em UVP (unidades de vorticidade potencial), sendo que 1 UVP corresponde a

$10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{Kg}^{-1}$. Dado que a razão $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ tende a aumentar (em valor absoluto) nas proximidades da estratosfera, o módulo da VPI crescerá, o que facilita a distinção entre troposfera e estratosfera, em termos de vorticidade potencial (REBOITA, 2008). Valores (em módulo) menores que $\approx 1,5$ UVP são associados ao ar troposférico, enquanto valores maiores estão associados ao ar estratosférico (POSTEL e HITCHMAN, 1999; REBOITA, 2008).

Bandas com intensos gradientes de VPI coincidem com as correntes de jato e agem como canais de ondas para a propagação das ondas de Rossby entre os extratropicos-trópicos (SCHWIERZ et al., 2004). Quando essas ondas planetárias de grande estrutura horizontal apresentam amplitudes significativas, elas quebram nesses canais e atuam no transporte atmosférico entre subtrópicos e trópicos (BARBOSA, 2006). Em cartas sinóticas de vorticidade potencial na alta troposfera/baixa estratosfera, a quebra da onda de Rossby é observada como “línguas” de alta VPI de escala sinótica, esticadas do vórtice polar na direção tropical e advectadas isentropicamente para dentro das latitudes tropicais (BARBOSA, 2006). Ela caracteriza-se por uma rápida deformação, na ordem de um dia, da vorticidade potencial (BARBOSA, 2006). Um exemplo ilustrativo da caracterização da quebra da onda de Rossby sobre o OATS é apresentado na figura 11.

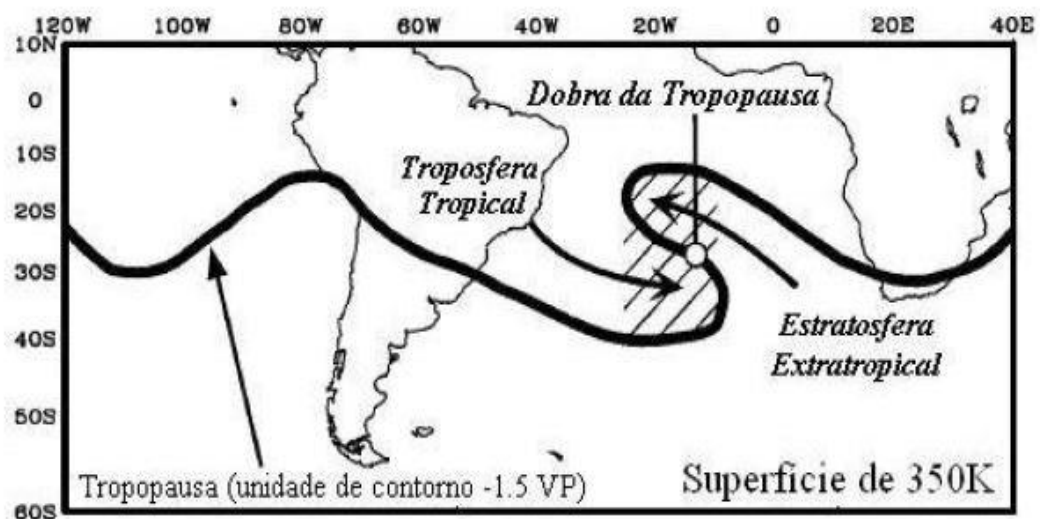


Figura 11: Esquema da quebra da onda de Rossby sobre o OATS na superfície isentrópica de 350 K. O contorno grosso representa a tropopausa. Fonte: Barbosa (2006), adaptado de Postel e Hitchman (1999).

A quebra da onda de Rossby na troposfera superior (próxima à tropopausa) pode induzir a pronunciadas incursões de ar estratosférico para o sul, favorecendo a formação do vórtice ciclônico (APPENZELLER et al., 1996; NIETO et al., 2008). Em latitudes médias, a gênese desses vórtices pode ser vista como o deslocamento de uma região de alta VPI de sua fonte polar (PRICE e VAUGHAN, 1993), o que, eventualmente, impulsiona o desprendimento de uma área de baixa pressão (NIETO et al., 2008). Assim, vórtices ciclônicos podem estar associados com intensa troca de ar entre estratosfera e troposfera (APPENZELLER et al., 1996; KENTARCHOS et al., 1998).

Eventos de quebra da onda de Rossby que transportam línguas de ar dos subtrópicos para os trópicos, atingindo as latitudes de 10°N e 10°S, misturando o ar subtropical e tropical, são denominados eventos de intrusão (WAUGH e POLVANI, 2000). Eventos de intrusão são caracterizados por línguas de alta VPI, geralmente na camada isentrópica de 350 K ($\approx$ 200 hPa nos trópicos), que penetram na região tropical, influenciando a umidade e convecção nesta região (BARBOSA, 2006).

Há poucos estudos que analisem a associação de eventos de intrusão de VPI à formação de VCANs nas cercanias do NEB. Rao et al. (2007) avaliaram as variações interanuais de intrusões de alta VPI em 10°S na troposfera superior, durante os meses de novembro a março de 1980 a 1998, e encontraram uma correlação negativa entre esses eventos de intrusão e a precipitação sobre o NEB. Segundo os autores, maiores intrusões contribuem para a formação de vórtices ciclônicos sobre o NEB, ocasionando convergência na alta troposfera e divergência em níveis mais baixos, inibindo a convecção e precipitação sobre o NEB. Alves et al. (1996) e Alves (2001) analisaram as características de VCANs ocorridos sobre o NEB, e observaram que a estrutura termodinâmica vertical de tais sistemas era semelhante à observada em ciclones de latitudes médias do HN, com aquecimento na alta troposfera e resfriamento na baixa e média troposfera, bem como intrusão de VPI em direção a níveis mais baixos, resultante de um movimento de ar estratosférico. Por isso, os autores sugerem que VCANs de origem tropical podem estar embebidos em oscilações baroclínicas de grande escala que cruzam a América do Sul, sobre a região limítrofe, entre as latitudes subtropicais e tropicais.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

A área analisada neste estudo está compreendida entre as latitudes 10°N-30°S e longitudes 0°-80°W (figura 12), de forma que seja possível não só visualizar a atuação dos VCANs nas cercanias do NEB, como também de diferentes sistemas sinóticos como a AB, o cavado do Nordeste (CNE), a ZCIT, a ZCAS e a ASAS.

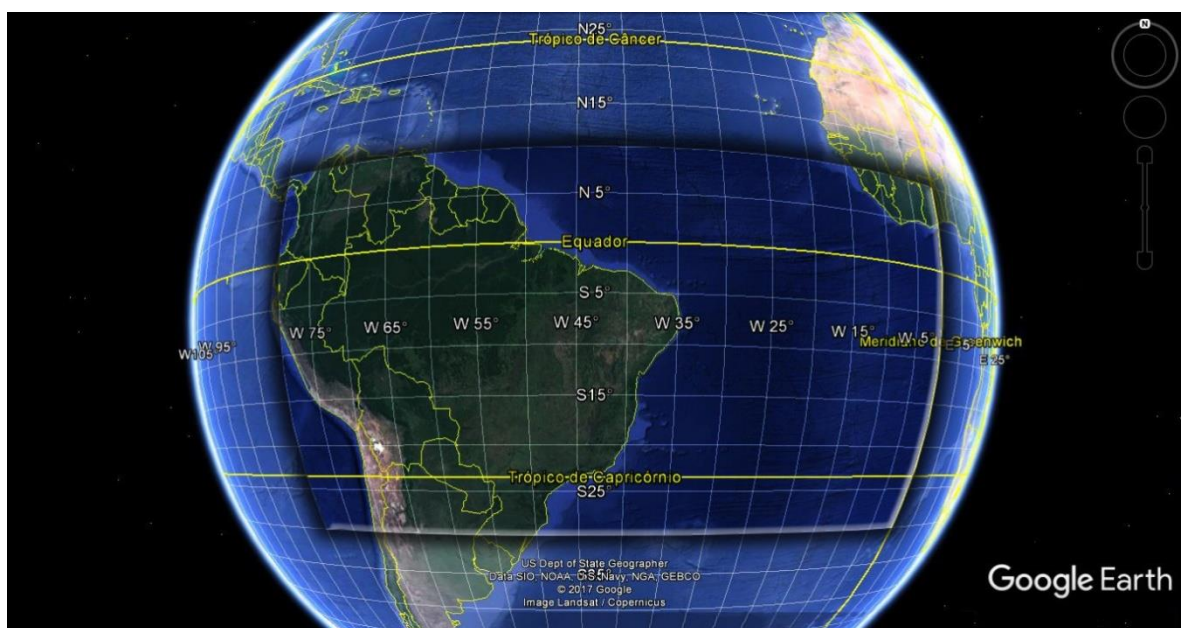


Figura 12: Área analisada para identificação dos VCANs (quadro sombreado em destaque).

3.2 Dados e variáveis atmosféricas para identificação dos VCANs

Para identificação e análise dos VCANs, as variáveis atmosféricas utilizadas foram temperatura do ar, componentes zonal e meridional do vento, umidade específica, altura geopotencial, vorticidade relativa e movimento vertical. Tais variáveis foram obtidas da reanálise ERA-Interim (DEE et al., 2011) - disponíveis em <https://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim> -, com resolução espacial de 0,75° de latitude por 0,75° de longitude, frequência temporal de 6 horas, em 12 níveis atmosféricos (1000, 950, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 200 e 100 hPa) e período de dezembro de 2005 a fevereiro de 2016. A fim de avaliar as condições de precipitação associadas aos vórtices, foram utilizados dados de

precipitação diária do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) - disponíveis em <ftp://meso.gsfc.nasa.gov/pub/1dd-v1.2/> -, com resolução espacial de 1°. O período sazonal de estudo se restringiu aos meses de verão austral (DJF), dado que a frequência de VCANs é maior nestes meses (KOUSKY e GAN, 1981; GAN, 1982; GAN e KOUSKY, 1986; RAMÍREZ et al., 1998).

3.3 Metodologia para identificação dos VCANs

Para a detecção dos VCANs, foi calculado o desvio zonal de temperatura no nível de 200 hPa, a fim de detectar os núcleos de centro mais frio, e plotadas linhas de corrente para a mesma camada atmosférica, com o objetivo de identificar as circulações ciclônicas fechadas, bem como a ocorrência de cristas e cavados. A escolha do nível de 200 hPa para a identificação dos vórtices se deve ao fato de uma maior frequência de VCANs ser observada durante o verão nesta camada atmosférica (KOUSKY e GAN, 1981; GAN, 1982; SATYAMURTY e SELUCHI, 2007). Este período de maior incidência de vórtices coincide com a época do ano em que o escoamento, no nível de 200 hPa, na região da América do Sul, é mais meridional. Tal escoamento é caracterizado por um centro de alta pressão na região da Bolívia e um cavado sobre o OATS, condições estas que favorecem a formação das baixas frias (KOUSKY e GAN, 1981; GAN, 1982).

Após a construção das imagens, os VCANs foram registrados considerando-se, principalmente, três aspectos: 1) existência de núcleos com temperatura mais fria; 2) associação desses núcleos a linhas de corrente com circulação ciclônica fechada; 3) circulações ciclônicas fechadas de centro mais frio com tempo de vida mínimo de 24 horas. A partir dos critérios apresentados, foi possível identificar os VCANs e suas características como o tempo de vida médio dos sistemas, o sentido de deslocamento dos vórtices e a área de atuação dos mesmos.

A figura 13 exemplifica o método de detecção dos VCANs através da análise subjetiva de campos sobrepostos de linhas de corrente e desvio zonal de temperatura. Pela figura, verifica-se um cavado profundo no nível de 200 hPa atuando sobre o OATS, próximo ao litoral do NEB (indicado pela seta vermelha CNE), com formato de letra ômega, cujo centro possui circulação ciclônica fechada e está localizado sobre a latitude 12°S e longitude 32,5°W (indicado pela seta vermelha VCAN). Próximo ao centro ciclônico, nota-se um núcleo de temperatura

mais fria, com desvio negativo de 3 °C. Como descrito no estudo de Coutinho et al. (2010), o centro de circulação ciclônica não, necessariamente, coincide com o centro de mínima vorticidade relativa, visto que a maioria dos VCANs não possui estrutura horizontal simétrica. Por conseguinte, deduz-se que, para a caracterização do vórtice no presente trabalho, a posição do centro de circulação ciclônica não precisa, obrigatoriamente, coincidir com a posição do centro do núcleo de temperatura mais fria. Ainda, na figura 13, observa-se a AB bem configurada sobre o continente, e sua circulação associada ao CNE, evidenciando o tipo de formação clássica proposto por Kousky e Gan (1981) para o vórtice detectado. Para este estudo, foram catalogados os vórtices com duração de, pelo menos, 24 horas (ou quatro tempos consecutivos), e as posições dos sistemas foram identificadas pela verificação das coordenadas geográficas do centro da circulação ciclônica em cada tempo de atuação.

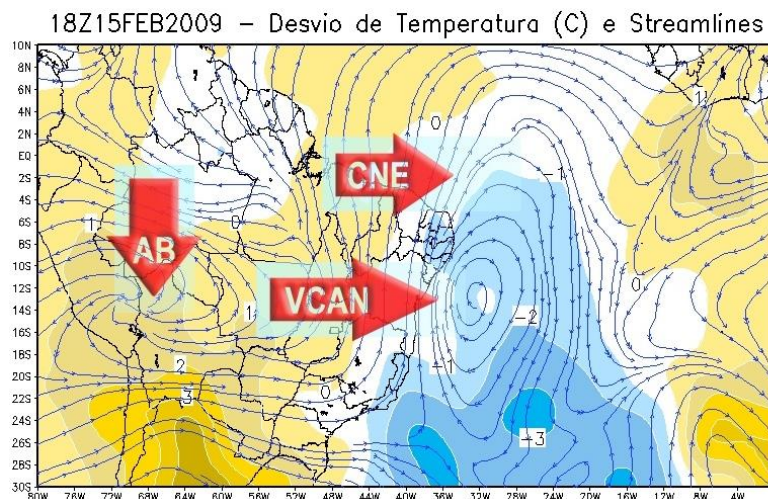


Figura 13: Identificação de VCAN através de campos sobrepostos de linhas de corrente e desvio zonal de temperatura (°C, em cores).

Coutinho (2008) comparou os métodos subjetivos de identificação de VCANs através da análise de imagens de satélite do canal vapor d'água e dos campos de vento e vorticidade relativa entre os anos de 2002 e 2006, e os resultados indicaram que, pela avaliação de imagens de satélite, foram identificados 118 sistemas em 539 dias de análise, enquanto pelo método de detecção através de linhas de corrente e vorticidade, foram observados 135 VCANs em 567 dias de atuação. Portanto, os resultados mostraram que, apesar da aparente tendência da análise de campos superestimar a ocorrência de VCANs, tal método constitui uma eficaz ferramenta de identificação dos vórtices por meio de dados de reanálises.

3.4 Metodologia para análise da vorticidade potencial

Como dito anteriormente, há uma escassez de estudos que analisem a possível influência de eventos de intrusão de VPI na formação de VCANs nas cercanias do NEB. Em geral, os estudos investigam os impactos dos eventos de intrusão de VPI sobre a formação de ciclones em superfície, bem como sobre a precipitação nas cercanias do NEB (BERNADET e DIAS, 1989; FUNATSU, 1999; BARBOSA, 2006; RAO et al., 2007; IWABE, 2008; CRESPO, 2015). Assim, com o objetivo de avaliar os eventos de intrusão de VPI e sua relação com a formação de VCANs nas cercanias do NEB, foram usados dados dessa variável, obtidos da reanálise ERA-Interim (DEE et al., 2011) - disponíveis em <https://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim>. Os dados de VPI utilizados foram de dezembro de 2005 a fevereiro de 2016, com resolução espacial de $0,75^\circ$, para a superfície isentrópica de 350 K, considerando-se apenas o horário sinótico de 12Z para todos os dias da série.

A área analisada para os eventos de intrusão de VPI foi dividida em quatro quadrantes, classificados como quadrantes 1, 2, 3 e 4 (figura 14). O quadrante 1 corresponde à área compreendida entre 0° - 10° S e 30° W- 45° W; o quadrante 2 corresponde à área limitada entre 0° - 10° S e 15° W- 30° W; o quadrante 3 engloba a área entre 10° S- 20° S e 30° W- 45° W e, por fim, o quadrante 4 compreende a área entre 10° S- 20° S e 15° W- 30° W.

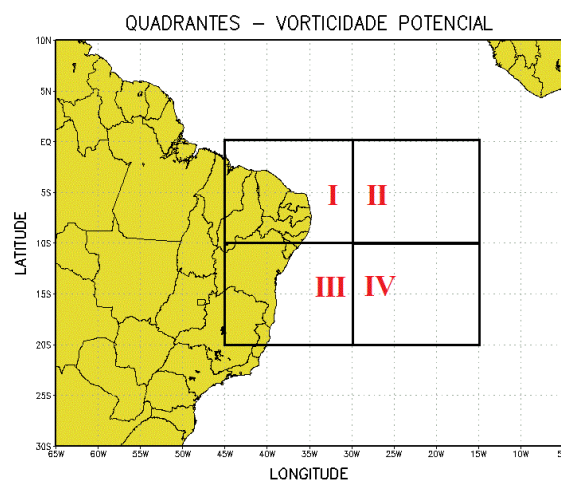


Figura 14: Quadrantes utilizados para análise de eventos de intrusão de VPI nas cercanias do NEB.

A delimitação da região em quadrantes facilitou a análise de eventos de intrusão de VPI, já que estes podem atingir a latitude de 10°S (WAUGH e POLVANI, 2000; RAO et al., 2007). Classificados os quadrantes, o próximo passo foi o de identificar as ocorrências de VCANs de acordo com cada quadrante, considerando-se, somente, as coordenadas geográficas da posição inicial do centro de cada vórtice (fase de formação). Após a identificação de ocorrências de VCANs de acordo com cada quadrante, foram calculadas duas médias: uma média climatológica dos valores de VPI para todos os dias da série de dados, e uma média dos valores de VPI do tempo (tempo inicial de formação) de cada vórtice identificado. Este processo foi executado três vezes, considerando-se o dia de formação dos VCANs, bem como os dias anterior e posterior (chamados de dia 0, dia -1 e dia +1, respectivamente). Este passo justifica-se pelo fato de que a quebra da onda de Rossby possui rápida deformação de VPI, na ordem de um dia (BARBOSA, 2006). Assim, para cada quadrante foram gerados seis mapas de VPI, como forma de avaliar regiões com maior vortacidade potencial.

3.5 Estudo sinótico de caso

Um caso de VCAN ocorrido no verão de 2009 foi subjetivamente selecionado, a fim de se analisar as características sinóticas dos sistemas em todas as suas fases de vida: pré-formação, formação, maturação e dissipação. Para isso, foram plotados perfis verticais de algumas variáveis atmosféricas como desvio zonal de temperatura, desvio zonal de umidade específica, vortacidade relativa, movimento vertical e desvio zonal de altura geopotencial, permitindo uma melhor compreensão da estrutura vertical dos VCANs. Para cada tempo de atuação do VCAN, os perfis verticais foram obtidos considerando-se as coordenadas geográficas da posição do centro do vórtice. Características atmosféricas de baixos níveis, bem como a precipitação e nebulosidade associadas aos sistemas foram avaliadas através de mapas de precipitação diária, cartas sinóticas de superfície e altitude (disponíveis em: <http://img0.cptec.inpe.br/~rgptimg/Produtos-Pagina/Carta-Sinotica/Analise/>), além de imagens de satélite do canal vapor d'água (disponíveis em: <http://satelite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>). Imagens fornecidas pelo canal vapor d'água indicam uma integração do conteúdo de umidade em níveis de 700 hPa e mais altos (REBOITA e VEIGA, 2017).

3.6 Balanço de Calor

Além do estudo sinótico, é feita uma análise do balanço de calor para o caso de VCAN selecionado. Para isso, utilizou-se a equação da termodinâmica que, em coordenadas isobáricas, pode ser escrita como (HOLTON, 2004):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{T} - S_p \omega + \frac{J}{C_p} \quad (2)$$

em que $\frac{\partial T}{\partial t}$ representa a variação local de temperatura $\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{T}$ corresponde à advecção horizontal de temperatura, $S_p \omega$ é o termo relacionado ao movimento vertical (soma do termo de expansão/compressão adiabática e da advecção vertical de temperatura), e $\frac{J}{C_p}$ é o resíduo do balanço de calor ou termo diabático. Uma descrição mais detalhada da equação da termodinâmica e de seus termos encontra-se em Holton (2004).

Em coordenadas esféricas, a equação do balanço de calor define-se como:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(\frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \varphi}\right) - \omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{\alpha}{C_p}\right) + F_T \quad (3)$$

em que λ é a longitude, φ é a latitude e a é o radio da Terra (DUTRA, 2012).

Segundo Dutra (2012), que utilizou a equação do balanço de calor para investigar os processos termodinâmicos associados a dois ciclones subtropicais ocorridos no Atlântico Sul, as mudanças locais de temperatura $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)$ de uma parcela de ar são provocadas pela advecção de temperatura $\left(\frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \varphi}\right)$, pelos resfriamentos/aquecimentos adiabáticos ocasionados pelos deslocamentos verticais $\left(\omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{\alpha}{C_p}\right)\right)$, e pelas fontes diabáticas de calor (F_T).

Poucos estudos têm utilizado o balanço de calor aplicado a VCANs nas cercanias do NEB. Godoy et al. (2011) aplicaram o balanço de calor a VCAN subtropical, e seus resultados indicam que, a advecção horizontal de temperatura mais quente em médios níveis desempenhou papel importante na formação e manutenção do VCAN, enquanto que na fase de dissipação, a advecção vertical de temperatura aqueceu o sistema, enfraquecendo-o.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Características Médias

As figuras 15a a 15f apresentam os resultados da identificação dos VCANs sobre a região analisada. Ao todo, foram detectados 85 casos do sistema no período de estudo. Segue no Anexo, o registro de todos os casos identificados, classificados de acordo com a data, horário sinótico, coordenadas geográficas da posição dos centros de circulação ciclônica fechada, bem como a temperatura associada aos núcleos dos vórtices (que não, necessariamente, coincidem com as posições dos centros de circulação).

Verifica-se, pela figura 15a, que a maior incidência de VCANs ocorreu nos anos de 2007 e 2011, responsáveis por 15% e 10% dos casos identificados, respectivamente. Nos meses de dezembro de 2006 e janeiro de 2007, o posicionamento dos centros dos VCANs, preferencialmente, sobre o norte do NEB, proporcionou aumento da subsidência e escassez de chuvas em grande parte da região, entretanto, houve casos de vórtices que se posicionaram sobre o interior do NEB ou áreas oceânicas, contribuindo para aumento de precipitação no oeste do NEB e em áreas isoladas do Ceará, litoral de Pernambuco, entre os estados de Alagoas e Sergipe, extremo sul e oeste da Bahia, e outros pontos isolados de Maranhão e Piauí (CLIMANÁLISE, v. 21, nº12, 2006; v. 22, nº01, 2007).

Em fevereiro de 2007, a localização dos centros dos VCANs sobre áreas oceânicas e a atuação da ZCIT ao sul da climatologia favoreceram o aumento de precipitação sobre o NEB, com registros de chuvas acima da média em áreas do Ceará, Maranhão, Bahia, Piauí, Pernambuco e Alagoas (CLIMANÁLISE, v. 22, nº02, 2007).

Em geral, o verão de 2007 foi caracterizado por condições mais secas e chuvas abaixo da média na maior parte do NEB, decorrentes do posicionamento dos VCANs, bem como de impactos associados ao fenômeno El-Niño que atuou na bacia do Oceano Pacífico (CLIMANÁLISE, v. 21, nº12, 2006).

No entanto, o breve El-Niño que se formou no final de 2006 e se dissipou no outono de 2007, foi um evento fraco durante o verão austral, sendo o maior contribuinte para a escassez de chuvas no NEB o comportamento do Atlântico

Tropical, que oscilou entre normal e relativamente quente ao norte do equador, e a localização da ZCIT ao norte de sua posição climatológica durante o verão e outono de 2007 (LEVINGSON e LAWRIMORE et al., 2008).

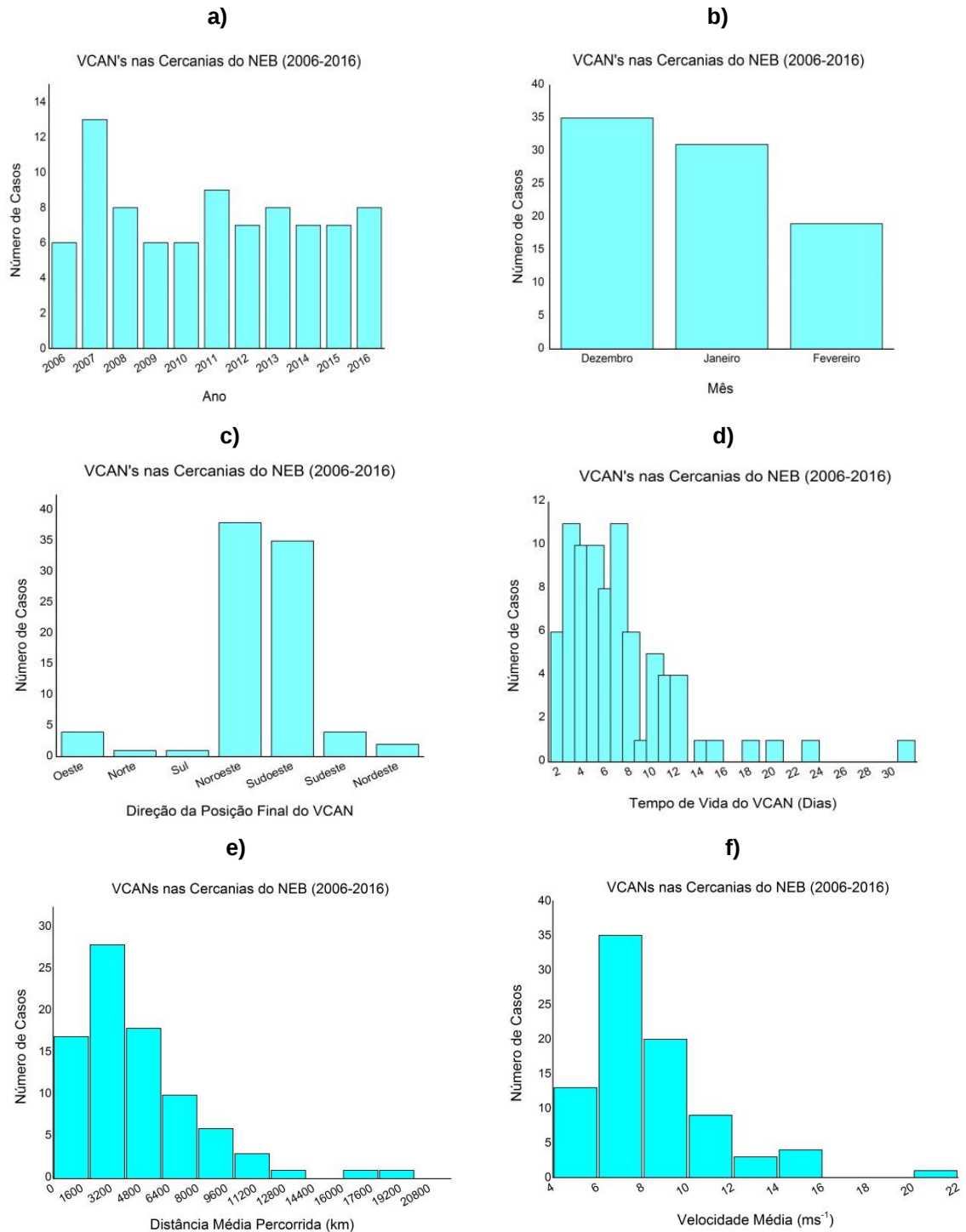


Figura 15: Resultados da identificação dos VCANs na região analisada para o período de dezembro de 2005 a fevereiro de 2016: a) incidência de vórtices de acordo com o ano de estudo; b) incidência de vórtices de acordo com o mês do período de verão austral (DJF); c) incidência de vórtices de acordo com a direção de sua posição final; d) incidência de vórtices de acordo com o seu tempo de vida; e) incidência de vórtices de acordo com o seu deslocamento médio; f) incidência de vórtices de acordo com sua velocidade média.

Em relação ao verão de 2011, nos meses de dezembro de 2010, janeiro e fevereiro de 2011, os VCANs favoreceram tanto o aumento de chuvas quanto a estiagem, dependendo de sua posição. Nos primeiros meses do verão, houve desvios positivos de precipitação em áreas do norte do Piauí, noroeste do Ceará e setores central e oeste da Paraíba, e desvios negativos de chuvas entre o sul de Pernambuco e litoral norte da Bahia, centro-sul do Maranhão e Piauí (CLIMANÁLISE, v.25, nº12, 2010; v.26, nº01, 2011). O mês de fevereiro de 2011 foi caracterizado, principalmente, pela diminuição de chuvas em grande parte do NEB, causada pela atuação mais ao norte da ZCIT e pelo posicionamento dos VCANs no interior do NEB (CLIMANÁLISE, v. 26, nº02, 2011). Porém, na segunda quinzena do mês, a localização dos VCANs favoreceu o aumento de chuvas em áreas do Maranhão e Paraíba, e a inibição de precipitação no centro-sul da Bahia (CLIMANÁLISE, v.26, nº02, 2011). Considerando-se o ano de 2011, as condições climáticas no NEB foram influenciadas por um evento de La Niña ocorrido durante os primeiros meses do ano, fenômeno que, tipicamente, induz mais precipitação no NEB, contribuindo para totais de precipitação cerca de 150 mm acima da média, em regiões como Colômbia, NEB, leste da Bolívia e norte do Paraguai (BLUNDEN e ARNDT et al., 2012).

Pela figura 15b, conclui-se que os meses de dezembro e janeiro possuem as maiores frequências de VCANs no período de verão, correspondendo a 41% e 36% dos casos identificados, respectivamente. Estes resultados concordam com aqueles encontrados nos estudos de Kousky e Gan (1981), Gan (1982) e Gan e Kousky (1986), para os quais se verificou que o mês de janeiro possuía as maiores frequências de ocorrência de VCANs na costa leste do litoral nordestino.

A figura 15c apresenta os resultados da análise do deslocamento dos VCANs identificados. Ressalta-se que estes resultados não indicam a trajetória total do sistema, mas, apenas sua posição final, verificada na fase de dissipação do VCAN, em relação à posição inicial, obtida durante o período de formação do vórtice. De acordo com esta análise subjetiva, verifica-se que a direção preferencial dos VCANs é para noroeste, contando com 44% dos casos observados, seguida da direção para sudoeste, na qual foram identificados 41% dos casos. Estes resultados condizem com os obtidos por Gan e Kousky (1986), que observaram uma tendência dos VCANs deslocarem-se em baixas latitudes (10°S-15°S) para o quadrante oeste. Analisando as trajetórias de deslocamento dos vórtices, nota-se que o seu

movimento é irregular, podendo permanecer estacionário ou deslocar-se para diferentes direções. Há, ainda, casos de vórtices que se deslocaram e retornaram, durante a sua fase de dissipação, a posições próximas às aquelas verificadas na fase de formação.

Os resultados da análise do tempo de vida dos vórtices são indicados na figura 15d. Obteve-se uma maior incidência de VCANs com duração de 3 e 7 dias, correspondendo a 26% dos casos (13% para cada um), seguida de VCANs com duração de 4 e 5 dias, contabilizando 15% dos casos identificados. Estes resultados concordam com a análise climatológica dos VCANs sobre o NEB de Morais e Gan (2017), na qual 75,3% dos sistemas identificados possuem ciclo de vida de 2 a 4 dias. 25% dos casos encontrados foram de vórtices com duração igual ou maior que 10 dias. De acordo com Morais (2016), a maioria dos VCANs com período de vida maior que 10 dias é encontrada apenas no verão e primavera.

A figura 15e apresenta os resultados referentes à distribuição dos VCANs de acordo com a distância percorrida por cada sistema identificado. A distância total percorrida por cada vórtice foi estimada pela soma das distâncias percorridas em cada tempo de vida do sistema, calculadas pela lei dos cossenos na trigonometria esférica (SOUZA, 2016), ao longo de todo o ciclo de existência do vórtice, de acordo com a equação 4:

$$D = \text{acos}(\text{sen } \varphi_1 \cdot \text{sen } \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cdot \cos \varphi_2 \cdot \cos \Delta\lambda) \cdot R \quad (4)$$

em que D é a distância entre duas coordenadas geográficas (em km), φ_1 é a latitude do ponto 1 (em radianos), φ_2 é a latitude do ponto 2 (em radianos), $\Delta\lambda$ é a diferença entre as longitudes (em radianos) dos pontos 1 e 2, e R é o raio da Terra (em km). Os resultados indicam uma maior frequência de VCANs (28 dos casos) que percorreram distâncias entre 2000 e 4000 km, seguida de 17 casos de vórtices que percorreram distâncias entre 4000 e 6000 km, e 16 casos de VCANs que se deslocaram até 2000 km. Em seu estudo, Morais (2016) concluiu que, durante o verão, 62,7% dos VCANs percorreram até 2000 km, assim como distâncias superiores a 6000 km foram apenas encontradas nessa estação do ano. Ainda, durante o verão, observou-se que o percurso dos vórtices poderia alcançar até 11000 km. A autora sugere que os VCANs tendem a percorrer maiores distâncias

nas estações mais quentes, assim como o percurso total está diretamente relacionado ao ciclo de vida do vórtice, de forma que VCANs com curto período de vida tendem a percorrer distâncias menores, enquanto VCANs com tempo de vida mais longo podem deslocar-se por distâncias maiores. Assim, infere-se que a incidência de vórtices que percorreram distâncias maiores que 8000 km está relacionada aos 25% de casos de VCANs com tempo de vida igual ou superior a 10 dias.

A figura 15f indica a distribuição de VCANs de acordo com a sua velocidade média, calculada através da razão entre a distância total percorrida pelo vórtice e o seu tempo de vida. A maior parte dos VCANs, cerca de 40% dos casos, possui velocidade média de 6 a 8 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, seguidos de VCANs com velocidade média de 8 a 10 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (23,5% dos casos) e VCANs com velocidade média de 4 a 6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (15% dos casos). Morais (2016) observou que, em todas as estações do ano, a maioria dos VCANs percorre entre 500 e 1000 km nas primeiras 24 horas de vida, obtendo uma velocidade média de 8,7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ durante o primeiro dia de vida do vórtice. Reboita et al. (2010) concluíram que velocidades médias entre 3 e 6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ foram as mais frequentes nos VCANs detectados em 200 e 300 hPa, entretanto, observou-se um claro aumento do número de VCANs com velocidades médias superiores a 9 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ na camada de 300 hPa.

A tabela 1 apresenta os resultados estatísticos médios do presente estudo em comparação com resultados de estudos prévios sobre VCANs nas cercanias do NEB e outras regiões da América do Sul. Ressalta-se que essa tabela não encerra todos os estudos sobre VCANs na região, dado que há uma razoável literatura disponível sobre VCANs tropicais e, principalmente, subtropicais no Hemisfério Sul. Mas, para efeito comparativo, é válido notar que algumas características como tempo de vida e direção preferencial de deslocamento estão em acordo com os resultados médios de todos os estudos, indicando que os VCANs tendem a durar poucos dias e deslocar-se para o quadrante oeste. No entanto, características como distância percorrida e velocidade média não são, frequentemente, encontradas em muitos estudos. Salienta-se que não há estatísticas documentadas sobre a evolução do percurso dos VCANs, bem como sua velocidade média de acordo com as estações do ano e sua extensão horizontal (MORAIS, 2016).

Tabela 1: Resultados de estudos climatológicos e/ou estatísticos sobre VCANs nas cercanias do NEB e outras regiões da América do Sul.

Autores	Período	Fonte de Dados	Área de Estudo	Método de Identificação do VCAN	Nº (absoluto) de vórtices (DJF)	Tempo de Vida (Médio)	Distância Percorrida	Velocidade Média	Direção Preferencial de Deslocamento
Kousky e Gan (1981)	1975-1979	NMC	0-40°S 10°W-170°W	Subjetivo	51	3,5 dias	-	-	Quadrante Oeste
Gan (1982)	1974-1981	NMC	0-40°S 10°W-170°W	Subjetivo	43	5,6 dias	-	-	Quadrante Oeste
Gan e Kousky (1986)	1974-1981	NMC	Oceano Atlântico Sul e Costa Leste do Brasil	Subjetivo	43	5,6 dias	-	-	Quadrante Oeste
Ramírez, Ferreira e Kayano (1999)	1980-1989	ECMWF	20°N-40°S 20°W-140°W	Subjetivo	80	6,8 dias	-	-	Quadrante Oeste
Paixão e Gandu (2000)	Nov/1995-Fev/1996	NCEP	50°N-90°S 40°W-160°W	Subjetivo	13	-	-	-	-
Silva (2005)	1994-2001	NCEP	5°N-45°S 20°W-90°W	Subjetivo/Objetivo	-	10 dias	-	-	Noroeste
Campetella e Possia (2007)	1979-1988	NCEP	15°S-50°S 20°W-100°W	Objetivo	38	2 a 3 dias	-	-	-
Coutinho (2008)	1979-2006	NCEP	10°N-35°S 7,5°E-72,5°W	Subjetivo/Objetivo	348	2 a 4 dias	-	-	Oeste
Reboita et al. (2010)	1979-1999	NCEP ERA-40	15°S-50°S 20°W-130°W	Objetivo	Médias Sazonais: 6.6 (NCEP) 15.4 (ERA-40)	1 a 3 dias	600 a 900 km	3 a 6 m*s ⁻¹	Quadrante Oeste
Coutinho, Gan e Rao (2010)	2002-2006	NCEP	10°N-35°S 7,5°E-72,5°W	Subjetivo/Objetivo	64	-	-	-	-
Costa (2010)	1998-2007	NCEP	0-30°S 5°W-50°W	Subjetivo	Média: 11	-	-	-	Quadrantes Oeste e Leste
Repinaldo (2010)	1988-2000	NCEP	10°N-30°S 0-60°W	Subjetivo	92	6,9 dias	-	-	-
Santos (2015)	2008-2011	ETA 20KM	2°N-25,8°S 25,8°W-60°W	Objetivo	42,5(%)	-	-	-	-
Morais (2016)	2003-2013	NCEP	60°N-60°S 180°E-180°W	Subjetivo/Objetivo	823	1 a 3 dias	2500 km	8,7 m*s ⁻¹	Estacionários e Oeste
Morais e Gan (2017)	1979-2013	NCEP	-	Subjetivo/Objetivo	-	1 a 4 dias	2000 km	-	-
Presente estudo (2017)	2006-2016	ECMWF	10°N-30°S 0-80°W	Subjetivo	85	3 e 7 dias	4750 km	8,4 m*s ⁻¹	Quadrante Oeste

4.2 Trajetórias dos VCANs

Pelas figuras 16a a 16k, verificam-se as trajetórias percorridas por cada VCAN identificado. Em geral, observa-se que os VCANs tendem a formar-se sobre o OATS e deslocar-se para os quadrantes leste ou oeste. De acordo com Ramírez et al. (1998; 1999), os VCANs podem ter tanto deslocamento regular como irregular, ou ainda permanecerem estacionários por alguns dias. O deslocamento regular define-se como aquele no qual só ocorre na direção para oeste, e irregular quando a direção de propagação muda de leste para oeste e vice-versa (RAMÍREZ et al., 1998).

Segundo Ramírez et al. (1998), VCANs com deslocamento irregular, em geral, movimentam-se numa área compreendida entre o OATS e o NEB, embora alguns movam-se apenas sobre o OATS. Em seu estudo, verificou-se que durante o tempo de atuação deste tipo de VCAN, a Bifurcação Inter-hemisférica (BI) estava presente, e ventos fortes circundavam os setores sul e sudeste da AB. Após a formação do VCAN, a incursão de cavados de latitudes médias em altos níveis, associados a sistemas frontais, colaborou para o deslocamento irregular do vórtice. Notou-se que o cavado de latitude média, ao amplificar o setor sudeste da crista associada à AB na direção sudeste-noroeste, resultava no deslocamento do vórtice para oeste. Ao estender-se para latitudes mais baixas, o cavado se amplificava, e o setor leste da crista associada à AB adquiria uma orientação mais meridional, o que tornava o deslocamento do vórtice direcionado para leste. Com a incursão de novos cavados de latitudes médias, a crista se amplificava no sentido sudeste-noroeste e, conseqüentemente, o vórtice se deslocava novamente para oeste (RAMÍREZ et al., 1998).

VCANs que se deslocam apenas para o quadrante oeste, definidos como vórtices de deslocamento regular, são mais intensos, estendendo-se na vertical até 500 hPa, e distinguem-se dos demais pela ausência da Alta do Norte (AN) associada à BI (RAMÍREZ et al., 1998). Além desses VCANs com deslocamento regular que alcançam a região leste e Nordeste do Brasil, há outros, mais raros, que se deslocam até o centro do continente, podendo até atingir a costa oeste da América do Sul (RAMÍREZ et al., 1998). Pelas trajetórias obtidas, VCANs deste tipo também são observados no presente estudo, identificados como VCAN1 – FEV/09, VCAN1 – DEZ/10 e VCAN2 – JAN/15 (figuras 16d, f e j).

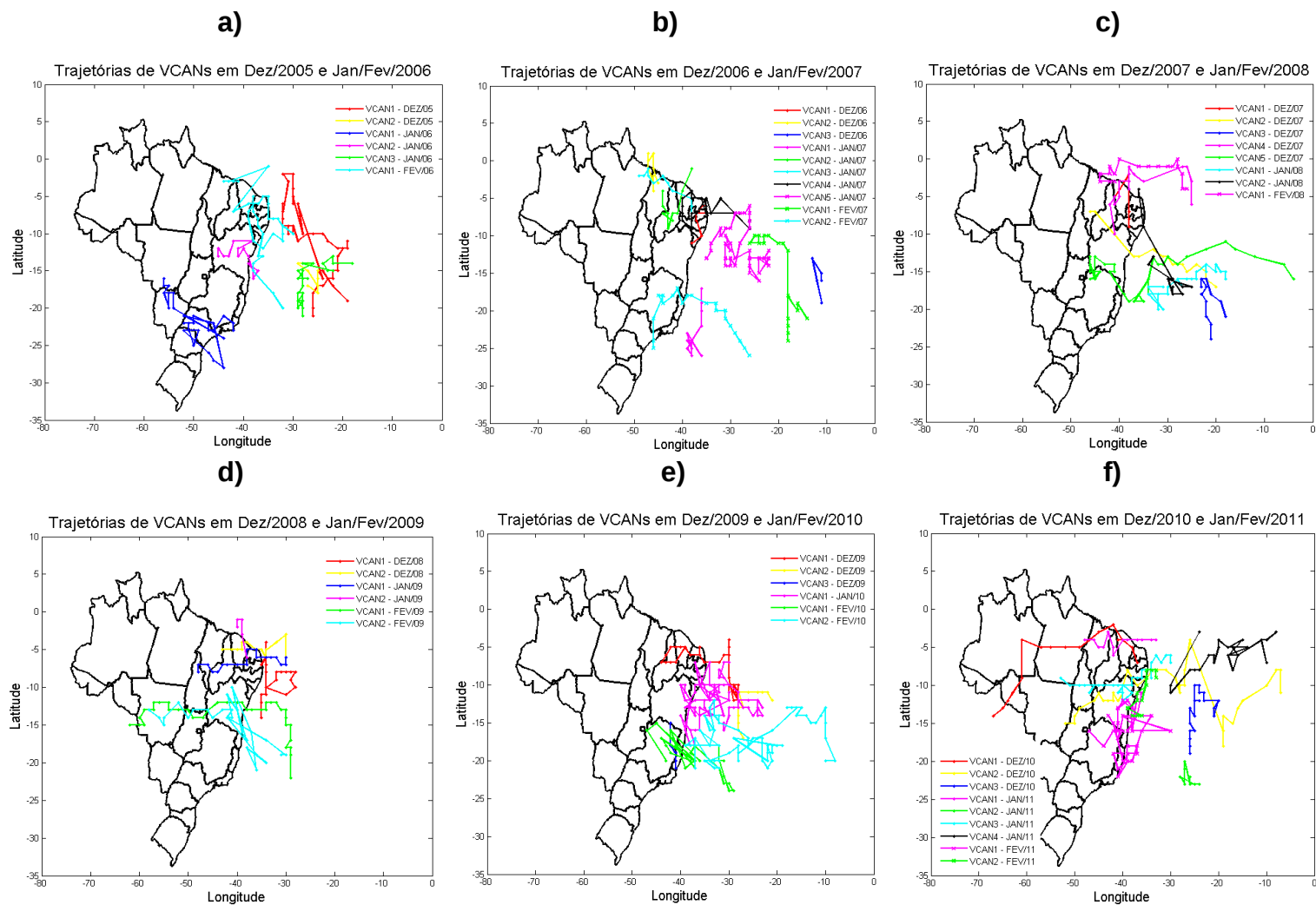


Figura 16: Trajetórias percorridas pelos VCANs nas cercanias do NEB durante os meses de verão (DJF) de 2006 a 2016.

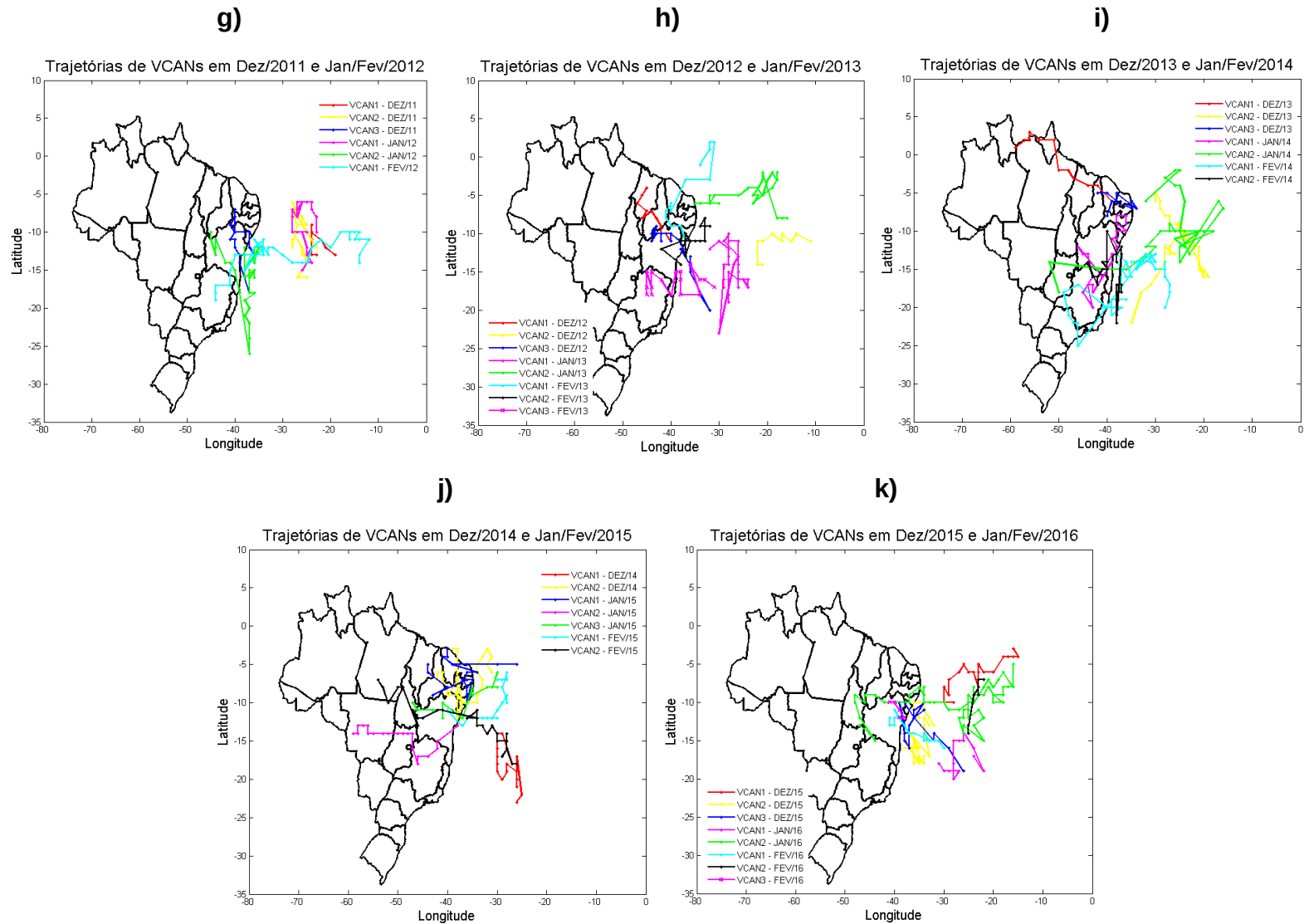


Figura 16 (continuação): Trajetórias percorridas pelos VCANs nas cercanias do NEB durante os meses de verão (DJF) de 2006 a 2016.

4.3 Análise da vorticidade potencial

A seguir, são apresentados os resultados da análise de VPI, de acordo com cada quadrante selecionado. Dos 85 casos de VCANs identificados, 67 estiveram inseridos na região dos quadrantes 1, 2, 3 e 4. Para o quadrante 1, compreendido entre 0° - 10° S e 30° W- 45° W (figura 17), foram identificados 18 VCANs.

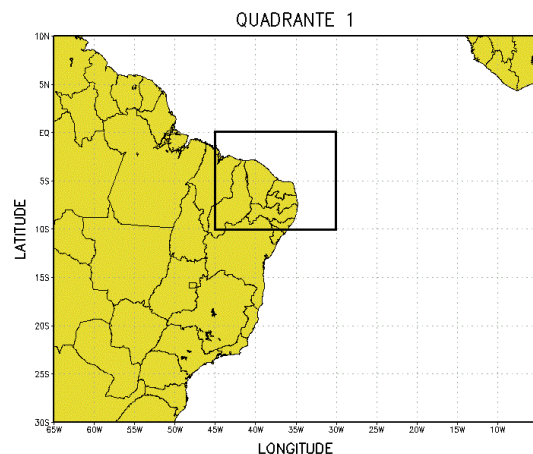


Figura 17: Região do quadrante 1 para análise da VPI.

As figuras 18a a 18f apresentam os resultados da avaliação da VPI para o quadrante 1. As figuras 18a a 18c exibem os resultados dos desvios de VPI para os dias de formação dos vórtices ciclônicos pertencentes ao quadrante 1, bem como dos dias anteriores e posteriores às gêneses dos VCANs (dias 0, -1 e +1, respectivamente). Pela figura 18a, verifica-se, para o dia -1, um núcleo de máximo desvio (em módulo) de VPI, de -0.9 UVP, sobre o extremo leste dos estados de Alagoas (AL), Paraíba (PB), Pernambuco (PE) e Rio Grande do Norte (RN). Há, ainda, duas regiões adjacentes com valores de -0.6 UVP e -0.3 UVP, cobrindo porções maiores dos estados supracitados, bem como áreas da Bahia (BA), Ceará (CE), Piauí (PI) e Sergipe (SE). No dia 0, dia de formação dos VCANs, nota-se um núcleo mais reduzido, com máximo desvio de -0.6 UVP, sobre os estados de SE, AL, PE, PB, RN e CE (figura 18b). Outra região de desvio, de -0.3 UVP, cobre porções maiores, alcançando áreas dos estados de Maranhão (MA), Pará (PA), PI e BA. No dia +1, posterior à formação dos VCANs, observa-se que as regiões de desvio de VPI estão mais deslocadas para o sul, cobrindo os mesmos estados citados, com a diferença de uma maior redução do núcleo de máximo desvio de -0.6 UVP e ligeiro deslocamento para o interior do continente (figura 18c).

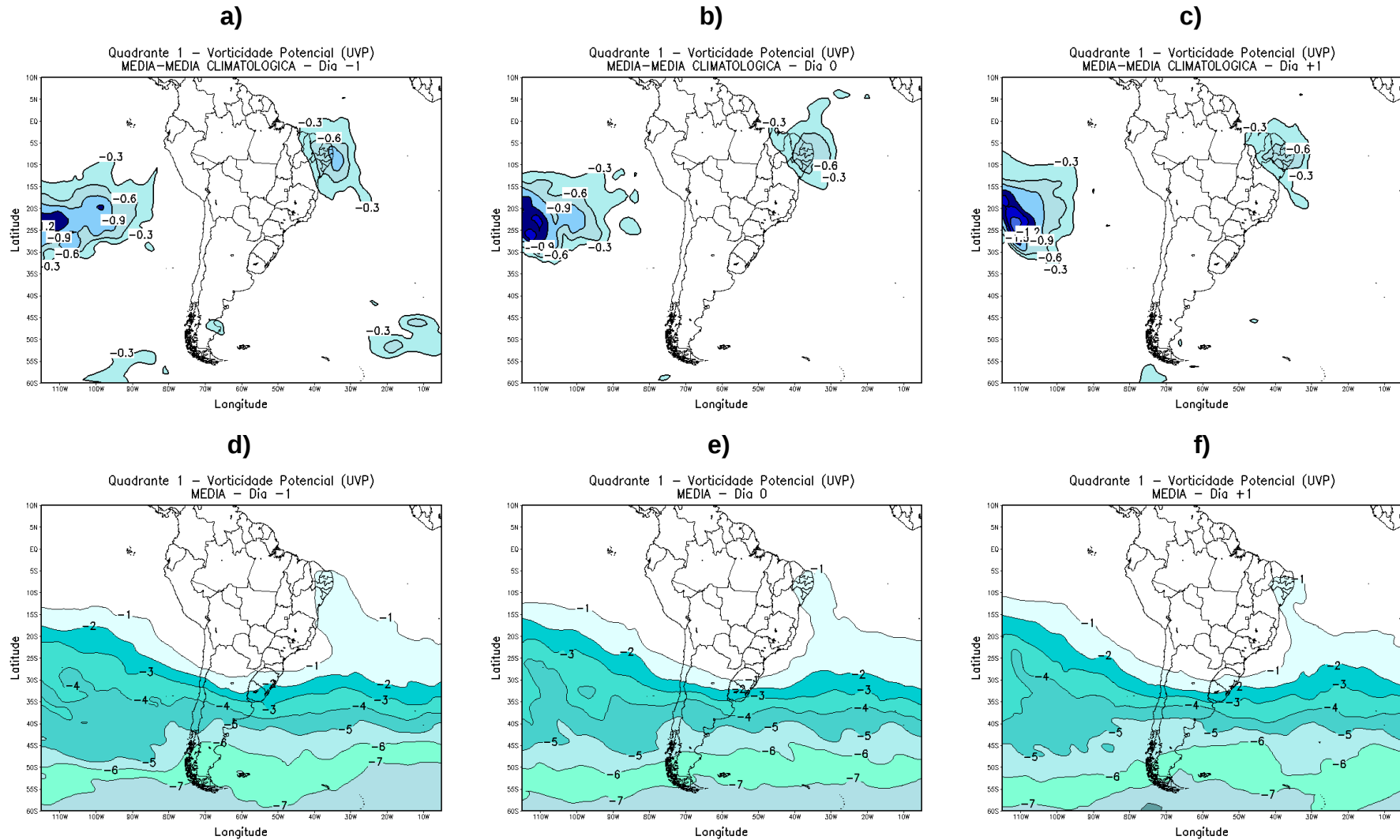


Figura 18: a) desvio de VPI para os dias anteriores à formação de VCANS na região do Quadrante 1; b) desvio de VPI para os dias de formação de VCANS ; c) desvio de VPI para os dias posteriores à formação de VCANS; d) média de VPI para os dias anteriores à formação de VCANS; e) média de VPI para os dias de formação de VCANS; f) média de VPI para os dias posteriores à formação de VCANS. Valores em UVP (unidade de vorticidade potencial). $1 \text{ UVP} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{Kg}^{-1}$. Somente valores negativos.

As figuras 18d a 18 f exibem os resultados das médias de VPI dos VCANs do quadrante 1, considerando-se os dias de formação, bem como os posteriores e anteriores à gênese dos vórtices. Através desses mapas, é mais fácil visualizar as línguas de VPI advectadas isentropicamente para as latitudes tropicais. Pela figura 18d, observa-se que, no dia -1, a língua de VPI, com valor de -1 UVP, alcança regiões do leste da BA, bem como os estados de SE, AL, PE, PB, RN e CE. No dia 0, a língua de -1 UVP localiza-se sobre a mesma região, adquirindo um perfil mais meridional (figura 18e). No dia +1, a língua de -1 UVP encontra-se mais reduzida e deslocada para o sul, situando sobre os mesmos estados citados, com exceção do RN (figura 18f). Embora os mapas plotados não evidenciem eventos de intrusão de VPI, já que estes ocorrem quando línguas de -1.5 UVP alcançam a latitude de 10°S, é válido notar a presença de línguas de VPI sobre o NEB em todos os tempos analisados, o que pode indicar que esta região possui condições, relativamente, mais favoráveis à formação de vórtices ciclônicos.

Para o quadrante 2, inserido entre 0°S-10°S e 15°W-30°W (figura 19), foram encontrados 17 VCANs.

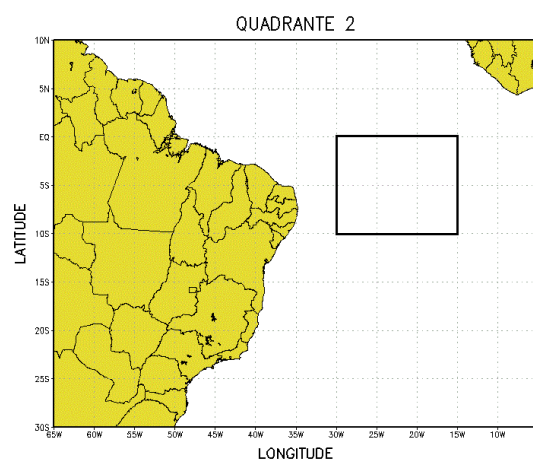


Figura 19: Região do quadrante 2 para análise da VPI.

As figuras 20a a 20f indicam os resultados da avaliação da VPI para o quadrante 2. Como era esperado, dado que este quadrante está situado sobre o OATS, os resultados apresentam desvios de VPI deslocados para leste. Os perfis são similares aos encontrados no quadrante 1. Para o dia -1, verifica-se um núcleo de -0.9 UVP, acompanhado por outras duas regiões de -0.6 e -0.3 UVP, sendo que somente a última alcança porções do leste dos estados de PE, PB e RN (figura 20a).

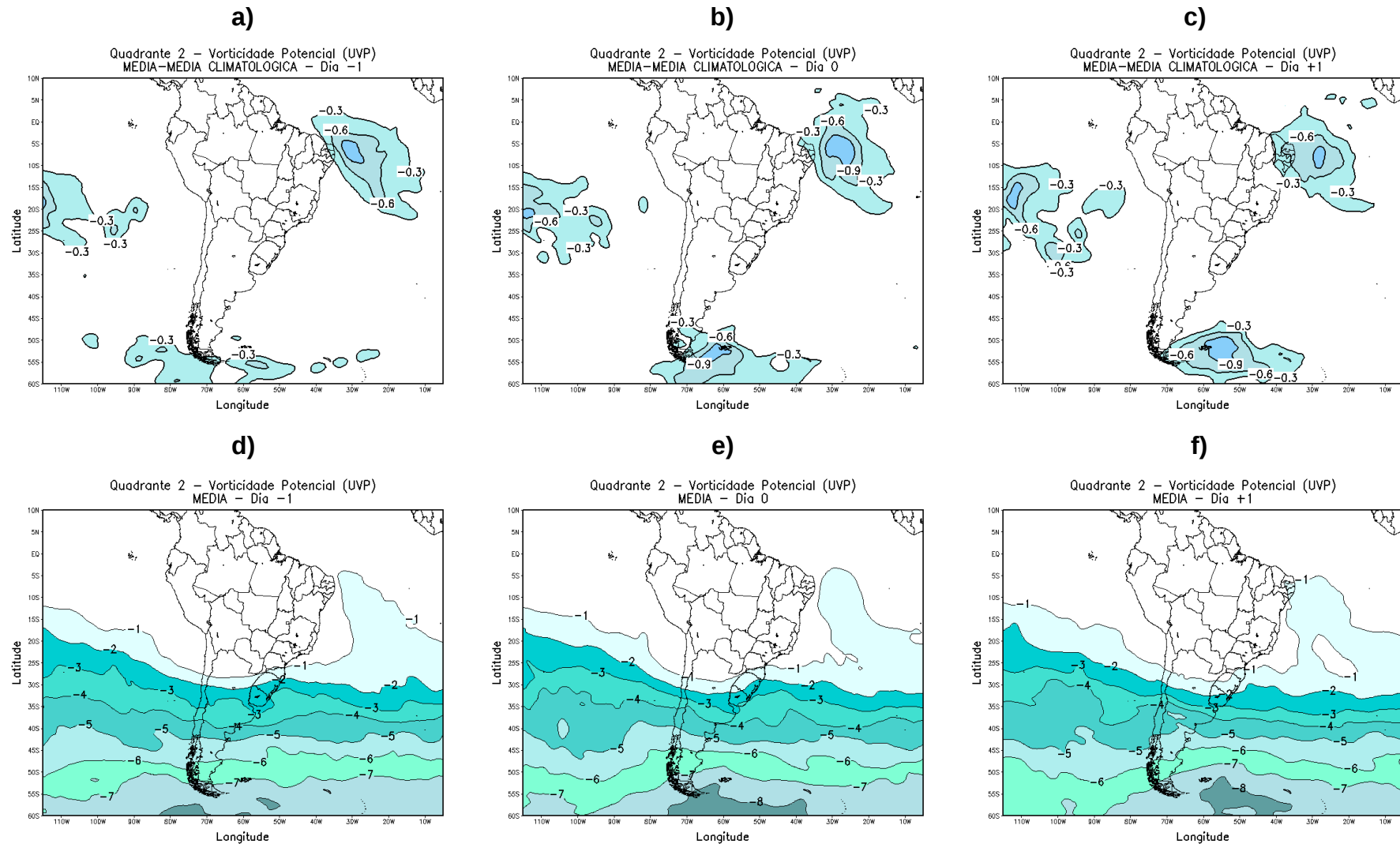


Figura 20: a) desvio de VPI para os dias anteriores à formação de VCANS na região do Quadrante 2; b) desvio de VPI para os dias de formação de VCANS; c) desvio de VPI para os dias posteriores à formação de VCANS; d) média de VPI para os dias anteriores à formação de VCANS; e) média de VPI para os dias de formação de VCANS; f) média de VPI para os dias posteriores à formação de VCANS. Valores em UVP (unidade de vorticidade potencial). $1 \text{ UVP} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{Kg}^{-1}$. Somente valores negativos.

No dia 0, o núcleo de -0.9 UVP encontra-se maior, porém, somente porções do leste de PE, PB, RN e CE são alcançadas pela região de -0.3 UVP (figura 20b). No dia +1, o núcleo de máximo desvio encontra-se reduzido e a região de -0.3 UVP engloba porções maiores do NE, alcançando os estados de BA, SE e AL (figura 20c).

As figuras 20d a 20f exibem as médias de VPI para o quadrante 2. Nota-se perfil semelhante ao do quadrante 1, com a diferença da língua de -1 UVP estar deslocada para leste, sobre o OATS. Além disso, observa-se que a língua de -1 UVP só alcança o NEB no dia +1, posterior à formação dos VCANS, alcançando áreas do leste de SE, AL, PE e PB (figura 20f). Nos dias -1 e 0, a língua encontra-se sobre o oceano (figuras 20d e 20e, respectivamente).

Em relação ao quadrante 3, localizado entre 10°S-20°S e 30°W-45°W (figura 21), foram encontrados 17 VCANS.

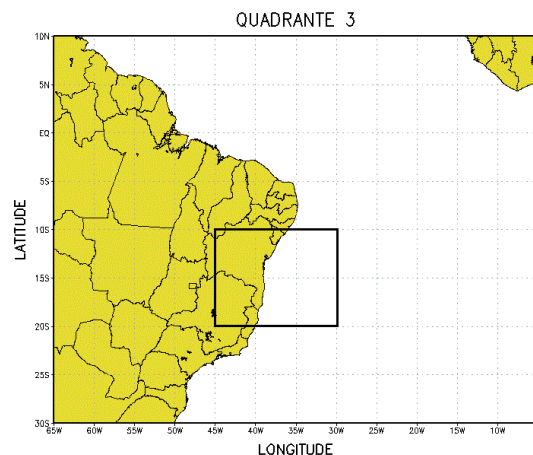


Figura 21: Região do quadrante 3 para análise da VPI.

Pelas figuras 22a a 22c, verifica-se que os desvios de VPI são maiores no quadrante 3. No dia -1, há desvio de -1.2 UVP sobre o oceano, e núcleos adjacentes de -0.3 a -0.9 UVP cobrindo áreas do norte de Minas Gerais (MG), Espírito Santo (ES) e sul da BA (figura 22a). No dia 0, o núcleo de -1.2 UVP encontra-se maior e deslocado para norte, ainda sobre o oceano, enquanto as diferentes regiões de desvio de UVP englobam os estados de BA, SE, AL, PE, e norte de MG e ES (figura 22b). No dia +1, as regiões de desvio de VPI estão deslocadas para noroeste, cobrindo grande parte do NEB, com região de desvio de -1.2 UVP sobre o leste da BA (figura 22c).

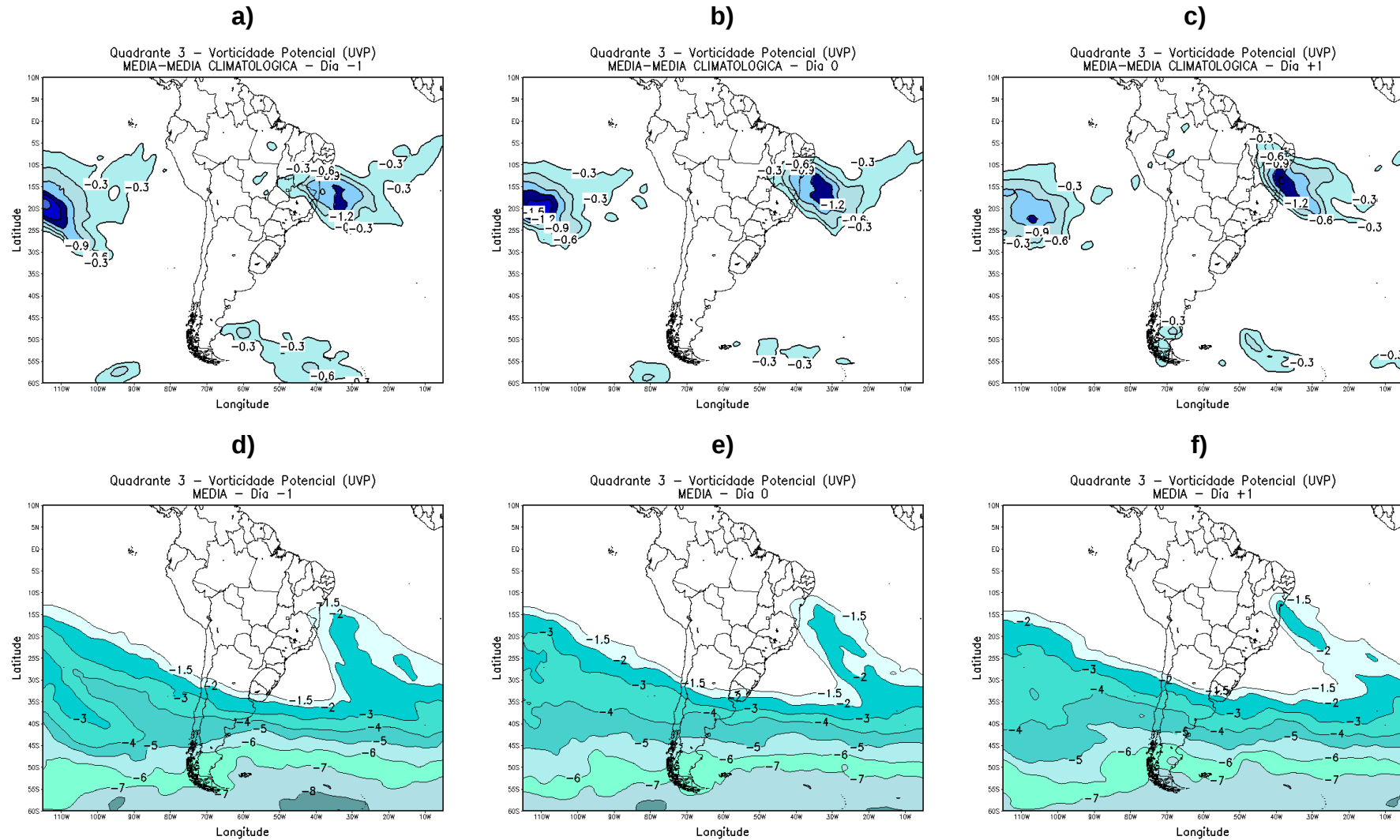


Figura 22: a) desvio de VPI para os dias anteriores à formação de VCANS na região do Quadrante 3; b) desvio de VPI para os dias de formação de VCANS; c) desvio de VPI para os dias posteriores à formação de VCANS; d) média de VPI para os dias anteriores à formação de VCANS; e) média de VPI para os dias de formação de VCANS; f) média de VPI para os dias posteriores à formação de VCANS. Valores em UVP (unidade de vorticidade potencial). $1 \text{ UVP} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{Kg}^{-1}$. Somente valores negativos.

Importante notar a existência de um pequeno núcleo de desvio de -1.5 UVP sobre a fronteira da BA com o oceano, próximo a 14°S - 39°W (figura 22c). Visto que regiões com ≈ -1.5 UVP indicam a presença de ar estratosférico, este desvio de mesma ordem pode sugerir que tal área possui alta VPI, e provável potencial para a incursão de ar estratosférico e formação de vórtice ciclônico.

As figuras 22d a 22f evidenciam outro fator de alta VPI na região limitada pelo quadrante 3. Observa-se a existência de língua de -1.5 UVP em todos os dias cobrindo regiões do NEB e, ainda, o deslocamento de uma língua de -2 UVP em direção a latitudes tropicais. No dia -1 , há uma língua de -1.5 UVP sobre partes do extremo nordeste de MG e extremo sul de BA (figura 22d). Neste mesmo dia, a língua de -2 UVP encontra-se próxima à costa leste do Brasil, sobre o oceano, não penetrando em regiões continentais. No dia 0 , a língua de -1.5 UVP adquire um perfil mais meridional, cobrindo porções maiores do sudeste da BA e o extremo sul de SE (figura 22e). No dia $+1$, a língua de -1.5 UVP mostra-se mais reduzida, cobrindo todo o estado de SE. No entanto, há a penetração de uma língua de -2 UVP sobre áreas do litoral da BA (figura 22f). Característica particular não presente nos dois primeiros quadrantes analisados, a existência de línguas de -1.5 e -2 UVP no quadrante 3 indica que esta região possui maior propensão a eventos de intrusão de VPI. A língua de -1.5 UVP alcança latitudes tropicais bastante próximas a 10°S , o que pode sugerir a ocorrência de intrusão de VPI. Assim, pelos resultados, infere-se que a região limitada pelo quadrante 3 possui valores mais altos de VPI que sua vizinhança, favorecendo a intrusão horizontal de vorticidade potencial nesta área.

No quadrante 4, delimitado pela região entre 10°S - 20°S e 15°W - 30°W (figura 23), foram encontrados 15 VCANs.

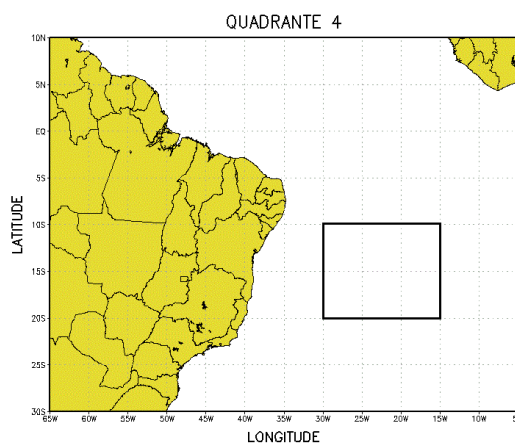


Figura 23: Região do quadrante 4 para análise da VPI.

As figuras 24a a 24f apresentam os resultados da análise de VPI para o quadrante 4. No dia -1, há um máximo de desvio de -0.9 UVP sobre o OATS, e uma região adjacente de -0.3 UVP sobre áreas dos estados de BA, AL, PE, PB, Maranhão (MA) e PI (figura 24a). No dia 0, embora haja um núcleo de maior desvio, de -1.2 UVP, as línguas de VPI encontram-se mais deslocadas para leste, sobre o oceano. Uma língua de -0.3 UVP localiza-se sobre o extremo leste do NEB, cobrindo áreas de SE, AL e PE (figura 24b). No dia +1, as regiões de desvio de VPI encontram-se mais deslocadas para o leste, e somente o extremo leste de RN é inserido na língua de -0.3 UVP. Nota-se, ainda, um núcleo de máximo desvio de -1.5 UVP (figura 24c).

Pelas figuras 24d a 24f, observa-se o perfil das médias de VPI para o quadrante 4. No dia -1, a língua de -1.5 UVP encontra-se deslocada para noroeste, atingindo latitudes próximas a $12,5^{\circ}\text{S}$. Há, ainda, uma língua de -2 UVP localizada na região de transição trópicos-subtrópicos (figura 24d). No dia 0, há o movimento das línguas de VPI para o noroeste, com a língua de -1.5 UVP alcançando latitudes próximas a 10°S , e o desprendimento de uma região de -2 UVP com deslocamento para noroeste (figura 24e). Tais características também foram identificadas no quadrante 3 (figuras 22d a 22f). No dia +1, o núcleo de -2 UVP encontra-se maior, e a língua de -1.5 UVP apresenta-se reduzida, desprendendo-se do escoamento zonal de VPI, com deslocamento para oeste, atingindo latitudes inferiores a 10°S (figura 24f).

Pela avaliação da vorticidade potencial isentrópica nas cercanias do NEB, deduz-se que a região entre 10°S - 20°S e 30°W - 45°W possui os maiores valores de VPI. Línguas de VPI de -1.5 a -2 UVP são observadas nesta região, com deslocamento para noroeste em direção a latitudes mais tropicais, indicando a possível ocorrência de eventos de intrusão de vorticidade potencial. Os desvios de VPI também apontam para uma maior vorticidade potencial presente nessa área, com máximos desvios na fronteira do litoral baiano. Intrusão de VPI também é verificada na região a leste da área supracitada, sobre o OATS. Nesta área, nota-se que línguas de -1.5 UVP alcançam latitudes inferiores a 10°S , caracterizando eventos de intrusão (POSTEL e HITCHMAN, 1999). Em resumo, tem-se que a área limitada pelos quadrantes 3 e 4 possui maiores valores de VPI que as áreas adjacentes, o que pode sugerir uma maior propensão à intrusão de ar estratosférico e formação de vórtices ciclônicos nesta região.

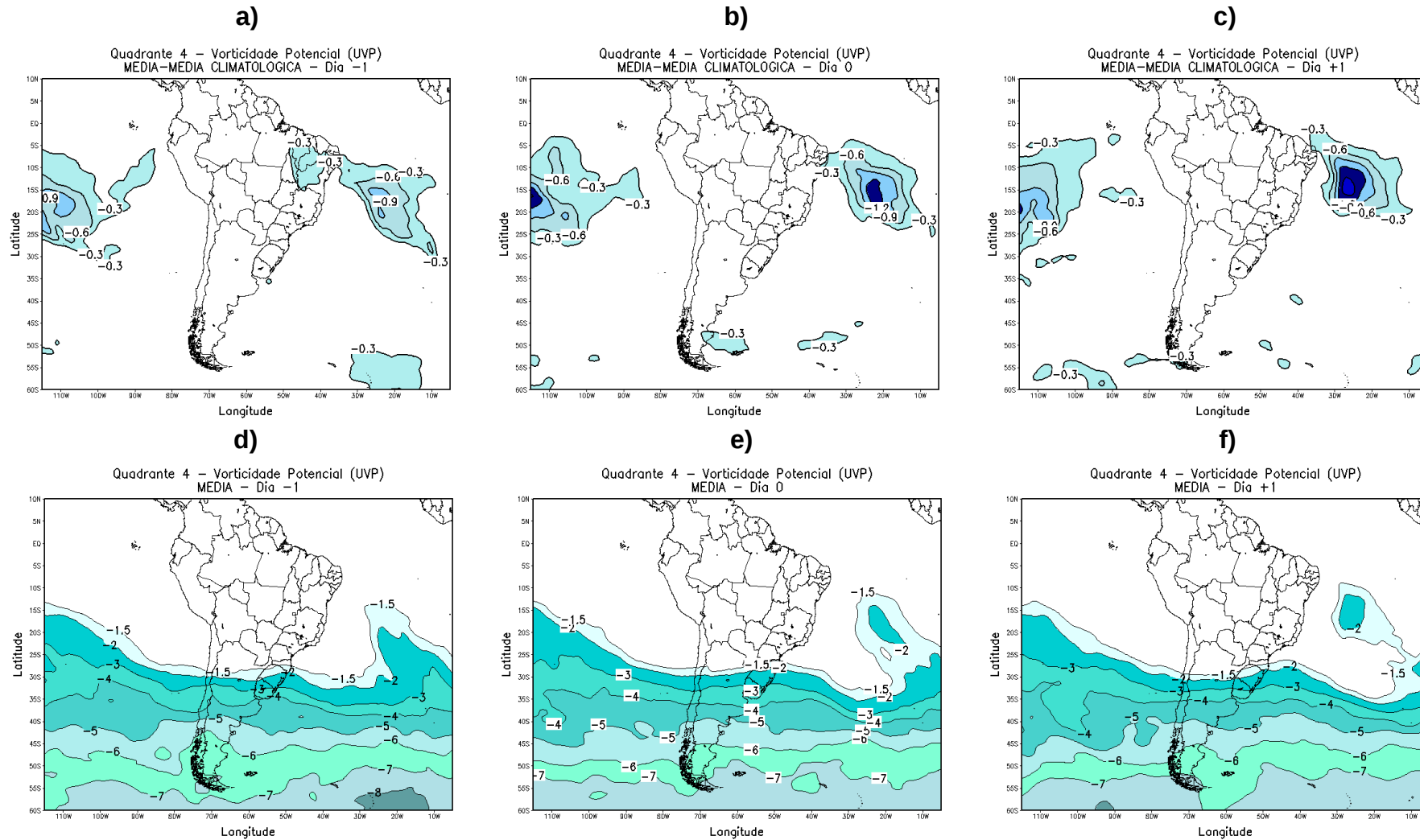


Figura 24: a) desvio de VPI para os dias anteriores à formação de VCANs na região do Quadrante 4; b) desvio de VPI para os dias de formação de VCANs; c) desvio de VPI para os dias posteriores à formação de VCANs; d) média de VPI para os dias anteriores à formação de VCANs; e) média de VPI para os dias de formação de VCANs; f) média de VPI para os dias posteriores à formação de VCANs. Valores em VUP (unidade de vorticidade potencial). $1 \text{ VUP} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{Kg}^{-1}$. Somente valores negativos.

4.4 Estudo sinótico de caso

Um estudo de caso de VCAN que adentrou o NEB, ocorrido entre 12 e 22 de fevereiro de 2009, é realizado a fim de se avaliar as características sinóticas associadas ao sistema. Para análise das diferentes fases do ciclo de vida do VCAN (pré-formação, formação, maturação e dissipação), foram plotados campos de perfis verticais de vorticidade relativa, movimento vertical e desvio zonal de temperatura, umidade específica e altura geopotencial, considerando-se as coordenadas geográficas da posição do centro do vórtice em cada tempo de avaliação. A posição do centro deste VCAN ocorrido em fevereiro de 2009 favoreceu o aumento de chuvas no oeste do NEB, no leste do Pará e no Tocantins (CLIMANÁLISE, v. 24, nº2, 2009).

Fase de pré-formação: para análise sinótica desta fase, foram avaliadas as condições atmosféricas referentes ao período anterior à gênese do VCAN. As figuras 25a a 25e ilustram os campos atmosféricos correspondentes à 00Z do dia 12 de fevereiro de 2009. Neste estágio, as linhas de corrente não apresentam uma circulação ciclônica fechada em altos níveis (200 hPa), como é evidenciado na figura 25a. Ainda, nesta figura, verifica-se uma intensa crista sobre o centro-oeste brasileiro e um cavado sobre o OATS, porém, este ainda não possui formação ômega.

A carta sinótica de superfície (figura 25b) apresenta a atuação de uma frente fria sobre o nordeste do Rio Grande do Sul e oceano adjacente, enquanto a carta sinótica de altos níveis, em 250 hPa (figura 25e), indica a presença bem configurada da AB, deslocada para sudeste de sua posição climatológica, e de um centro de alta pressão sobre o Centro-Oeste brasileiro. Kousky e Gan (1981) propuseram um mecanismo de formação do VCAN de origem tropical (ilustrado na figura 6), no qual a gênese do sistema seria precedida pela passagem de uma frente fria de latitudes médias para os subtrópicos, provocando forte advecção de ar quente em seu lado leste (em baixos e médios níveis, principalmente), o que amplificaria a crista em altos níveis e, conseqüentemente, intensificaria o cavado, também, a leste, formando-se, assim, o ciclone na alta troposfera (GAN, 1982).

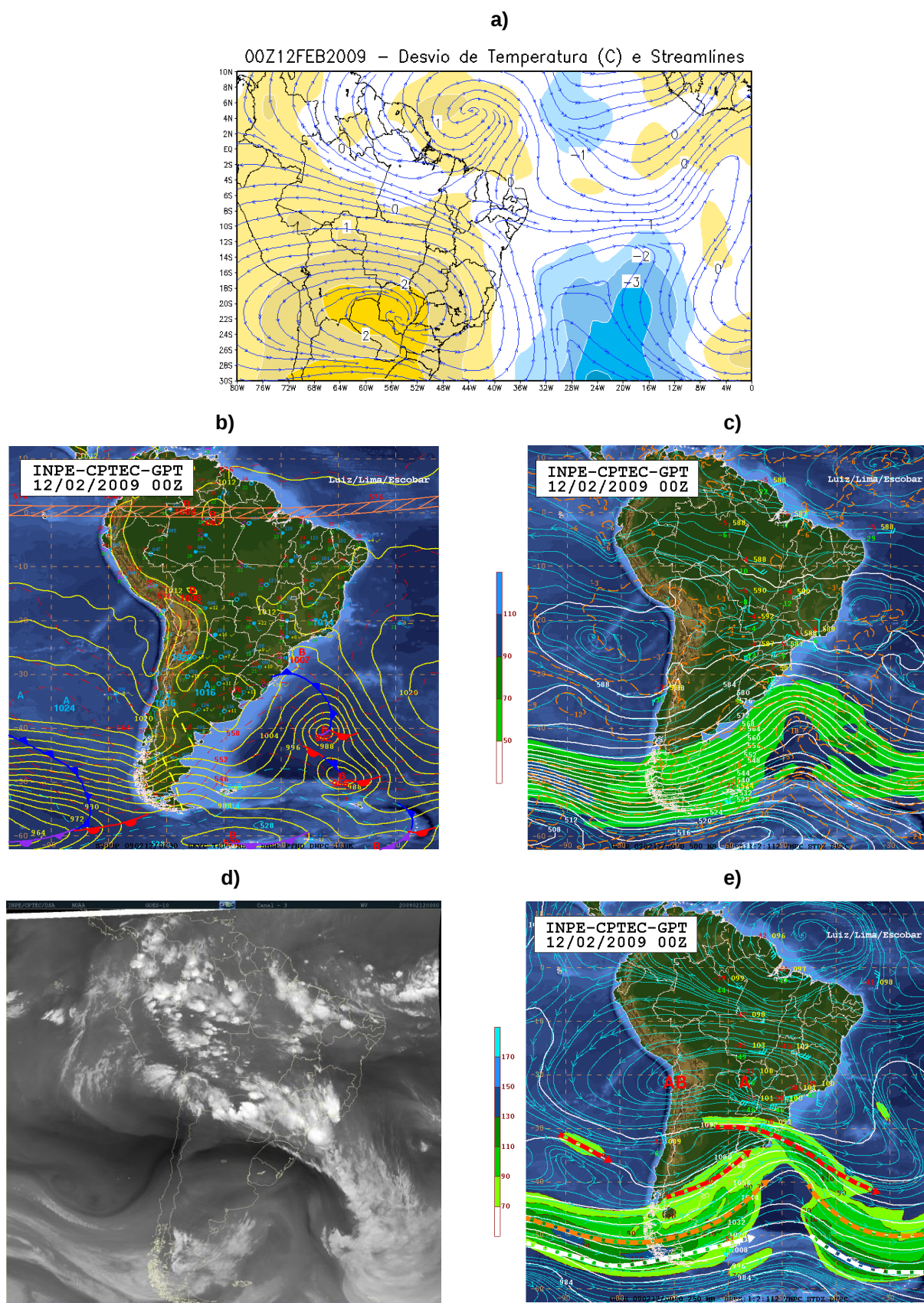


Figura 25: Condições atmosféricas vigentes na fase de pré-formação do VCAN: a) campo composto de desvio zonal de temperatura (°C) e linhas de corrente em 200 hPa; b) carta sinótica de superfície; c) carta sinótica de médios níveis; d) imagem do satélite GOES-10 do canal vapor d'água; e) carta sinótica de altos níveis. Todos os campos referem-se à 00Z do dia 12 de fevereiro de 2009.

Portanto, de acordo com as condições atmosféricas avaliadas neste período, infere-se que o VCAN formou-se segundo o mecanismo proposto por esses autores (conhecido como formação clássica), propiciado pela penetração de um sistema frontal nos subtrópicos, bem como pela atuação bem configurada de um sistema de alta pressão em níveis superiores.

As figuras 25c e 25d referem-se à carta sinótica de médios níveis (em 500 hPa) e à imagem do satélite GOES-10 do canal vapor d'água, respectivamente. Pela figura 25c, verificam-se dois centros bem configurados de circulação anticiclônica, um localizado sobre o Oceano Pacífico Sul, a oeste da América do Sul, e outro localizado no OATS, a leste do Sudeste brasileiro. A figura 25d apresenta uma intensa nebulosidade associada à dianteira do sistema frontal, localizada sobre áreas do Sul e Sudeste do Brasil. Verifica-se, ainda, a leste da banda de nebulosidade e sobre o OATS, o desenvolvimento de uma circulação ciclônica.

As figuras 26a a 26f apresentam os perfis verticais de variáveis atmosféricas como vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}), movimento vertical ($\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$), desvio zonal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade específica (g/kg), altura geopotencial (m), bem como precipitação diária (mm), referentes ao período de pré-formação do VCAN. Como na fase de pré-formação não há circulação ciclônica fechada, para a plotagem dos campos atmosféricos deste estágio, foi considerada a latitude da posição do primeiro centro de circulação ciclônica fechada detectado (22°S), computada entre 9°W e 49°W . Esta área está inserida na região do cavado observado sobre o OATS (figura 26a), e ao qual há um núcleo de temperatura mais fria associado, atingindo desvio negativo de até 4°C .

Pela figura 26a, nota-se um núcleo de temperatura mais fria, com desvio negativo de 1°C , entre os níveis de 300 e 600 hPa, cobrindo as longitudes de 24°W - 32°W , com inclinação para leste. Na mesma camada (de 200 a 600 hPa), a oeste do núcleo mais frio, há uma região mais quente, com desvio positivo de $2,5^{\circ}\text{C}$, entre as longitudes de 36°W - 49°W , enquanto a leste do núcleo mais frio, há uma região com desvio positivo de 1°C , entre as longitudes de 9°W - 18°W .

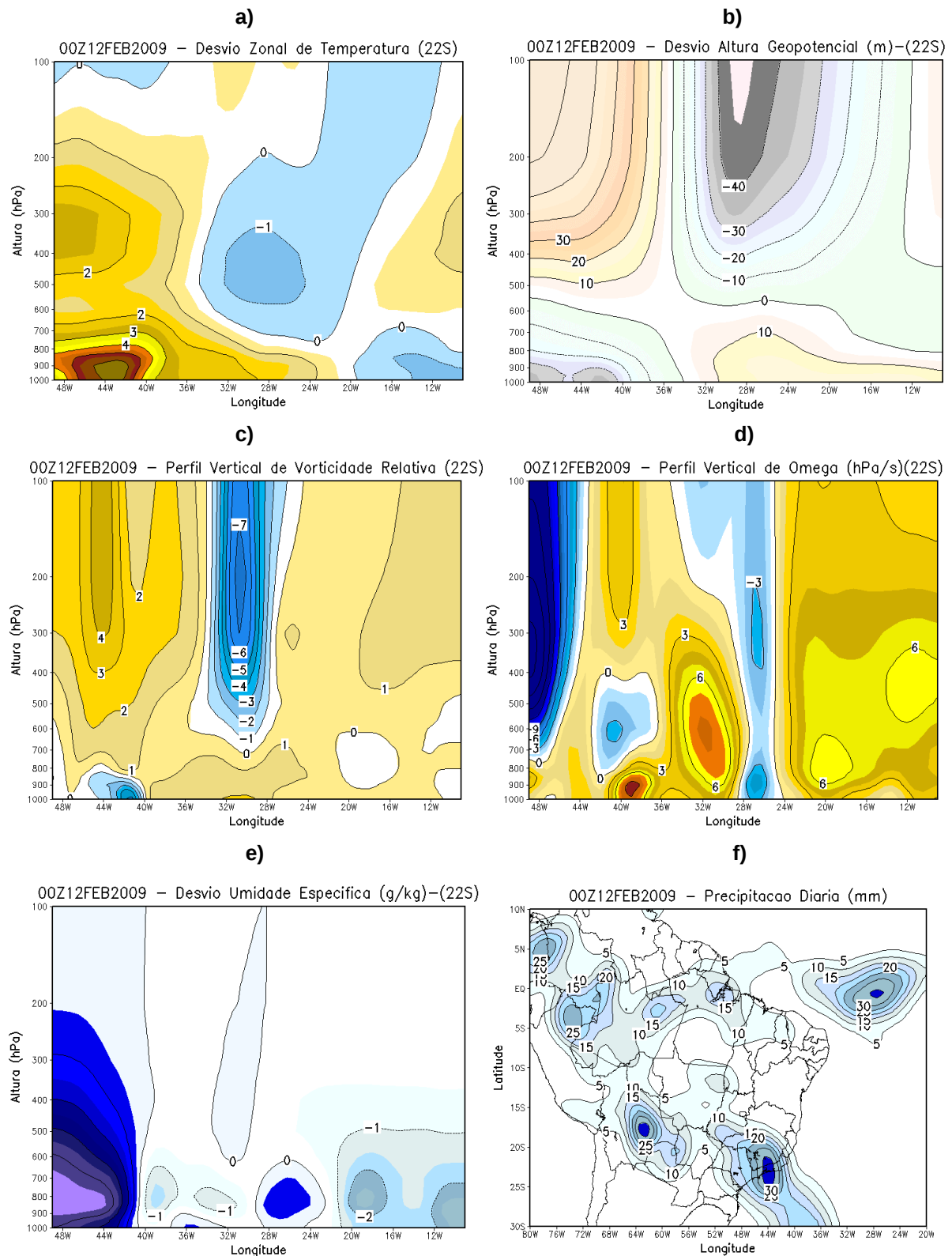


Figura 26: Campos atmosféricos correspondentes à fase de pré-formação do VCAN: a) perfil vertical do desvio zonal de temperatura ($^{\circ}C$); b) perfil vertical do desvio de altura geopotencial (m); c) perfil vertical da vorticidade relativa ($10^{-5} s^{-1}$); d) perfil vertical de movimento vertical ($hPa \cdot s^{-1}$); e) perfil vertical do desvio zonal de umidade específica (g/kg); f) precipitação diária (mm). Todos os campos referem-se à 00Z do dia 12 de fevereiro de 2009.

De acordo com Moraes (2016), estas regiões com diferença de temperatura são reflexos das regiões aquecida e mais fria em baixos níveis. Acredita-se que isso seja um efeito do aquecimento superficial, devido ao aumento da advecção horizontal de ar quente em baixos níveis, fornecida por um sistema frontal oriundo de latitudes médias (KOUSKY e GAN, 1981; MORAIS, 2016). De fato, verifica-se que, em níveis abaixo de 700 hPa, há uma região mais quente com máximo de 6° C, a oeste do centro mais frio, entre as longitudes de 36°W-49°W, e outra região mais fria com desvio negativo de 1 °C, a leste do centro mais frio, entre as longitudes de 9°W-20°W, formando-se, assim, um gradiente zonal de temperatura em baixos níveis.

A figura 26b indica o perfil vertical do desvio zonal de altura geopotencial. Verifica-se que, na região correspondente ao desvio negativo de temperatura da figura 26a, há desvio negativo de altura geopotencial, com máximo desvio negativo de 45 m entre as camadas de 200 e 100 hPa, entre as longitudes de 28°W-32°W. A menor espessura da camada nesta região está associada ao ar mais frio, localizado na área central de pré-formação do vórtice.

A figura 26c apresenta o corte vertical da vorticidade relativa. Observa-se uma região com vorticidade ciclônica entre os níveis de 700 e 100 hPa, sobre as longitudes 26°W-34°W, com mínimo de $-7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ entre os níveis de 300 e 250 hPa. Acima do nível de 500 hPa, há duas áreas com vorticidade anticiclônica, localizadas a oeste (entre 36°W-49°W) e leste (entre 8°W-20°W) do tubo vertical de vorticidade ciclônica. A região com vorticidade relativa positiva a oeste do tubo está associada à crista corrente acima (MORAIS, 2016). Observa-se, também, que o tubo vertical de vorticidade ciclônica possui uma ligeira inclinação para leste com a altura, característica presente em todos os grupos de VCANs estudados por Moraes (2016). Uma provável justificativa seja porque o sistema se inclina para o lado da região mais fria (MORAIS, 2016).

A figura 26d expõe o perfil vertical do movimento vertical. Na região de pré-formação do vórtice, entre 28°W-32°W, predominam movimentos subsidentes, com máximo de $8 \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ entre as camadas de 700 e 500 hPa. A leste dessa região, encontra-se uma faixa de movimentos ascendentes, entre 24°W-28°W, com mínimo de $-3 \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, entre as camadas de 300 e 200 hPa e, a oeste dos movimentos subsidentes, entre 44°W-48°W, localiza-se outra região com movimentos

ascendentes mais intensos, atingindo até $-21 \text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ entre as camadas de 400 e 300 hPa.

A figura 26e exibe o perfil vertical do desvio zonal de umidade específica, evidenciando uma coluna de ar com desvio negativo de $1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, estendendo-se de 600 hPa para níveis superiores, o que indica uma coluna de ar mais seco. Abaixo desta coluna, verificam-se outras duas regiões com desvio negativo de umidade específica, uma localizada entre 32°W - 40°W , com desvio negativo de até $1,5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, e outra entre 9°W - 20°W , com desvio negativo de até $2,5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$. A oeste da coluna superior de ar seco, há uma região de ar mais úmido que se estende até cerca de 200 hPa, com desvio positivo máximo de $5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ em níveis inferiores, localizada entre 40°W - 49°W .

Pela figura 26f, verifica-se uma faixa de precipitação sobre a região Sudeste do Brasil, com máximos acumulados no sul do Rio de Janeiro (30 mm), centro-sul da Bolívia (25 mm) e norte do Peru (25 mm). Esta banda de precipitação assemelha-se à faixa de nebulosidade encontrada na imagem de satélite da figura 25d, na qual se verificam nuvens de topos mais frios sobre as regiões supracitadas. Sobre a maior parte do NEB, há condição de tempo bom, com baixa precipitação (5 mm) sobre algumas porções de Tocantins, Maranhão e Piauí.

Fase de formação: para análise sinótica desta fase, foram avaliadas as condições atmosféricas referentes ao período no qual as linhas de corrente apresentam circulação ciclônica fechada, bem como centros de temperatura mais fria associados à circulação. As figuras 27a a 27e ilustram os campos atmosféricos correspondentes à 00Z do dia 13 de fevereiro de 2009. A figura 26a indica que as linhas de corrente, em 200 hPa, adquiriram uma circulação ciclônica simetricamente fechada, cujo centro está posicionado próximo às coordenadas 18°S - 29°W , e ao qual há um núcleo de temperatura mais fria associado, com desvio negativo de 3°C .

Em relação à fase anterior, nota-se o aprofundamento do cavado, cujas linhas de corrente se inclinam para noroeste e apresentam o início de uma configuração ômega. A oeste do cavado, observa-se que a crista está mais amplificada zonalmente, estendendo-se do Pacífico ao Atlântico, e tal aspecto é efeito da advecção horizontal de vorticidade relativa anticiclônica em altos níveis. A amplificação da crista causa o aprisionamento do ar frio em seu lado equatorial, fazendo com ele adentre ao sul do cavado (REBOITA e VEIGA, 2017).

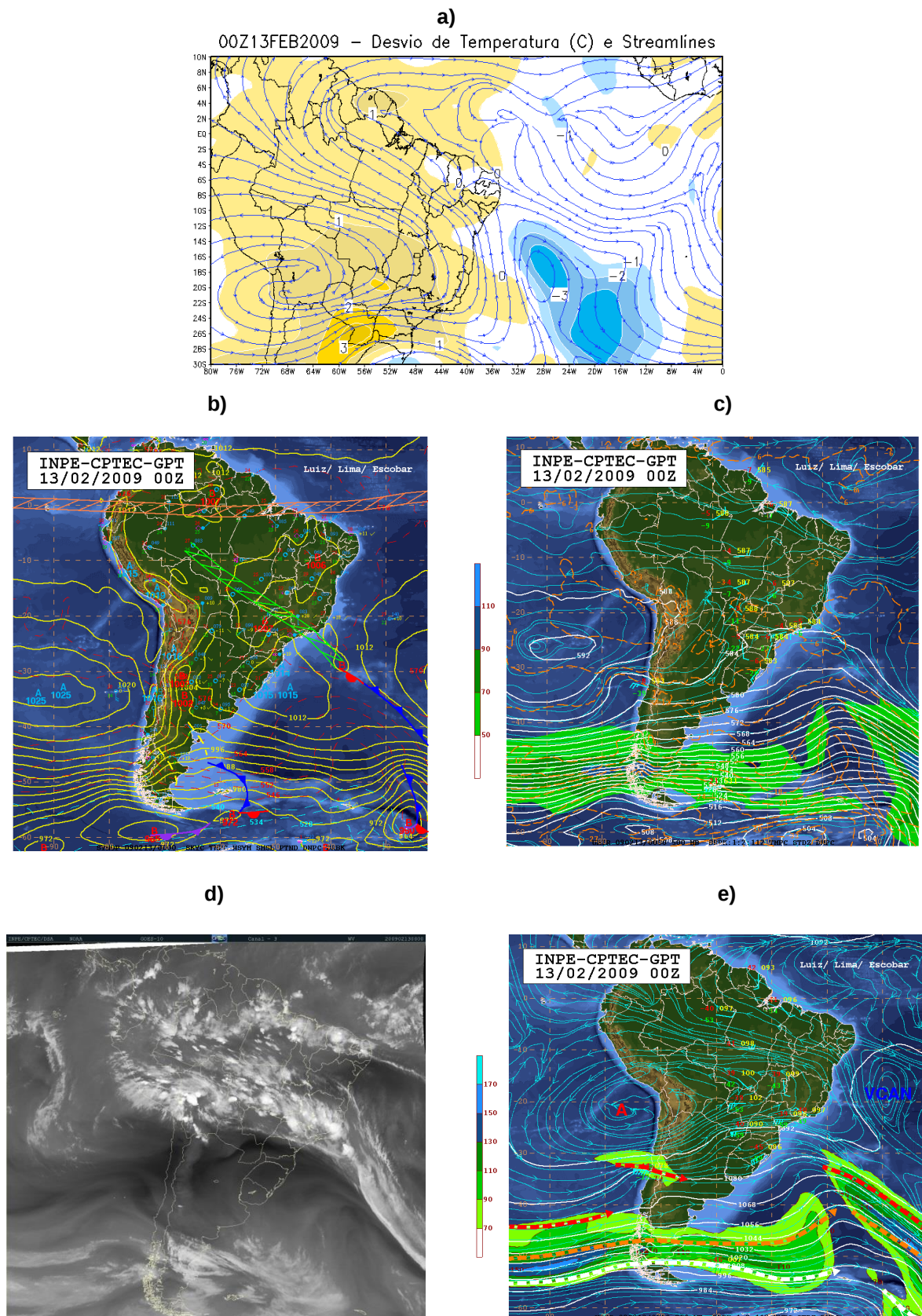


Figura 27: Condições atmosféricas vigentes na fase de formação do VCAN: a) campo composto de desvio zonal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e linhas de corrente em 200 hPa; b) carta sinótica de superfície; c) carta sinótica de médios níveis; d) imagem do satélite GOES-10 do canal vapor d'água; e) carta sinótica de altos níveis. Todos os campos referem-se à 00Z do dia 13 de fevereiro de 2009.

Pela carta sinótica de superfície (figura 27b), verifica-se a atuação da ZCAS sobre o OATS e porções das regiões Sudeste, Centro-Oeste e Norte do Brasil, bem como uma frente estacionária conectada ao sistema sobre o OATS. Como mencionado anteriormente, a ZCAS é um sistema que permanece estacionário por períodos iguais ou superiores a 3 dias, contribuindo para a ocorrência de precipitação nas regiões Sul e Sudeste do Brasil (REBOITA et al., 2010). A imagem de satélite da figura 27d confirma a presença de uma banda de nebulosidade convectiva estendendo-se do oeste da América do Sul até o OATS, passando pelo Centro-Oeste e Sudeste brasileiros. Nota-se que, no período de formação do VCAN, há o desenvolvimento de uma circulação ciclônica a leste da banda de nebulosidade sobre o OATS. Sobre a maior parte do NEB, não se observa intensa nebulosidade, exceto em algumas áreas como o noroeste do Ceará e interior de Paraíba. Nestas regiões, a nebulosidade presente pode estar associada a outros sistemas atmosféricos como a ZCIT, ou, até mesmo, a outros fatores de menor escala, como intenso aquecimento da superfície continental.

A figura 27c indica um campo atmosférico em médios níveis não muito distinto daquele apresentado na fase de pré-formação (figura 25c), entretanto, os dois centros de circulação anticiclônica presentes no período anterior já não se encontram bem configurados. A figura 27e apresenta um centro de alta pressão bem configurado e estendido zonalmente (indicado pela letra vermelha A), e tal sistema, provavelmente, refere-se à AB, deslocada a oeste de sua posição climatológica. Ainda, verifica-se a existência do VCAN sobre o OATS, a leste do NEB (indicado pelas letras azuis VCAN). Ressalta-se que, no VCAN identificado na carta sinótica de 250 hPa, as linhas de corrente e altura geopotencial apresentam aspecto de formato ômega, característica menos evidente no VCAN detectado no campo composto de vento e desvio zonal de temperatura (figura 27a).

As figuras 28a a 28e ilustram os perfis verticais dos campos atmosféricos do VCAN, considerando-se a latitude da posição do centro do vórtice (18°S), computada entre as longitudes 9°W - 49°W . A figura 28a indica uma região de temperatura mais fria ligeiramente inclinada para leste, estendendo-se entre as camadas de 300 e 500 hPa, com desvio negativo de 2°C . Abaixo desta região, a oeste do centro mais frio, há uma região aquecida, abaixo de 600 hPa, com desvio positivo de até 6°C em níveis mais baixos, entre as longitudes 38°W - 49°W .

Esta característica pode ser um agente favorecedor da convergência em superfície e, conseqüentemente, de movimentos ascendentes (REBOITA e VEIGA, 2017). A leste do centro do vórtice, há uma região mais fria, estendendo-se abaixo de 700 hPa, com desvio negativo de até 2 °C, entre as longitudes de 9°W-28°W. Como descrito anteriormente, forma-se um gradiente zonal de temperatura entre essas regiões em baixos níveis, contribuindo para a advecção de ar quente para níveis superiores. Em níveis médios, entre 500 e 200 hPa, a oeste do centro do VCAN, verifica-se outra região mais aquecida, com desvio positivo de até 2 °C, entre as longitudes 39°W-49°W. Este gradiente zonal de temperatura em médios níveis é um dos efeitos da advecção horizontal de ar quente em níveis inferiores.

A figura 28b indica um maior desvio negativo de altura geopotencial, com uma camada menos espessa estendendo-se até 300 hPa, com desvio negativo de 50 m, característica relacionada à coluna de ar mais frio apresentado na figura 27a.

Pela figura 28c, verifica-se um tubo de vorticidade relativa ciclônica de maior magnitude acima de 500 hPa, estendendo-se entre as longitudes 28°W-32°W, com núcleo de maior intensidade acima de 350 hPa, atingindo um mínimo de $-9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A oeste deste tubo, acima de 550 hPa, há uma região de vorticidade anticiclônica, com máximo de $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ entre 300 e 200 hPa. Como mencionado, esta região de vorticidade relativa positiva está associada à crista corrente acima. Considerando o estágio de formação, Moraes (2016) classificou os vórtices com tubo de vorticidade ciclônica estendendo-se até 500 hPa, e cuja magnitude de vorticidade é igual ou superior (em módulo) a $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, como VCANs profundos. Assim, pode-se definir o sistema em questão como um VCAN profundo. Nota-se, novamente, uma ligeira inclinação da região de vorticidade ciclônica para leste, em direção à região mais fria.

A figura 28d aponta para movimentos subsidentes na região do centro do vórtice, com maiores valores de ômega na camada entre 500 e 900 hPa (até $15 \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$), entre as longitudes de 24°W-32°W. A oeste dessa região, na periferia oeste do VCAN, há um máximo de movimentos ascendentes, atingindo $30 \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ na camada de 600 hPa, entre as longitudes de 40°W-48°W.

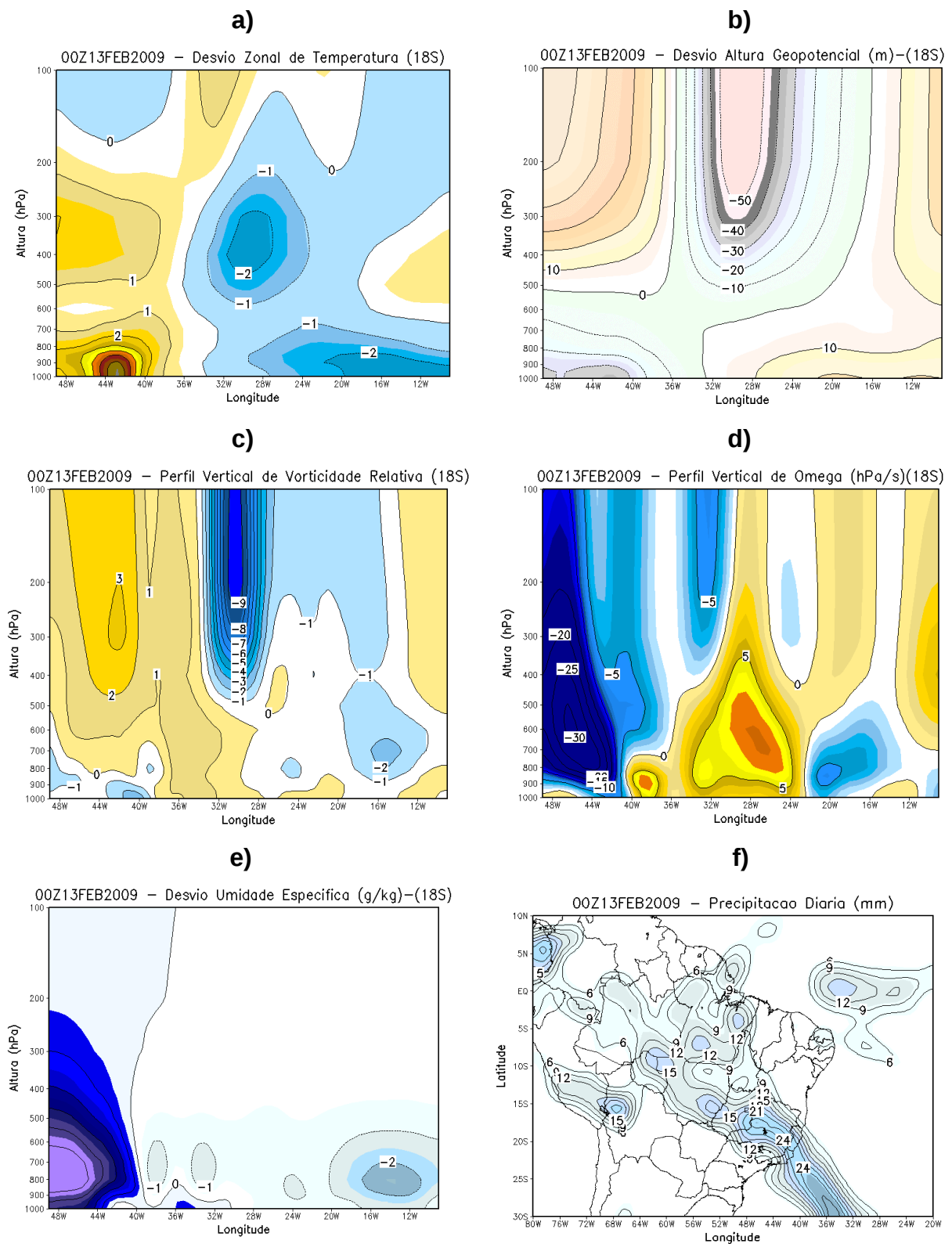


Figura 28: Campos atmosféricos correspondentes à fase de formação do VCAN: a) perfil vertical do desvio zonal de temperatura ($^{\circ}C$); b) perfil vertical do desvio de altura geopotencial (m); c) perfil vertical da vorticidade relativa ($10^{-5} s^{-1}$); d) perfil vertical de movimento vertical ($hPa \cdot s^{-1}$); e) perfil vertical do desvio zonal de umidade específica (g/kg); f) precipitação diária (mm). Todos os campos referem-se à 00Z do dia 13 de fevereiro de 2009.

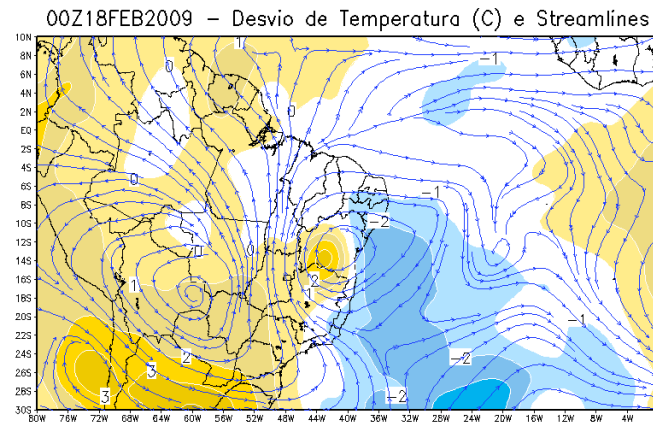
Pela figura 28e, nota-se que nessa mesma região, entre 40°W-48°W, há um máximo de desvio positivo de umidade específica, indicando uma atmosfera com grande concentração de vapor d'água. Importante observar que, pela figura 28f, há uma extensa faixa de precipitação estendendo-se desde a Amazônia, passando pelo Centro-Oeste e Sudeste e alcançando o oceano, com máximos de 24 mm sobre Minas Gerais. Esta faixa de precipitação coincide com os perfis verticais de umidade e movimentos verticais das figuras 28e e 28d, respectivamente, apontando para intensa atividade convectiva nesta região.

Segundo Moraes (2016), na fase de formação, a maioria dos VCANs não apresenta precipitação em sua região central. Em geral, a precipitação é configurada pela circulação do sistema na periferia, ocasionando maior distribuição de chuvas nos lados noroeste, sudoeste, norte e oeste do VCAN (MORAIS, 2016). Neste caso específico, supõe-se que a atuação conjunta do VCAN com a ZCAS aja como fator contributivo para a distribuição de precipitação na borda oeste do vórtice.

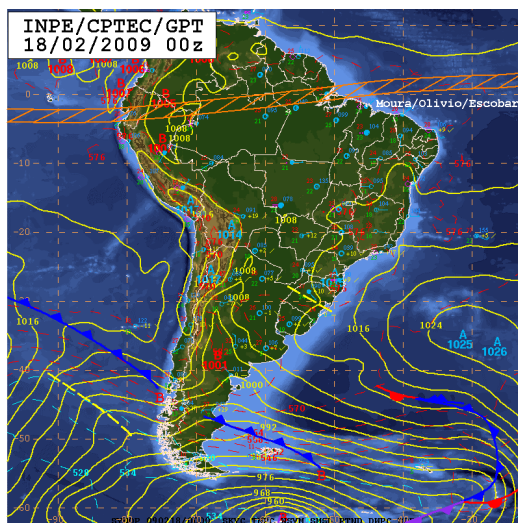
Fase de maturação: as figuras 29a a 29e exibem as condições atmosféricas presentes no período de maturação do VCAN. A figura 29a mostra um vórtice bem configurado sobre a Bahia, cujo centro é até 3° C mais frio que sua vizinhança.

As cartas sinóticas de superfície e níveis médios (figuras 29b e 29c, respectivamente) apresentam cavados sobre o sul do Brasil e Argentina, e a existência de uma frente em oclusão no oceano Atlântico. As figuras 29d e 29f mostram de forma clara a atuação do vórtice. Pela figura 29e, percebe-se o vórtice bem configurado em altos níveis, atuando sobre a Bahia, associado à circulação anticiclônica da AB. A figura 29d indica condições secas na região sob o centro do VCAN, compreendendo porções dos estados de Goiás, Bahia e Minas Gerais, e intensa nebulosidade nos setores norte, noroeste, nordeste e sudoeste do VCAN. Vale ressaltar que a nebulosidade do VCAN pode se unir à convecção da AB e de uma frente fria, formando uma banda de nuvens com configuração do tipo “Y” (MORAIS, 2016). Tal característica é notável na figura 29d.

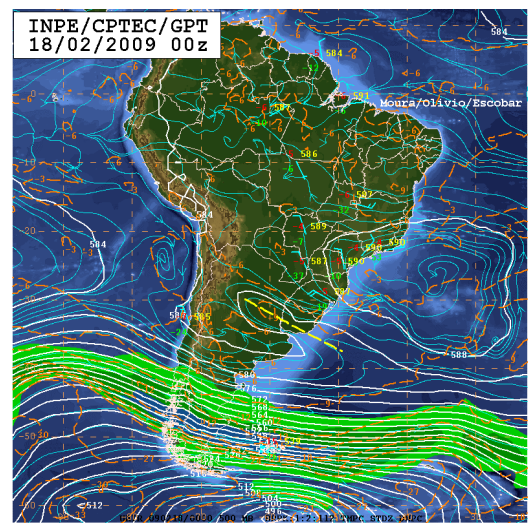
a)



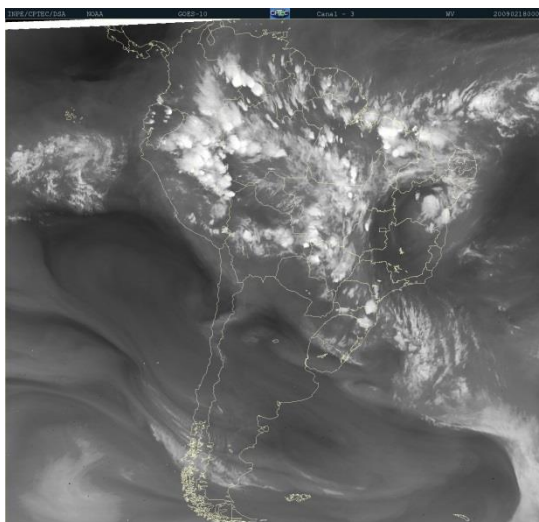
b)



c)



d)



e)

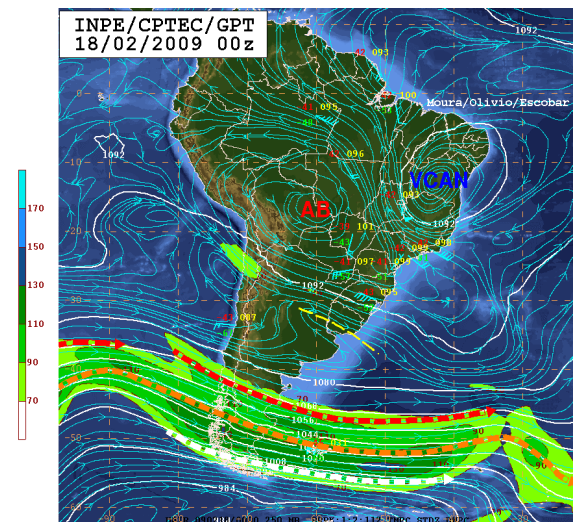


Figura 29: Condições atmosféricas vigentes na fase de maturação do VCAN: a) campo composto de desvio zonal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e linhas de corrente em 200 hPa; b) carta sinótica de superfície; c) carta sinótica de médios níveis; d) imagem do satélite GOES-10 do canal vapor d'água; e) carta sinótica de altos níveis. Todos os campos referem-se à 00Z do dia 18 de fevereiro de 2009.

A figura 30a mostra um núcleo de temperatura mais fria, com desvio negativo atingindo 3°C , entre os níveis de 250 e 600 hPa na região do centro do VCAN, entre 36°W - 40°W , com deslocamento para leste. Acoplada a esta camada mais fria, encontra-se uma região de menor altura geopotencial, com desvios negativos de até 50 m, estendendo-se desde níveis superiores até 600 hPa, com inclinação para leste (figura 30b).

Na fase de maturidade, o VCAN possui sua maior intensidade de vorticidade ciclônica, característica apresentada na figura 30c, em que se verifica um tubo de vorticidade com magnitude de até $-11 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, entre as camadas de 200 e 300 hPa. Nota-se a inclinação do tubo para leste, em alinhamento com o deslocamento das regiões de menor temperatura e altura geopotencial (figuras 30a e 30c, respectivamente).

Pela figura 30d, observam-se movimentos subsidentes nos níveis inferiores da região central do VCAN, e duas regiões de movimentos ascendentes, a oeste e leste do centro do vórtice, com magnitude de até $-10 \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$. Esta configuração pode estar associada à estrutura do sistema, na qual movimentos ascendentes na periferia do vórtice estabelecem uma circulação com convergência em altos níveis e divergência em níveis inferiores, na região central do VCAN (figura 7). Ainda, nesta figura, podem ser vistos intensos movimentos ascendentes a oeste do vórtice, entre 52°W - 60°W , associados à forte atividade convectiva. A intensa convecção nesta região torna-se mais clara com a análise das figuras 30e e 30f, pelas quais se percebe alta concentração de vapor d'água no setor oeste do VCAN e maiores acumulados de precipitação nos setores norte e noroeste do vórtice, com máximos de até 35 mm sobre áreas do Pará. Há, ainda, uma banda de nebulosidade mais amena nos setores nordeste e sudeste do VCAN, cobrindo regiões de grande parte do NEB.

Moraes (2016) salienta que os maiores acumulados de precipitação associada aos VCANs ocorrem, geralmente, na sua fase de máxima intensidade. Além disso, a convecção isolada no centro do vórtice é mais provável de ocorrer quando o sistema amadurece e entra em fase de dissipação, fato mais observado quando o VCAN adentra o continente (KOUSKY e GAN, 1981; MORAIS, 2016).

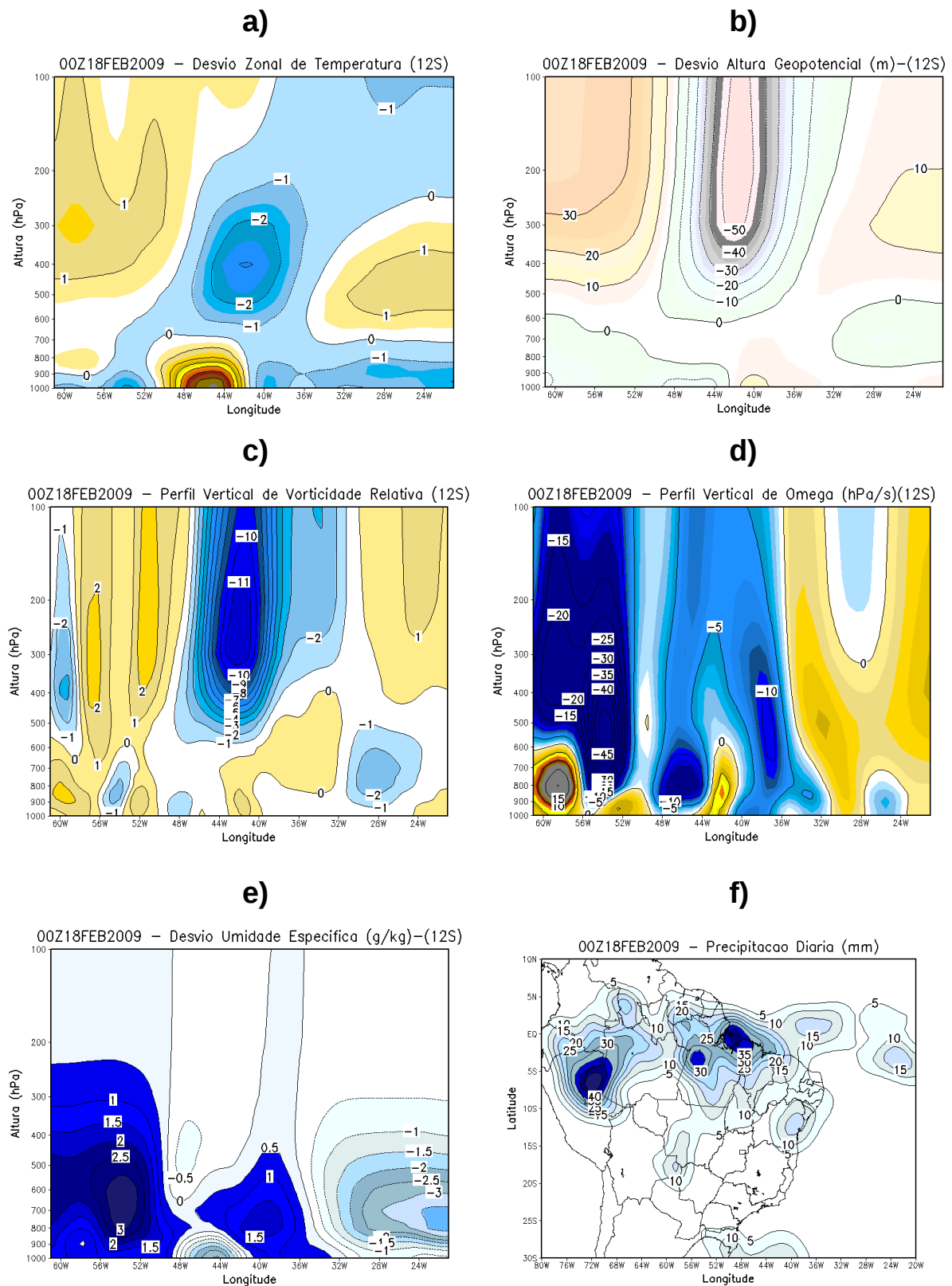


Figura 30: Campos atmosféricos correspondentes à fase de maturação do VCAN: a) perfil vertical do desvio zonal de temperatura ($^{\circ}C$); b) perfil vertical do desvio de altura geopotencial (m); c) perfil vertical da vorticidade relativa ($10^{-5} s^{-1}$); d) perfil vertical de movimento vertical ($hPa \cdot s^{-1}$); e) perfil vertical do desvio zonal de umidade específica (g/kg); f) precipitação diária (mm). Todos os campos referem-se à 00Z do dia 18 de fevereiro de 2009.

Fase de dissipação: para análise do estágio de dissipação do VCAN, selecionou-se o período a partir do dia 21 de fevereiro. Destaca-se que o VCAN não se extinguiu neste tempo, dado que os centros frios e as linhas de circulação ciclônicas associadas a ele só desaparecem às 18Z do dia 22 de fevereiro, adquirindo aspecto de cavado (figura não mostrada). Entretanto, os campos atmosféricos correspondentes ao período do dia 21 já evidenciam mudanças nas características do sistema. Pela figura 31a, observa-se que o VCAN está situado sobre o Mato Grosso (MT), revelando o considerável deslocamento do sistema desde sua formação.

As condições sinóticas de superfície apresentam a atuação de uma frente estacionária sobre a Argentina e a localização da ZCIT em latitudes mais austrais, em torno de 5°S (figura 31b). Em médios níveis, há um pequeno vórtice ciclônico localizado sobre a mesma região do MT, com deslocamento para oeste (figura 31c). A carta sinótica de altos níveis (figura 31e) mostra a atuação bem configurada do vórtice sobre o MT, em direção à Bolívia, associado ao escoamento da AB.

A imagem de satélite (figura 31d) indica uma nebulosidade concentrada nos setores norte e oeste do vórtice. KOUSKY e GAN (1981) observaram que pode haver intensa atividade convectiva próxima ao centro do VCAN, e tal fato é mais comum quando os vórtices se deslocam sobre águas oceânicas quentes ou áreas continentais. O aquecimento oriundo de baixos níveis combinado com os médios e altos níveis mais frios do VCAN pode produzir condições suficientemente instáveis, a ponto de se sobreporem aos efeitos da subsidência no centro do sistema (KOUSKY e GAN, 1981). É provável que o aquecimento sensível próximo à superfície, aliado ao calor advectado verticalmente pela atividade convectiva no VCAN, possa induzir à dissipação do vórtice (KOUSKY e GAN, 1981). Ainda, segundo estes autores, quando os vórtices deslocam-se para oeste, uma banda de nebulosidade se distribui em todo quadrante norte, indicando que a máxima atividade convectiva situa-se na direção do movimento do VCAN.

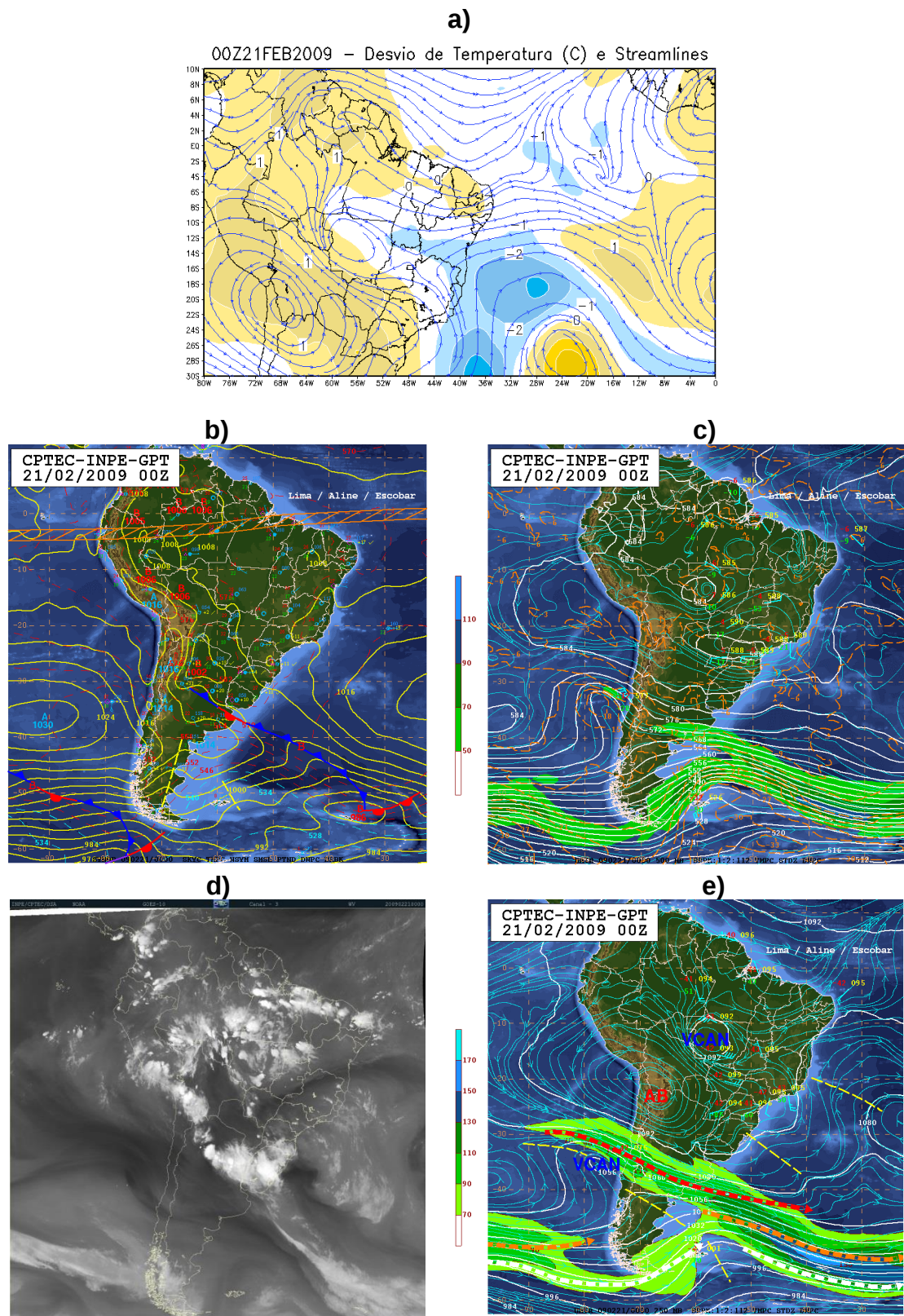


Figura 31: Condições atmosféricas vigentes na fase de dissipação do VCAN: a) campo composto de desvio zonal de temperatura (°C) e linhas de corrente em 200 hPa; b) carta sinótica de superfície; c) carta sinótica de médios níveis; d) imagem do satélite GOES-10 do canal vapor d'água; e) carta sinótica de altos níveis. Todos os campos referem-se à 00Z do dia 21 de fevereiro de 2009.

As figuras 32a a 32e expõem os perfis verticais da atmosfera na fase de dissipação do VCAN, apontando para condições de enfraquecimento do sistema. Pela figura 32a, constata-se que os desvios negativos de temperatura na região central do VCAN apresentam valores mais baixos, o que indica uma camada de ar mais quente. Esta característica é ressaltada pela figura 32b, que revela uma camada de altura geopotencial mais espessa (com menores desvios negativos), na região central do vórtice (em torno de 12°S-57°W). Tanto a região mais fria quanto a camada menos espessa de ar inclinam-se para leste.

Na fase de dissipação do VCAN, a vorticidade relativa ciclônica possui valores de menor magnitude, com um tubo de $-7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ estendendo-se entre as camadas de 150 e 300 hPa (figura 31c). Nesta fase, não se verifica a inclinação para leste do tubo, e este se encontra mais alinhado verticalmente.

Pelo perfil vertical de movimentos verticais, vê-se que há uma região de movimentos ascendentes, com valores de até $-35 \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ entre as camadas de 400 e 500 hPa (figura 32d). Embora haja uma coluna de movimentos subsidentes a leste do centro do VCAN, observa-se que os movimentos ascendentes predominam na borda oeste do vórtice.

O perfil vertical de umidade específica apresenta uma maior concentração de vapor d'água na região central do vórtice (figura 32e). Considerando-se esta característica com o perfil de movimentos verticais, supõe-se que haja atividade convectiva próxima à região central do VCAN. Reboita et al. (2017) também verificaram que, na fase de dissipação do VCAN em estudo, tanto o seu centro quanto sua periferia indicavam concentração de umidade, fator que pode ser decorrente da instabilidade atmosférica, dado que o núcleo do VCAN em altos níveis é mais frio que as camadas abaixo, ocasionando flutuabilidade e movimentos ascendentes (expostos na figura 32d). Como descrito na fase anterior, o aquecimento em superfície associado ao ar mais frio do VCAN em níveis superiores, pode provocar instabilidade, de forma que os movimentos ascendentes prevaleçam sobre a subsidência, provocando possível dissipação do sistema (KOUSKY e GAN, 1981). A precipitação indicada pela figura 32f corrobora a imagem de satélite da figura 31d, revelando máxima atividade convectiva no quadrante oeste da periferia do VCAN, evidenciando um padrão de nebulosidade semelhante a um “arco” em torno do vórtice, característica presentes nos vórtices que se deslocam para oeste (KOUSKY e GAN, 1981; MORAIS, 2016).

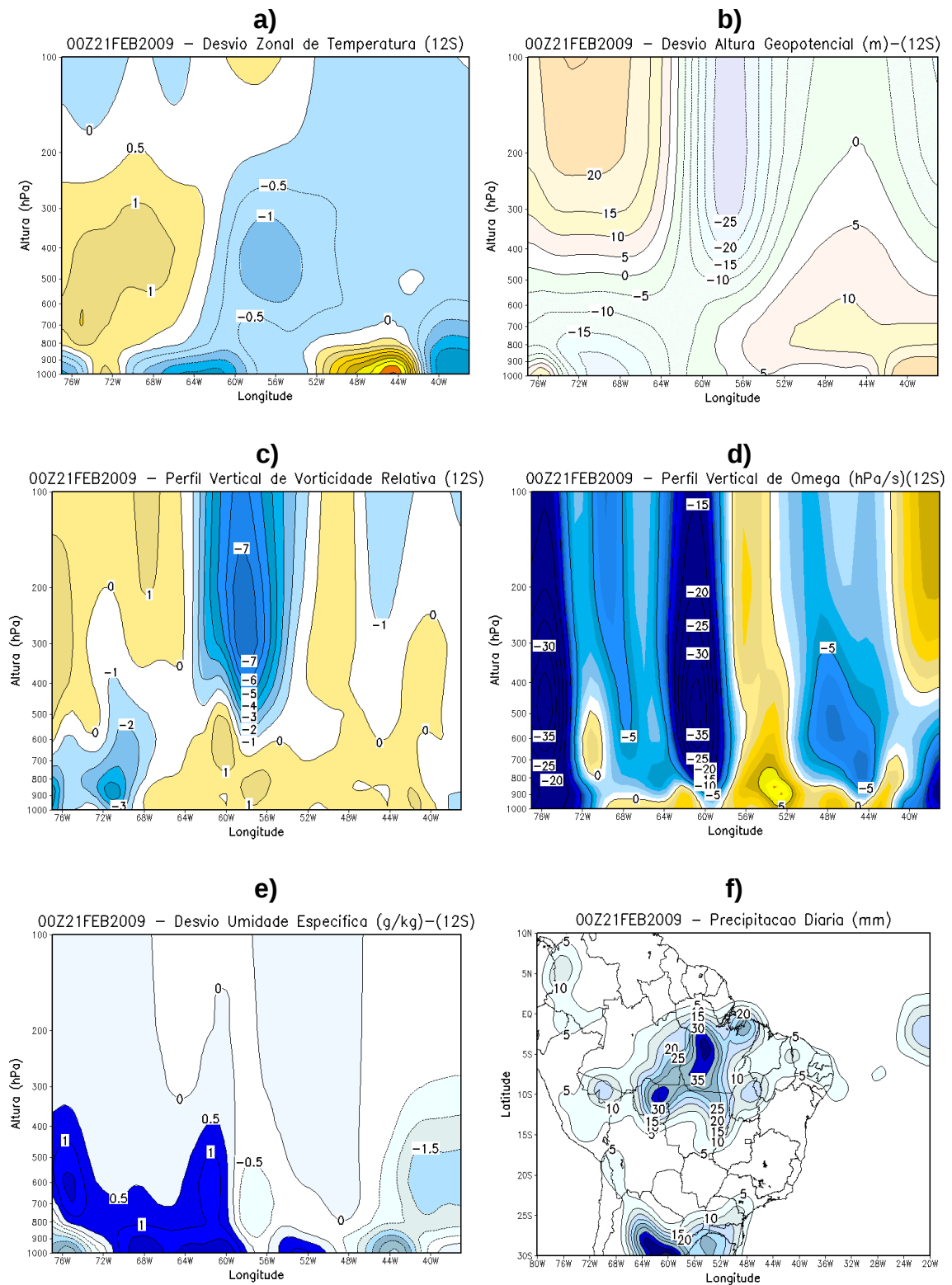


Figura 32: Campos atmosféricos correspondentes à fase de dissipação do VCAN: a) perfil vertical do desvio zonal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$); b) perfil vertical do desvio de altura geopotencial (m); c) perfil vertical da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}); d) perfil vertical de movimento vertical ($\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$); e) perfil vertical do desvio zonal de umidade específica (g/kg); f) precipitação diária (mm). Todos os campos referem-se à 00Z do dia 21 de fevereiro de 2009.

4.5 Trajetória do VCAN

A figura 33 retrata o deslocamento executado pelo VCAN analisado. Vê-se que o sistema se formou sobre o OATS, próximo a 22°S-29°W, a partir do dia 12 de fevereiro, e se dissipou sobre a Bolívia, próximo a 15°S-62°W, a partir do dia 22 de do mesmo mês. Inicialmente, o vórtice moveu-se para norte e noroeste e, após adentrar o continente, deslocou-se sobre os estados de Bahia, Goiás e Mato Grosso. De acordo com a categorização de Ramírez et al. (1998), pode-se classificar este vórtice como VCAN regular, já que seu movimento foi, predominantemente, para oeste. Ainda, segundo os autores, VCANs desse tipo são mais intensos, estendendo-se na vertical até o nível de 500 hPa.

Pelo cálculo dos deslocamentos dos vórtices efetuado com a equação 4, conclui-se que este VCAN percorreu, aproximadamente, 5580 km, e sua velocidade média foi de $6,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Seu deslocamento considerável justifica-se pelo seu tempo de vida de, em média, 10 dias. Como descrito na seção 4.1, apenas 25% dos vórtices identificados entre 2006-2016 tiveram tempo de vida igual ou superior a 10 dias, sendo que VCANs mais duradouros percorrem distâncias maiores e são mais frequentes nos meses de verão e primavera (MORAIS, 2016). Outra característica interessante é o fato do vórtice ter se formado sobre o oceano e atravessado o continente brasileiro, alcançando porções mais ocidentais da América do Sul, dissipando-se sobre a Bolívia. Ramírez et al. (1998) afirmam que VCANs desse tipo são mais raros. De fato, no presente estudo, somente três sistemas com esse tipo de deslocamento foram identificados.

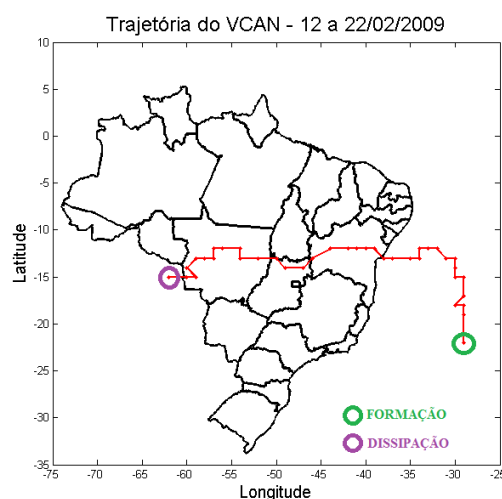


Figura 33: Trajetória de deslocamento do VCAN analisado no estudo de caso.

4.6 Balanço de calor

Para o VCAN do estudo de caso, realizou-se a análise do balanço de calor da equação 3, a fim de avaliar os processos termodinâmicos atuantes em cada estágio de vida do sistema, considerando-se diferentes níveis atmosféricos. A figura 34 mostra a distribuição espacial dos termos de balanço de calor nas regiões próximas ao VCAN, para o nível de 900 hPa.

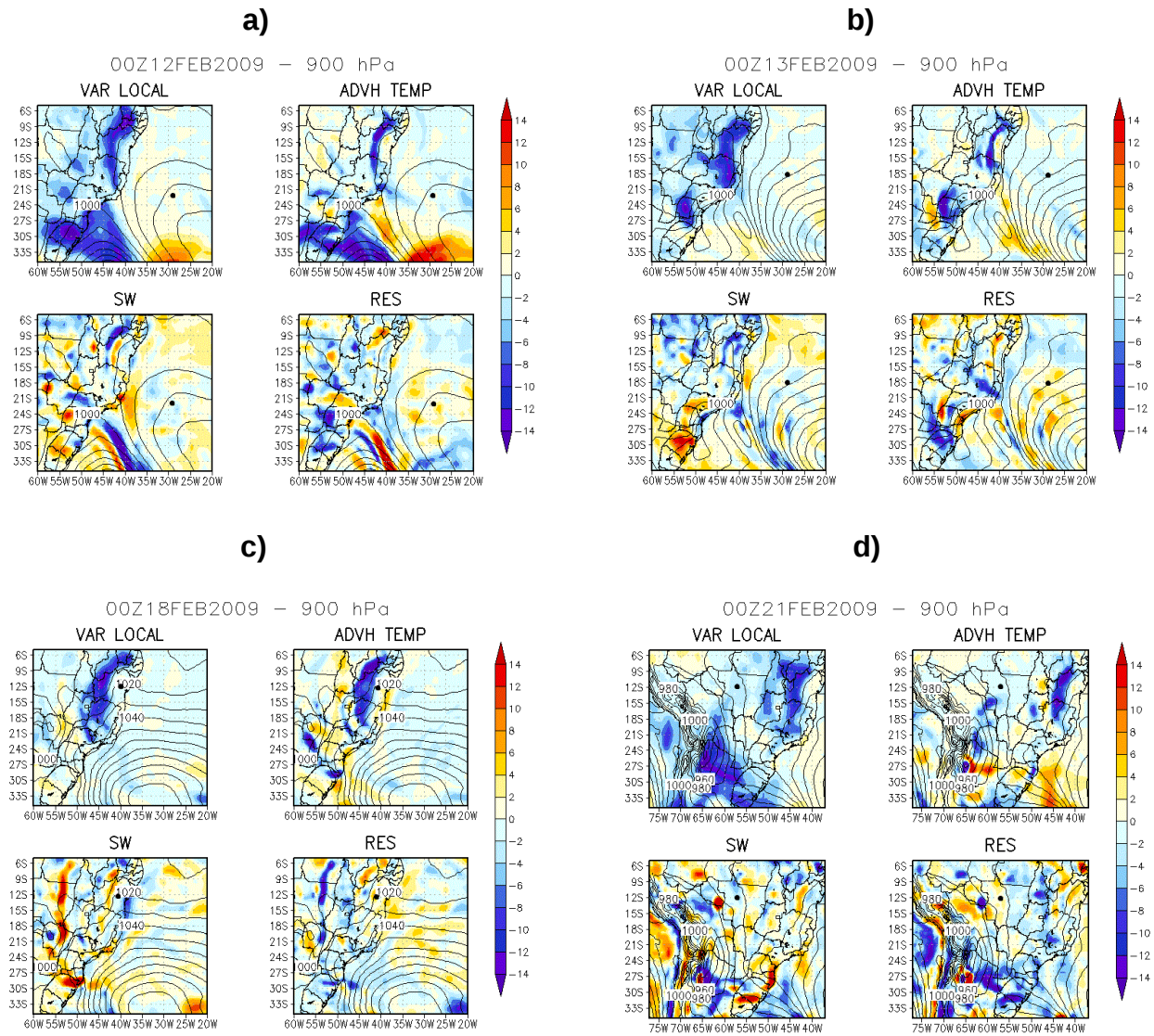


Figura 34: Balanço de calor aplicado ao VCAN no nível de 900 hPa, nas fases de: a) pré-formação, b) formação, c) maturação e d) dissipação. Altura geopotencial (linhas contínuas, metros geopotencial) e termos do balanço de calor (sombreado; VAR LOCAL: variação local de temperatura; ADVH TEMP: advecção horizontal de temperatura; SW: termo relacionado à advecção vertical de temperatura e expansão/compressão adiabática; RES: termo diabático/residual. Unidade: K-dia⁻¹).

Embora o VCAN se forme em altos níveis, é interessante mostrar o balanço de calor também na baixa atmosfera, em virtude da presença do sistema frontal. Na fase de pré-formação do vórtice (figura 34a), na região próxima ao primeiro centro de circulação ciclônica fechada identificado, entre 22°S-29°W (indicado por um pequeno ponto preto), a distribuição espacial dos termos aponta para um resfriamento na área do vórtice, embora, de pequena magnitude, de 0 a $-2,0 \text{ K}\cdot\text{dia}^{-1}$. No entanto, nas regiões a sudoeste do VCAN, nota-se um intenso resfriamento, da ordem de até $-12,0 \text{ K}\cdot\text{dia}^{-1}$, o que pode ser decorrente da frente fria que atuava sobre a região (figura 25b). A advecção horizontal (ADVH TEMP) de ar frio é o principal termo a contribuir para o resfriamento da área. Vê-se que o termo relacionado aos movimentos verticais e aquecimentos/resfriamentos adiabáticos (SW) apresenta grande resfriamento na região do sistema frontal, devido, predominantemente, pelo resfriamento causado pela expansão do ar em convecção. Em contrapartida, o termo diabático/residual (RES) parece atuar de forma oposta à advecção horizontal e ao movimento vertical em algumas regiões. Percebe-se que nas regiões de intenso resfriamento no campo de SW, há aquecimento no campo do termo residual, o que pode ser causado pelo aquecimento por liberação de calor latente ou turbulência, ocasionadas pelos movimentos convectivos.

Na fase de formação do VCAN (figura 34b), na região próxima ao seu centro, em torno de 18°S-29°W, os termos de variação local e advecção horizontal de temperatura apresentam resfriamento da ordem de $-2,0 \text{ K}\cdot\text{dia}^{-1}$. Nas regiões a leste e oeste do vórtice, o campo de SW denota resfriamento, enquanto o campo RES exhibe aquecimento, sugerindo um balanço entre o resfriamento causado pela expansão adiabática e o aquecimento pela liberação de calor latente.

Na fase de maturação do vórtice (figura 34c), o sistema localiza-se em torno de 12°S-41°W, sobre o estado da Bahia. Pelos termos de variação local (VAR LOCAL) e advecção horizontal de temperatura, verifica-se grande resfriamento na região a oeste do VCAN, característica não tão clara nos campos de movimento vertical e termo diabático. Supõe-se que o resfriamento seja devido à atividade convectiva da borda oeste do VCAN (figura 29d). O campo de SW possui regiões de resfriamento que se contrapõem a regiões de aquecimento do campo de RES, e indica aquecimento na área próxima ao centro, o que pode ser devido aos movimentos subsidentes do centro do vórtice, causando aquecimento por compressão adiabática.

Na dissipação, o VCAN situa-se em torno de 12°S-57°W (figura 34d). Há resfriamento de até $-2,0 \text{ K}\cdot\text{dia}^{-1}$ na região. O campo de SW exibe resfriamento por expansão adiabática na área central do vórtice.

A relação entre os campos SW e RES é mais evidente na distribuição espacial dos termos do balanço de calor em 500 hPa (figura 35). Como o VCAN possui um ar mais frio que aquele em níveis inferiores, gera-se instabilidade em níveis intermediários. Como dito, também, movimentos convectivos podem resfriar o ambiente adiabaticamente, e aquecê-lo por liberação de calor latente ocorrida na condensação do vapor d'água.

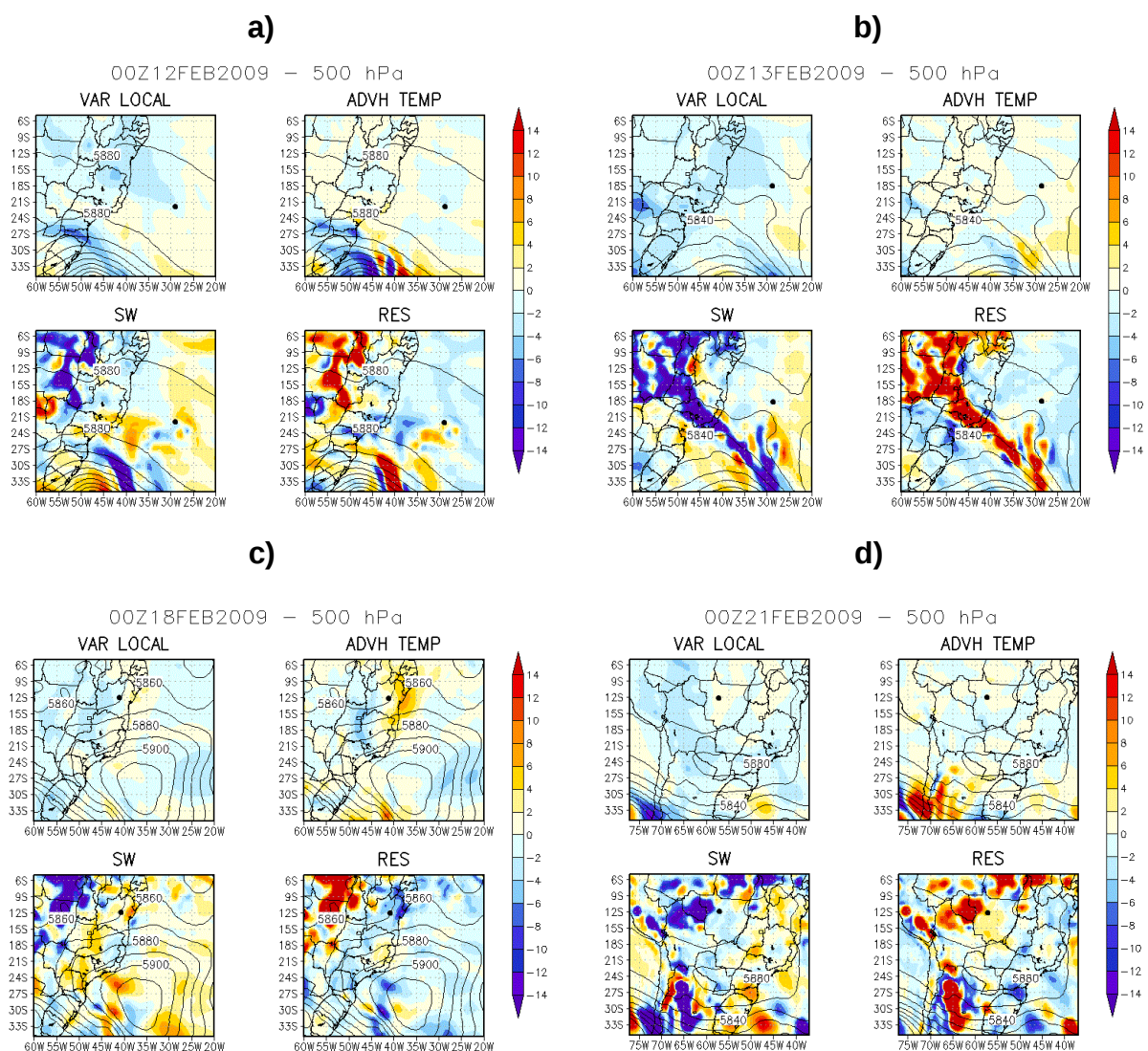


Figura 35: Balanço de calor aplicado ao VCAN no nível de 500 hPa, nas fases de: a) pré-formação, b) formação, c) maturação e d) dissipação. Altura geopotencial (linhas contínuas, metros geopotencial) e termos do balanço de calor (sombreado; VAR LOCAL: variação local de temperatura; ADVH TEMP: advecção horizontal de temperatura; SW: termo relacionado à advecção vertical de temperatura e expansão/compressão adiabática; RES: termo diabático/residual. Unidade: $\text{K}\cdot\text{dia}^{-1}$).

Assim, o resfriamento nos campos de SW e o aquecimento diabático em RES, em níveis médios, é consequência da instabilidade que atuava na região do VCAN. Nas figuras 35c e 35d, a borda convectiva no setor oeste do VCAN evidencia a relação oposta entre os campos de SW e residual.

Pela distribuição espacial dos termos do balanço de calor em 200 hPa (figura 36), é possível observar de forma mais clara a atuação do vórtice, através do mínimo de altura geopotencial que forma um centro fechado, originado de um cavado.

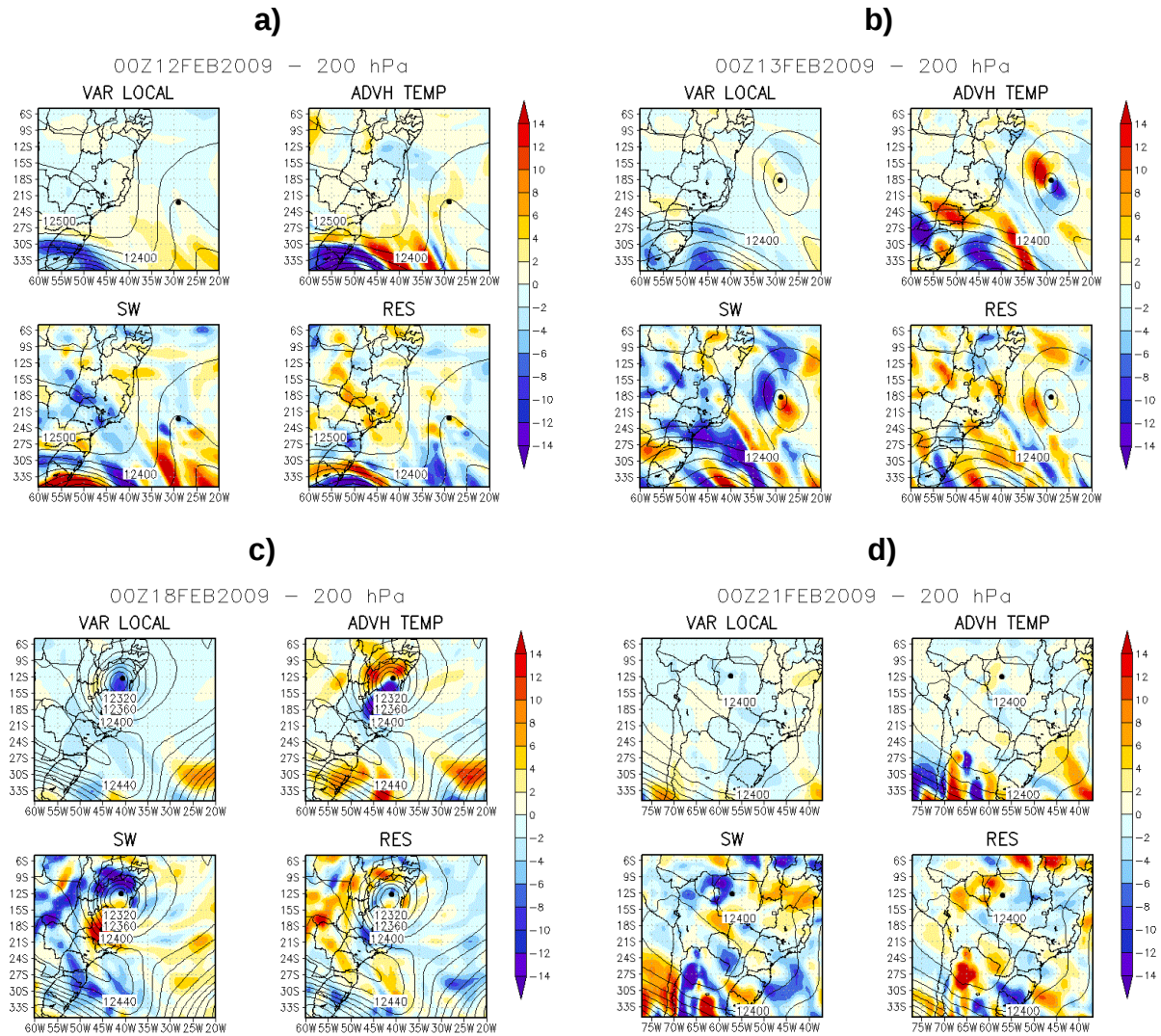


Figura 36: Balanço de calor aplicado ao VCAN no nível de 200 hPa, nas fases de: a) pré-formação, b) formação, c) maturação e d) dissipação. Altura geopotencial (linhas contínuas, metros geopotencial) e termos do balanço de calor (sombreado; VAR LOCAL: variação local de temperatura; ADVH TEMP: advecção horizontal de temperatura; SW: termo relacionado à advecção vertical de temperatura e expansão/compressão adiabática; RES: termo diabático/residual. Unidade: $K \cdot dia^{-1}$).

Em geral, os campos de advecção horizontal de temperatura indicam ar mais quente no lado leste do VCAN e ar mais frio em seu lado oeste. Isso se deve à circulação ciclônica do sistema, que adveceta ar quente de latitudes mais baixas em seu lado leste, e transporta ar mais frio de latitudes mais altas em seu lado oeste. Esta configuração é bastante notável na fase de maturação (figura 36c). Ainda, em seu estágio maduro, vê-se que o resfriamento é causado, predominantemente, pelos movimentos verticais, decorrentes da atividade convectiva no setor oeste do VCAN.

Na fase de dissipação (figura 36d), supõe-se que o enfraquecimento do vórtice se deve à advecção horizontal de ar mais quente, bem como pelos processos diabáticos, que indicam aquecimento na região central do VCAN, processo que pode estar associado ao aquecimento por calor latente, oriundo do movimento convectivo na periferia e centro do sistema. Como descrito por Kousky e Gan (1981), o aquecimento sensível próximo à superfície, combinado com o calor transportado verticalmente pelos movimentos convectivos, pode enfraquecer o vórtice, induzindo-o à dissipação.

4.7 Perfis verticais dos termos do balanço de calor

Para analisar a influência de cada termo do balanço de calor, em toda a coluna vertical e em cada estágio do VCAN, foram realizadas médias simples em caixas de 10° de latitude por longitude, centradas no vórtice em altos níveis.

Para o estágio de pré-formação, a figura 37 mostra uma prevalência de resfriamento da coluna de ar, propiciada, principalmente, pelos movimentos verticais. Essa tendência de resfriamento é mais acentuada entre os níveis inferiores e 600 hPa.

Como descrito na seção 4.6, supõe-se que estas condições estejam associadas à instabilidade atmosférica presente no período anterior à formação do VCAN. Os valores encontrados no termo de movimentos verticais podem estar associados ao resfriamento adiabático, favorecido pelo movimento convectivo. A partir de 200 hPa, percebe-se que os termos de variação local e advecção horizontal de temperatura invertem suas curvas, enquanto o termo diabático atinge uma ordem próxima de $1,5 \text{ K} \cdot \text{dia}^{-1}$. Sugere-se que essa inversão decorra da transição entre a tropopausa e camadas inferiores.

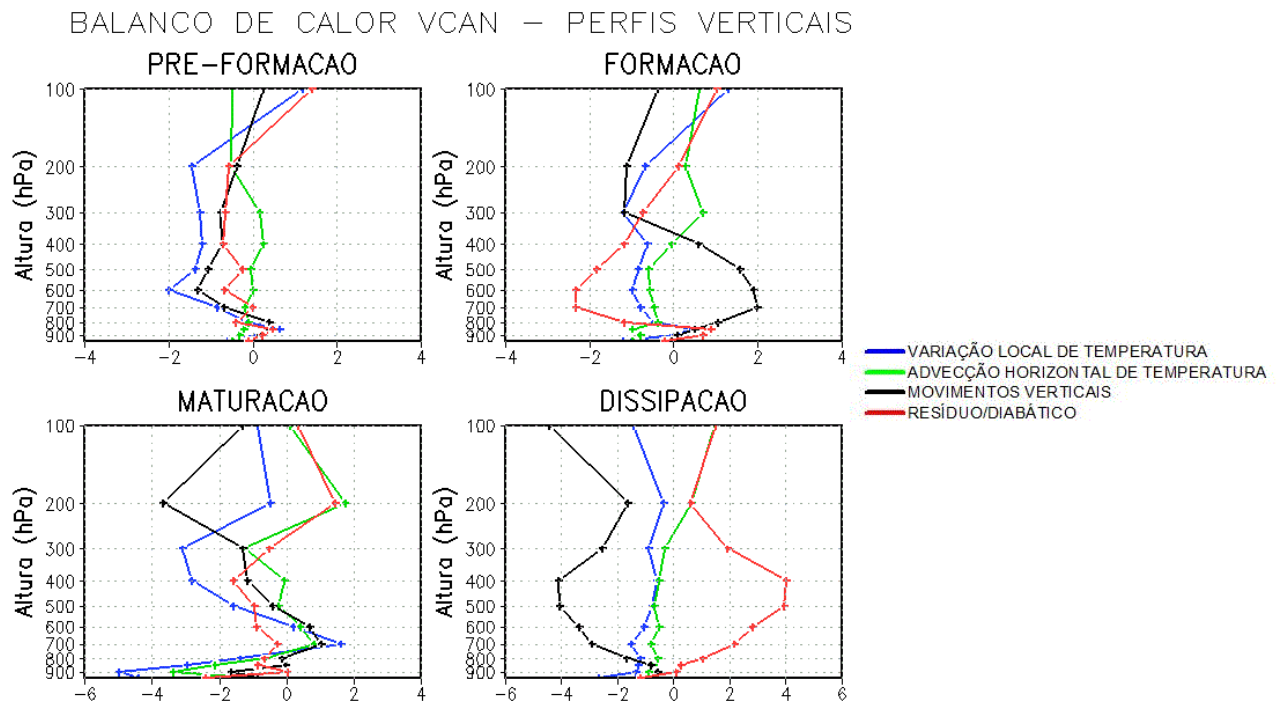


Figura 37: Perfis verticais médios dos termos do balanço de calor, para todas as fases de vida do VCAN.

Unidade: $K \cdot dia^{-1}$

Para o estágio de formação, os perfis verticais médios dos termos do balanço de calor apresentam, predominantemente, resfriamento. Sugere-se que os valores positivos de movimentos verticais, presentes entre 900 e 300 hPa, estejam associados à advecção vertical de temperatura mais quente, oriunda de níveis inferiores, bem como ao aquecimento devido à compressão adiabática, relacionada aos movimentos subsidentes na região central do VCAN.

Para o estágio de maturação, o perfil vertical médio da variação local de temperatura aponta para resfriamento na coluna que se estende de 700 até 300 hPa e isso se deve, pelos movimentos verticais que ocorrem na mesma camada. O perfil vertical de movimentos verticais mostra aquecimento em níveis abaixo de 700 hPa, que pode estar relacionado à compressão adiabática dos movimentos subsidentes, bem como à advecção vertical de ar mais quente, originário de superfícies aquecidas como o continente. Os termos de movimentos verticais e residual/diabático exibem perfis ligeiramente opostos, entretanto, não é clara qual a contribuição do termo residual para a manutenção do VCAN neste período.

Pelos perfis verticais médios dos termos do balanço de calor, aplicados à fase de dissipação do vórtice, verifica-se que os perfis verticais de variação local e advecção horizontal de temperatura apresentam valores negativos em quase toda a

coluna, havendo advecção horizontal de temperatura mais quente a partir de 350 hPa. O perfil vertical médio do termo diabático indica uma possível maior influência do resíduo no enfraquecimento do sistema.

O perfil de movimentos verticais exibe uma tendência de resfriamento que se estende até a camada de 400 hPa, e subsequente tendência de aquecimento até o nível de 200 hPa. Contrariamente, o perfil vertical do termo residual apresenta aquecimento até o nível de 400 hPa, atingindo valores na ordem de $4,0 \text{ K} \cdot \text{dia}^{-1}$. A partir desse nível, o termo diabático tende a resfriar, porém, não atinge valores negativos. Assim, infere-se que, na fase de dissipação do VCAN, os termos que mais favoreceram o enfraquecimento do vórtice foram o de movimentos verticais – seja por meio de advecção de ar mais quente de níveis inferiores, ou por compressão adiabática de movimentos subsidentes na área central do sistema – e o termo residual/diabático, responsável pelo aquecimento do ambiente proveniente do calor latente liberado nos processos de convecção e condensação de vapor d'água.

4.8 Vorticidade potencial do VCAN

Como apresentado na seção 4.3, pretende-se aqui avaliar os campos de vorticidade potencial isentrópica (VPI) na região de formação do VCAN analisado. Para isso, delimitou-se um quinto quadrante, correspondente à área na qual o sistema se formou, entre 20°S - 30°S e 30°W - 45°W (figura 38). Ao todo, foram identificados sete VCANs nessa região.

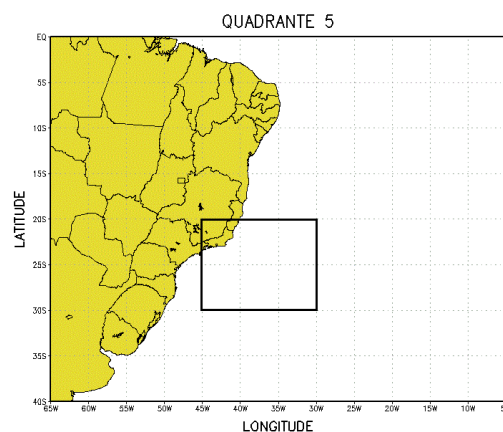


Figura 38: Região do quadrante 5 para análise da VPI.

Pelas figuras 39a a 39c, observa-se que os desvios de VPI nessa região não são significativos, com pequenas regiões de -1 UVP sobre o oceano. No dia 0, nota-se que o núcleo de desvio aumentou em relação ao dia -1, e deslocou-se para nordeste (figura 39b). No dia +1, a região de -1 UVP encontra-se mais zonal e há um pequeno núcleo de -2 UVP. No entanto, analisando os mapas de médias (figuras 39d a 39f), vê-se a intrusão de línguas de até -2 UVP na região, deslocando-se para latitudes mais tropicais. No dia +1, as línguas atingem latitudes próximas as 12,5°S e há, ainda, um núcleo de -3 UVP desprendido do escoamento, em direção a menores latitudes. Os resultados indicam que, apesar do desvio de VPI pouco expressivo na região, há advecção isentrópica de línguas com alta VPI, o que pode ser consequência da maior proximidade da região às latitudes subtropicais.

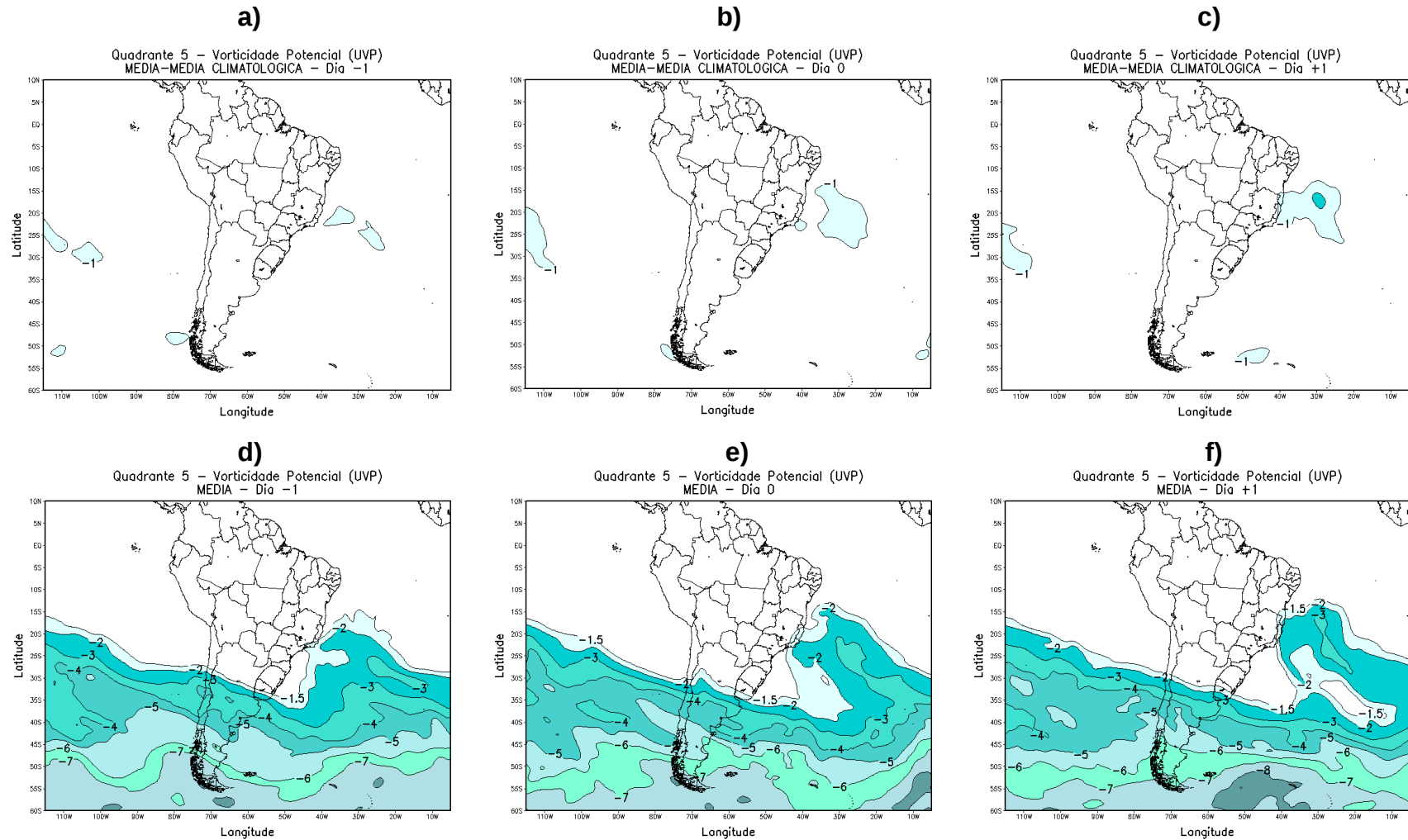


Figura 39: a) desvio de VPI para os dias anteriores à formação de VCANS na região do Quadrante 5; b) desvio de VPI para os dias de formação de VCANS; c) desvio de VPI para os dias posteriores à formação de VCANS; d) média de VPI para os dias anteriores à formação de VCANS; e) média de VPI para os dias de formação de VCANS; f) média de VPI para os dias posteriores à formação de VCANS. Valores em UVP (unidade de vorticidade potencial). $1 \text{ UVP} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{Kg}^{-1}$. Somente valores negativos.

5. CONCLUSÕES

O presente estudo teve como objetivos avaliar a ocorrência de VCANs nas cercanias do NEB, nos meses de verão entre 2006 e 2016, e analisar suas características médias, como tempo de vida, distância percorrida, direção preferencial de deslocamento, velocidade média, bem como frequências mensais e anuais. Para isso, fez-se uso de mapas de linhas de corrente e desvio zonal de temperatura.

Os resultados indicaram boa concordância com aqueles encontrados por inúmeros estudos do sistema na região. Apesar da relativa subjetividade envolvida no método de detecção, tal meio mostrou-se uma forma eficiente de análise e identificação de VCANs.

Além do estudo sinótico de caso de um VCAN, no qual foram descritas as características meteorológicas que acompanharam o vórtice em seus diferentes estágios de vida, averiguou-se o balanço de calor aplicado ao estudo de caso. Os resultados permitiram deduzir que a advecção horizontal de temperatura e o resfriamento adiabático desempenharam papel importante na formação e manutenção do VCAN, enquanto o enfraquecimento do sistema se deu pelo aquecimento associado ao termo diabático, bem como pela advecção vertical de ar aquecido, proveniente de superfícies continentais,

A avaliação da vortacidade potencial isentrópica na região de estudo, permitiu utilizar outra forma de se analisar e identificar os vórtices, considerando-se outros aspectos físicos da sua dinâmica complexa. Em geral, verificou-se que a área delimitada por 10°S-20°S e 15°W-45°W possui maiores valores de VPI, e sofre intrusão de línguas de alta vortacidade potencial que podem atingir latitudes mais tropicais.

Para estudos futuros, sugere-se:

- avaliação da relação climatológica entre a Alta da Bolívia e a incidência de VCANs no NEB;
- análise da influência de eventos de intrusão de vortacidade potencial isentrópica na formação de vórtices ciclônicos na região do NEB;
- avaliação da relação de características dos VCANs, como tempo de vida e deslocamento, e seus efeitos sobre a precipitação no NEB e cercanias;
- análise do balanço da vortacidade.

6. REFERÊNCIAS

ALVES, J.M.B.; FERREIRA, N.S.; REPELLI, C.A. Um estudo diagnóstico das características atmosféricas associadas à atuação de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o Atlântico tropical sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 11, p. 44-58, 1996. Disponível em: http://www.rbmet.org.br/port/revista/revista_artigo.php?id_artigo=481.

ALVES, J.M.B. Um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o Nordeste do Brasil e Atlântico adjacente no verão de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, n. 1, p. 115-122, 2001. Disponível em: http://www.rbmet.org.br/port/revista/revista_artigo.php?id_artigo=547.

APPENZELLER, C.; DAVIES, H.C.; NORTON, W.A. Fragmentation of stratospheric intrusions. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 1435-1456, 1996. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/95JD02674/abstract>.

BARBOSA, T.F. **Intrusão de vorticidade potencial na alta troposfera sobre o Atlântico Tropical Sul e sua relação com a precipitação no NE do Brasil**. 2006.118 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. Disponível em: <http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2006/04.13.17.42/doc/publicacao.pdf>.

BERNADET, L.G.; DIAS, M.F.S. Diagnóstico da estrutura vertical da troposfera associada a sistemas de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 4, n. 2, p. 365-377, 1989. Disponível em: http://www.rbmet.org.br/port/revista/revista_dl.php?id_artigo=430&id_arquivo=690.

BLUNDEN, J.; ARNDT, D.S. et al. Eds., 2012: State of the Climate in 2011. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 7, 2012. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/citedby/10.1175/2012BAMSStateoftheClimate.1>.

BROWNING, K.A. Evolution of a mesoscale upper tropospheric vorticity maximum and comma cloud from a cloud-free two-dimensional potential vorticity anomaly. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 119, n. 513, p. 883-906, 1993. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49711951302/abstract>.

CAMPETELLA, C.M.; POSSIA, N.E. Upper-level cut-off lows in southern South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, p. 181-191, 2007. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00703-006-0227-2>.

CARVALHO, L.M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108, 2004. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442%282004%29017%3C0088%3ATSACZI%3E2.0.CO%3B2>.

CLIMANÁLISE. Boletim de Monitoramento e Análise Climática – Climanálise, v. 22, n. 01, Janeiro/2007. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Cachoeira Paulista, SP. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rcliman/boletim/>.

CLIMANÁLISE. Boletim de Monitoramento e Análise Climática – Climanálise, v. 22, n. 02, Fevereiro/2007. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Cachoeira Paulista, SP. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rcliman/boletim/>.

CLIMANÁLISE. Boletim de Monitoramento e Análise Climática – Climanálise, v. 24, n. 02, Fevereiro/2009. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Cachoeira Paulista, SP. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rcliman/boletim/>.

CLIMANÁLISE. Boletim de Monitoramento e Análise Climática – Climanálise, v. 25, n. 12, Dezembro/2010. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Cachoeira Paulista, SP. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rcliman/boletim/>.

CLIMANÁLISE. Boletim de Monitoramento e Análise Climática – Climanálise, v. 26, n. 01, Janeiro/2011. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Cachoeira Paulista, SP. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rcliman/boletim/>.

CLIMANÁLISE. Boletim de Monitoramento e Análise Climática – Climanálise, v. 26, n. 02, Fevereiro/2011. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Cachoeira Paulista, SP. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rcliman/boletim/>.

COELHO, M.S.; GAN, M.A.; CONFORTE, J.C. Estudo da variabilidade da posição e da nebulosidade associada à ZCIT do Atlântico, durante a estação chuvosa de 1998 e 1999 no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 23-34, 2002. Disponível em: http://www.rbmet.org.br/port/revista/revista_dl.php?id_artigo=40&id_arquivo=35.

COSTA, M.S. **Vórtice ciclônico em altos níveis associado à corrente de jato no nordeste brasileiro nos anos de 1998-2007**. 2010. 98 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2010. Disponível em: http://www.repositorio.ufal.br/bitstream/riufal/883/1/Dissertacao_Micejane%20da%20Silva%20Costa_2010.pdf.

COUTINHO, M.D.L. **Método objetivo de identificação dos vórtices ciclônicos de altos níveis na região tropical sul: validação e climatologia**. 2008. 119 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <http://mtc-m16c.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/11.17.12.16/doc/publicacao.pdf>.

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. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 3, p. 311-323, 2010. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v25n3/a03v25n3.pdf>.

CRESPO, N.M. **Contribuição da interação troposfera-estratosfera nas ciclogêneses em superfície sobre a América do Sul**. 2015. 114 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-29052015-003758/pt-br.php>.

DUTRA, L.M.M. **Ciclones subtropicais sobre o Atlântico Sul: análise da estrutura dinâmica de eventos**. 2012. 144 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-14052012-132233/pt-br.php>.

DEE, D.P.; UPPALA, S.M.; SIMMONS, A.J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M.A.; BALSAMOS, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A.C.M.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A.J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S.B.; HERBACH, H.; HÓLM, E.V.; ISAKSEN, I.; KÄLLBERG, P.; KÖHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A.P.; MONGE-SANZ, B.M.; MORCRETTE, J.J.; PARK, B.K.; PEUBEY, C.; ROSNAY, P.; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J.N.; VITART, F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 553-597, 2011. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.828/pdf>.

FUNATSU, B.M. **Estudo sinótico-dinâmico de ciclogênese usando vorticidade potencial**. 1999. 147 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999. Disponível em: <http://marte3.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/deise/2000/03.14.11.42/doc/publicacao.pdf>.

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 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982. Disponível em: <http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.21.17.31/doc/publicacao.pdf>.

GAN, M.A.; KOUSKY, V.E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 19-28, 1986. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/43653491_Vortices_ciclonicos_da_alta_troposfera_no_Oceano_Atlantico_Sul.

GODOY, A.A.; POSSIA, N.E.; CAMPETELLA, C.M.; SKABAR, Y.G. A cut-off low in southern South America: dynamic and thermodynamic processes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 4, p. 503-514, 2011. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v26n4/a01v26n4.pdf>.

HASTENRATH, S. Climate dynamics of the tropics. Updated edition from "Climate and circulation of the tropics". **Dordrecht: Kluwer Academic Publishers**. 488 p. 1991. Disponível em: <http://www.springer.com/us/book/9789401088787>.

HOLTON, J.R. **An introduction to Dynamic Meteorology**. Burlington, MA: Elsevier Academic Press, 2004.

HOSKINS, B.J.; McINTYRE, M.E.; ROBERTSON, A.W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 111, n. 470, p. 877-946, 1985. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49711147002/abstract>.

IWABE, C.M.N. **Intrusão estratosférica associada com ciclogêneses na costa do sul do Brasil: uma análise utilizando o conceito de vorticidade potencial**. 2008. 106 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008. Disponível em: <http://www.iag.usp.br/pos/meteorologia/portugues/dissertacoestestes/intrus%C3%A3o-estratosf%C3%A9rica-associada-com-ciclog%C3%AAneses-na-cost>.

KENTARCHOS, A.S.; DAVIES, T.D. A low latitude stratospheric intrusion associated with a cut-off low. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 1, p. 67-70, 1998. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/97GL03351/full>.

KOUSKY, V.E.; GAN, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538-551, 1981. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.2153-3490.1981.tb01780.x/epdf>.

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. 656-677, 1997. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0469%281997%29054%3C0656%3AOTOOTB%3E2.0.CO%3B2>.

LEVINSON, D.H.; LAWRIE, J.H. et al. Eds.: 2008: State of the Climate in 2007. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.89, n. 7, 2008. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-89-7-StateoftheClimate>.

MELO, A.B.C.; NOBRE, P.; MENDES, D.; BOTTINO, M.J. A Zona de Convergência Intertropical sobre o oceano Atlântico: climatologia. **Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, p. 682-686, Foz do Iguaçu, 2002. Disponível em: http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/iris@1915/2005/04.13.17.20/doc/Melo_A%20Zona%20de%20convergencia.pdf.

MISHRA, S.K.; RAO, V.B. The energetics of an upper tropospheric cyclonic vortex over north-east Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, p. 2329-2351, 2001. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49712757707/pdf>.

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. **American Meteorological Society**, v. 129, p. 1673-1688, 2001. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0493%282001%29129%3C1673%3ASAEOTL%3E2.0.CO%3B2>.

MORAIS, M.D.C. **Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam no Nordeste do Brasil: estudo observacional e numérico**. 2016. 263 f. Tese de Doutorado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016. Disponível em: <http://mtc-m21b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/01.25.15.04/doc/publicacao.pdf>.

MORAIS, M.D.C.; GAN, M.A. Vórtices ciclônicos em altos níveis sobre o nordeste do Brasil. **Revista Climanalise**, v. 3, 2017. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/revista/pdf/30anos/moraisegan.pdf>.

NIETO, R.; SPRENGER, M.; WERNLI, H.; TRIGO, R.M.; GIMENO, L. Identification and climatology of cut-off lows near the tropopause. **Trends and Directions in Climate Research: Ann. N.Y. Acad. Sci.** 1146: 256-290, 2008. Disponível em: http://ephyslab.uvigo.es/publica/documents/file_21431-Identification%20and%20Climatology%20of%20COLs%20near%20the%20Tropopause-ANYAS-2008.pdf.

PAIXÃO, E.B.; GANDU, A.W. Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior no nordeste brasileiro. **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, p. 860-865. Rio de Janeiro, 2000. Disponível em: <http://www.cbmet.com/cbm-files/12-5e87fd1d2aacce607353fb592060e4cd.pdf>.

PALMER, C.E. On high-level cyclones originating in the Tropics. **Transactions American Geophysical Union**, v. 32, n. 5, p. 683-696, 1951. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/TR032i005p00683/pdf>.

PINHEIRO, J.U. **Vórtices ciclônicos em altos níveis sobre o nordeste do Brasil e mudanças climáticas: análise para o clima atual e cenários futuros**. 2015. 95 f. Tese de Doutorado em Meteorologia. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2015. Disponível em: http://repositorio.ufrn.br:8080/jspui/bitstream/123456789/21439/1/JoseUelitonPinheiro_TESE.pdf.

POSTEL, G.A.; HITCHMAN, M.H. A climatology of Rossby wave breaking along the subtropical tropopause. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, p. 359-373, 1999. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0469%281999%29056%3C0359%3AACORWB%3E2.0.CO%3B2>.

PRICE, J.D.; VAUGHAN, G. The potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off low systems. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 119, p. 343-365, 1993. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49711951007/abstract>.

RAMÍREZ, M.C.V.; FERREIRA, N.J.; KAYANO, M.T. Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil, parte II: aspectos sinóticos. **Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Brasília, 1998. Disponível em: <http://www.cbmet.com/cbm-files/13-302c1ebfd24a31d3a20a5f4658167e66.pdf>.

RAMÍREZ, 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. **Atmosfera**, v. 12, p. 75-88, 1999. Disponível em: http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/cptec.inpe.br/walmeida/2004/05.17.13.10/doc/Ramirez_statistical.pdf.

RAO, V.B.; BONATTI, J.P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic ocean and adjoining Brazil during the summer. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 37, p. 11-16, 1987. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/BF01047006>.

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, 2007. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2006GL027873/full>.

REBOITA, M.S. **Ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul: simulação climática e experimentos de sensibilidade**. 2008. 294 f. Tese de Doutorado em Meteorologia. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008. Disponível em: http://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_michelle_s_reboita_0.pdf.

REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v25n2/a04v25n2.pdf>.

REBOITA, M.S.; NIETO, R.; GIMENO, L.; DA ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; KRÜGER, L.F. Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. 1-15, 2010. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI3386.1>.

REBOITA, M.S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R.P. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terræ Didática**, v. 8, n. 1, p. 34-50, 2012. Disponível em: <https://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/v8-1/pdf81/s3.pdf>.

REBOITA, M.S.; RODRIGUES, M.; ARMANDO, R.P.; FREITAS, C.; MARTINS, D.; MILLER, G. Causas da semiaridez do sertão nordestino. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 19, p. 254-277, jul/dez 2016. Disponível em: <http://revistas.ufpr.br/revistaabclima/article/view/42091/29394>.

REBOITA, M.S.; DE CAMPOS, B.; SANTOS, T.; GAN, M.A.; CARVALHO, V.S.B. Análise sinótica e numérica de um VCAN no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, n. 1, p. 41-59, 2017. Disponível em: <http://www.revista.ufpe.br/rbgfe/index.php/revista/article/view/1891/1130>.

REBOITA, M.S.; VEIGA, J.A.P. Análise sinótica e energética de um VCAN que causou chuva no deserto do Atacama em março de 2015. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 1, p. 123-139, 2017. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v32n1/0102-7786-rbmet-32-01-0123.pdf>.

REPINALDO, H.F.B. **Vórtice ciclônico em altos níveis e corrente de jato do nordeste brasileiro em anos de El Niño e La Niña**. 2010. 108 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2010. Disponível em: <http://www.repositorio.ufal.br/handle/riufal/877>.

SANTOS, L.A. **Acurácia do modelo regional ETA utilizado no CPTEC/INPE em detector os vórtices ciclônicos de altos níveis atuantes no Nordeste do Brasil.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia. 2015. 99 f. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015. Disponível em: <http://mtc-m21b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/03.06.14.51/doc/publicacao.pdf>.

SATYAMURTY, P.; SELUCHI, M.E. Characteristics and structure of an upper air cold vortex in the subtropics of South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, p. 203-220, 2007. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00703-006-0207-6>.

SCHWIERZ, C.; DIRREN, S.; DAVIES, H.C. Forced waves on a zonally aligned jet stream. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, p. 73-87, 2004. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0469%282004%29061%3C0073%3AFWAOZA%3E2.0.CO%3B2>.

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 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <http://mtc-m16c.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/10.26.11.21/doc/publicacao.pdf>.

SOUZA, M.R. **Ciclones sobre o Atlântico Sudoeste: clima presente e futuro.** 2016. 170f. Dissertação de Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos. Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2016. Disponível em: <https://repositorio.unifei.edu.br/xmlui/handle/123456789/525>.

VAREJÃO-SILVA, M.A. Meteorologia e climatologia. Versão digital 2. Recife. 2006. Disponível em: <http://www.posmet.ufv.br/wp-content/uploads/2015/08/LIVRO-382-Mario-Adelmo-Varejao-Silva-Meteorologia-e-Climatologia.pdf>.

VIRJI, H. A preliminar study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **American Meteorological Society**, v. 109, p. 599-610, 1981. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0493%281981%29109%3C0599%3AAPSOST%3E2.0.CO%3B2>.

WAUGH, D.W.; POLVANI, L.M. Climatology of intrusions into the tropical upper troposphere. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 23, p. 3857-3860, 2000. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2000GL012250/abstract>.

YNOUE, R.Y.; REBOITA, M.S.; AMBRIZZI, T.; SILVA, G.A.M. Meteorologia: noções básicas. **Oficina de Textos**, São Paulo, 2017. 184 p. Disponível em: <http://www.ofitexto.com.br/meteorologia/p>.

ANEXO – REGISTRO DOS VCAN’S IDENTIFICADOS (2006-2016)

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	07/12/2005	19	19	-1
12Z	07/12/2005	17	22	-1
18Z	07/12/2005	15	24	-1
00Z	08/12/2005	15	25	-1
06Z	08/12/2005	16	24	-1
12Z	08/12/2005	6	29	-1
18Z	08/12/2005	10	28	-1
00Z	09/12/2005	5	30	0
06Z	09/12/2005	4	30	-1
12Z	09/12/2005	6	30	-1
18Z	09/12/2005	2	30	-1
00Z	10/12/2005	2	32	-1
06Z	10/12/2005	3	31	-1
12Z	10/12/2005	7	32	-1
18Z	10/12/2005	6	32	-1
00Z	11/12/2005	8	32	-2
06Z	11/12/2005	9	32	-2
12Z	11/12/2005	9	31	-2
18Z	11/12/2005	10	31	-2
00Z	12/12/2005	10	31	-2
06Z	12/12/2005	9	31	-2
12Z	12/12/2005	9	31	-2
18Z	12/12/2005	9	30	-3
00Z	13/12/2005	10	30	-3
06Z	13/12/2005	9	30	-3
12Z	13/12/2005	11	29	-3
18Z	13/12/2005	10	27	-3
00Z	14/12/2005	10	26	-3
06Z	14/12/2005	10	24	-3
12Z	14/12/2005	11	23	-3
18Z	14/12/2005	12	21	-3
00Z	15/12/2005	12	20	-3
06Z	15/12/2005	12	19	-2
12Z	15/12/2005	12	19	-2
18Z	15/12/2005	11	19	-2
00Z	16/12/2005	12	19	-2
06Z	16/12/2005	12	20	-2
12Z	16/12/2005	12	20	-2
18Z	16/12/2005	13	21	-2
00Z	17/12/2005	14	21	-2
06Z	17/12/2005	15	21	-2
12Z	17/12/2005	15	22	-2
18Z	17/12/2005	16	22	-2
00Z	18/12/2005	-	-	-
06Z	18/12/2005	16	22	-2
12Z	18/12/2005	16	23	-2
18Z	18/12/2005	17	24	-2
00Z	19/12/2005	17	25	-2
06Z	19/12/2005	18	26	-2
12Z	19/12/2005	20	26	-2
18Z	19/12/2005	21	26	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	23/12/2005	17	27	-1
06Z	23/12/2005	-	-	-
12Z	23/12/2005	18	25	-1
18Z	23/12/2005	16	25	-2
00Z	24/12/2005	17	25	-2
06Z	24/12/2005	16	25	-2
12Z	24/12/2005	16	25	-1
18Z	24/12/2005	15	25	-1
00Z	25/12/2005	16	25	-1
06Z	25/12/2005	17	25	-1
12Z	25/12/2005	17	25	-1
18Z	25/12/2005	15	27	-2
00Z	26/12/2005	14	29	-2
06Z	26/12/2005	-	-	-
12Z	26/12/2005	-	-	-
18Z	26/12/2005	14	27	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	10/01/2006	23	42	-2
12Z	10/01/2006	22	42	-2
18Z	10/01/2006	21	44	-2
00Z	11/01/2006	23	46	-2
06Z	11/01/2006	23	47	-3
12Z	11/01/2006	22	47	-4
18Z	11/01/2006	21	50	-4
00Z	12/01/2006	22	50	-3
06Z	12/01/2006	22	52	-3
12Z	12/01/2006	22	51	-3
18Z	12/01/2006	23	51	-3
00Z	13/01/2006	25	50	-4
06Z	13/01/2006	23	49	-4
12Z	13/01/2006	23	52	-4
18Z	13/01/2006	26	47	-4
00Z	14/01/2006	27	46	-4
06Z	14/01/2006	28	44	-3
12Z	14/01/2006	22	46	-3
18Z	14/01/2006	21	52	-3
00Z	15/01/2006	24	44	-3
06Z	15/01/2006	20	54	-2
12Z	15/01/2006	18	54	-3
18Z	15/01/2006	18	55	-2
00Z	16/01/2006	18	56	-2
06Z	16/01/2006	20	55	-2
12Z	16/01/2006	18	55	-2
18Z	16/01/2006	18	56	-2
00Z	17/01/2006	17	55	-2
06Z	17/01/2006	17	56	-2
12Z	17/01/2006	16	56	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	22/01/2006	16	38	-3
06Z	22/01/2006	15	38	-3
12Z	22/01/2006	16	38	-3
18Z	22/01/2006	15	37	-3
00Z	23/01/2006	14	39	-3
06Z	23/01/2006	-	-	-
12Z	23/01/2006	15	38	-3
18Z	23/01/2006	13	39	-3
00Z	24/01/2006	12	40	-3
06Z	24/01/2006	13	41	-3
12Z	24/01/2006	12	41	-2
18Z	24/01/2006	11	38	-2
00Z	25/01/2006	11	42	-2
06Z	25/01/2006	11	42	-1
12Z	25/01/2006	13	43	-2
18Z	25/01/2006	13	43	-1
00Z	26/01/2006	13	44	-1
06Z	26/01/2006	13	44	-1
12Z	26/01/2006	12	45	-1
18Z	26/01/2006	12	45	-2
00Z	27/01/2006	13	45	-1
06Z	27/01/2006	13	45	-1
12Z	27/01/2006	12	45	-1
18Z	27/01/2006	12	45	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	27/01/2006	14	18	-2
12Z	27/01/2006	14	22	-2
18Z	27/01/2006	13	22	-2
00Z	28/01/2006	14	24	-1
06Z	28/01/2006	15	23	-1
12Z	28/01/2006	15	22	-1
18Z	28/01/2006	14	28	-2
00Z	29/01/2006	14	26	-2
06Z	29/01/2006	15	29	-3
12Z	29/01/2006	16	28	-3
18Z	29/01/2006	15	28	-3
00Z	30/01/2006	16	29	-3
06Z	30/01/2006	16	27	-3
12Z	30/01/2006	16	27	-3
18Z	30/01/2006	16	27	-3
00Z	31/01/2006	16	28	-3
06Z	31/01/2006	17	28	-2
12Z	31/01/2006	17	28	-2
18Z	31/01/2006	18	29	-2
00Z	01/02/2006	19	29	-2
06Z	01/02/2006	20	28	-2
12Z	01/02/2006	18	28	-2
18Z	01/02/2006	18	29	-1
00Z	02/02/2006	20	29	-1
06Z	02/02/2006	19	29	-1
12Z	02/02/2006	18	28	-1
18Z	02/02/2006	19	29	-1
00Z	03/02/2006	19	28	-1
06Z	03/02/2006	20	28	-1
12Z	03/02/2006	19	28	-1
18Z	03/02/2006	21	28	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	06/02/2006	20	32	-3
18Z	06/02/2006	18	34	-3
00Z	07/02/2006	15	38	-3
06Z	07/02/2006	14	38	-2
12Z	07/02/2006	13	36	-2
18Z	07/02/2006	13	37	-2
00Z	08/02/2006	10	36	-2
06Z	08/02/2006	9	37	-2
12Z	08/02/2006	9	37	-2
18Z	08/02/2006	8	37	-2
00Z	09/02/2006	7	38	-2
06Z	09/02/2006	6	38	-2
12Z	09/02/2006	5	38	-1
18Z	09/02/2006	5	38	-2
00Z	10/02/2006	5	38	-2
06Z	10/02/2006	5	38	-2
12Z	10/02/2006	6	38	-2
18Z	10/02/2006	6	38	-1
00Z	11/02/2006	7	39	-1
06Z	11/02/2006	7	39	-2
12Z	11/02/2006	7	39	-2
18Z	11/02/2006	7	39	-2
00Z	12/02/2006	8	39	-2
06Z	12/02/2006	11	38	-2
12Z	12/02/2006	12	36	-2
18Z	12/02/2006	12	36	-2
00Z	13/02/2006	12	36	-2
06Z	13/02/2006	12	36	-2
12Z	13/02/2006	10	34	-2
18Z	13/02/2006	11	32	-2
00Z	14/02/2006	10	32	-2
06Z	14/02/2006	9	32	-2
12Z	14/02/2006	10	30	-2
18Z	14/02/2006	9	32	-2
00Z	15/02/2006	8	33	-2
06Z	15/02/2006	8	35	-2
12Z	15/02/2006	8	34	-2
18Z	15/02/2006	8	35	-2
00Z	16/02/2006	8	35	-2
06Z	16/02/2006	8	35	-2
12Z	16/02/2006	6	35	-2
18Z	16/02/2006	5	35	-2
00Z	17/02/2006	5	36	-2
06Z	17/02/2006	6	37	-2
12Z	17/02/2006	6	39	-2
18Z	17/02/2006	7	42	-2
00Z	18/02/2006	7	42	-2
06Z	18/02/2006	7	42	-2
12Z	18/02/2006	-	-	-
18Z	18/02/2006	-	-	-
00Z	19/02/2006	1	35	-2
06Z	19/02/2006	-	-	-
12Z	19/02/2006	3	43	-3
18Z	19/02/2006	3	44	-3
00Z	20/02/2006	3	43	-3
06Z	20/02/2006	3	41	-3
12Z	20/02/2006	3	42	-3
18Z	20/02/2006	3	42	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	01/12/2006	7	34	-1
06Z	01/12/2006	7	37	-1
12Z	01/12/2006	5	35	-1
18Z	01/12/2006	6	35	-1
00Z	02/12/2006	6	36	-2
06Z	02/12/2006	7	37	-2
12Z	02/12/2006	7	37	-2
18Z	02/12/2006	7	37	-2
00Z	03/12/2006	8	37	-2
06Z	03/12/2006	-	-	-
12Z	03/12/2006	10	36	-2
18Z	03/12/2006	11	38	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	05/12/2006	3	45	-1
18Z	05/12/2006	1	46	-1
00Z	06/12/2006	1	46	-1
06Z	06/12/2006	1°N	46	0
12Z	06/12/2006	1°N	46	0
18Z	06/12/2006	0	47	-1
00Z	07/12/2006	1°N	47	-1
06Z	07/12/2006	1	47	-1
12Z	07/12/2006	3	46	-1
18Z	07/12/2006	2	46	-1
00Z	08/12/2006	-	-	-
06Z	08/12/2006	4	46	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	09/12/2006	16	11	-3
00Z	10/12/2006	16	11	-3
06Z	10/12/2006	15	11	-3
12Z	10/12/2006	13	13	-3
18Z	10/12/2006	16	12	-3
00Z	11/12/2006	-	-	-
06Z	11/12/2006	19	11	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	11/12/2006	2	24	-1
12Z	11/12/2006	3°N	25	-1
18Z	11/12/2006	4°N	23	-1
00Z	12/12/2006	2°N	25	-1
06Z	12/12/2006	5°N	25	-2
12Z	12/12/2006	-	-	-
18Z	12/12/2006	-	-	-
00Z	13/12/2006	5°N	18	-2
06Z	13/12/2006	-	-	-
12Z	13/12/2006	2°N	34	-1
18Z	13/12/2006	5°N	35	-1
00Z	14/12/2006	5°N	36	-1
06Z	14/12/2006			
12Z	14/12/2006	4°N	39	-2
18Z	14/12/2006	5°N	39	-1
00Z	15/12/2006	-	-	-
06Z	15/12/2006	-	-	-
12Z	15/12/2006	7°N	39	-1
18Z	15/12/2006	8°N	37	-1
00Z	16/12/2006	7°N	34	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	18/12/2006	21	38	-2
12Z	18/12/2006	20	38	-2
18Z	18/12/2006	19	39	-2
00Z	19/12/2006	20	40	-1
06Z	19/12/2006	19	40	-2
12Z	19/12/2006	17	41	-2
18Z	19/12/2006	17	41	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	22/12/2006	20	27	-2
00Z	23/12/2006	18	26	-2
06Z	23/12/2006	19	28	-2
12Z	23/12/2006			
18Z	23/12/2006	17	28	-1
00Z	24/12/2006	16	28	-1
06Z	24/12/2006	15	28	-1
12Z	24/12/2006	14	28	-1
18Z	24/12/2006	14	30	-1
00Z	25/12/2006	13	31	-1
06Z	25/12/2006	12	32	-1
12Z	25/12/2006	-	-	-
18Z	25/12/2006	-	-	-
00Z	26/12/2006	15	33	-2
06Z	26/12/2006	14	34	-2
12Z	26/12/2006			
18Z	26/12/2006	12	36	-2
00Z	27/12/2006	11	38	-2
06Z	27/12/2006	-	-	-
12Z	27/12/2006	8	40	-2
18Z	27/12/2006	9	39	-2
00Z	28/12/2006	8	39	-2
06Z	28/12/2006	6	40	-2
12Z	28/12/2006	5	42	-2
18Z	28/12/2006	7	41	-2
00Z	29/12/2006	5	42	-2
06Z	29/12/2006	5	40	-2
12Z	29/12/2006	-	-	-
18Z	29/12/2006	-	-	-
00Z	30/12/2006	3	33	-2
06Z	30/12/2006	4	32	-2
12Z	30/12/2006	3	32	-2
18Z	30/12/2006	3	32	-2
00Z	31/12/2006	4	32	-1
06Z	31/12/2006	6	31	-1
12Z	31/12/2006	7	30	-1
18Z	31/12/2006	7	30	-1
00Z	01/01/2007	6	30	-2
06Z	01/01/2007	7	30	-2
12Z	01/01/2007	7	30	-1
18Z	01/01/2007	7	32	-2
00Z	02/01/2007	9	32	-2
06Z	02/01/2007	13	30	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	02/01/2007	26	36	-3
00Z	03/01/2007	26	36	-3
06Z	03/01/2007	24	38	-3
12Z	03/01/2007	24	39	-2
18Z	03/01/2007	25	38	-2
00Z	04/01/2007	24	38	-2
06Z	04/01/2007	25	39	-3
12Z	04/01/2007	25	39	-3
18Z	04/01/2007	25	39	-3
00Z	05/01/2007	26	38	-3
06Z	05/01/2007	25	38	-2
12Z	05/01/2007	23	39	-2
18Z	05/01/2007	24	38	-2
00Z	06/01/2007	-	-	-
06Z	06/01/2007	22	36	-3
12Z	06/01/2007	20	36	-2
18Z	06/01/2007	20	36	-2
00Z	07/01/2007	19	36	-2
06Z	07/01/2007	-	-	-
12Z	07/01/2007	17	36	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	08/01/2007	1	38	-2
06Z	08/01/2007	4	40	-2
12Z	08/01/2007	7	41	-2
18Z	08/01/2007	7	42	-2
00Z	09/01/2007	9	43	-2
06Z	09/01/2007	7	43	-2
12Z	09/01/2007	7	44	-2
18Z	09/01/2007	8	42	-2
00Z	10/01/2007	7	44	-2
06Z	10/01/2007	7	44	-2
12Z	10/01/2007	7	44	-2
18Z	10/01/2007	7	43	-2
00Z	11/01/2007	6	44	-1
06Z	11/01/2007	6	44	-1
12Z	11/01/2007	6	44	-1
18Z	11/01/2007	4	44	0

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	14/01/2007	8	38	-2
18Z	14/01/2007	7	38	-2
00Z	15/01/2007	6	38	-2
06Z	15/01/2007	5	38	-2
12Z	15/01/2007	4	42	-2
18Z	15/01/2007	3	43	-2
00Z	16/01/2007	2	44	-2
06Z	16/01/2007	3	46	-2
12Z	16/01/2007	2	47	-2
18Z	16/01/2007	1	47	-2
00Z	17/01/2007	2	48	-2
06Z	17/01/2007	2	49	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	19/01/2007	9	26	-2
06Z	19/01/2007	8	26	-1
12Z	19/01/2007	9	26	-1
18Z	19/01/2007	5	32	-3
00Z	20/01/2007	7	34	-2
06Z	20/01/2007	7	34	-1
12Z	20/01/2007	7	35	-1
18Z	20/01/2007	5	36	-1
00Z	21/01/2007	5	38	-1
06Z	21/01/2007	4	38	-1
12Z	21/01/2007	5	40	-1
18Z	21/01/2007	6	40	0
00Z	22/01/2007	7	40	0
06Z	22/01/2007	7	40	0
12Z	22/01/2007	8	40	0
18Z	22/01/2007	9	38	-2
00Z	23/01/2007	8	40	-2
06Z	23/01/2007	8	40	-2
12Z	23/01/2007	9	38	-2
18Z	23/01/2007	8	38	-3
00Z	24/01/2007	7	38	-2
06Z	24/01/2007	7	37	-3
12Z	24/01/2007	5	35	-3
18Z	24/01/2007	5	35	-3
00Z	25/01/2007	6	35	-3
06Z	25/01/2007	5	35	-2
12Z	25/01/2007	7	34	-2
18Z	25/01/2007	7	28	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	27/01/2007	12	22	-2
18Z	27/01/2007	13	23	-3
00Z	28/01/2007	13	23	-3
06Z	28/01/2007	14	22	-3
12Z	28/01/2007	13	24	-3
18Z	28/01/2007	13	22	-3
00Z	29/01/2007	15	24	-3
06Z	29/01/2007	15	24	-3
12Z	29/01/2007	13	24	-3
18Z	29/01/2007	13	26	-4
00Z	30/01/2007	15	26	-4
06Z	30/01/2007	16	24	-4
12Z	30/01/2007	14	26	-4
18Z	30/01/2007	12	26	-4
00Z	31/01/2007	13	29	-4
06Z	31/01/2007	13	29	-4
12Z	31/01/2007	11	30	-4
18Z	31/01/2007	10	31	-2
00Z	01/02/2007	12	30	-2
06Z	01/02/2007	12	30	-2
12Z	01/02/2007	11	31	-2
18Z	01/02/2007	13	31	-2
00Z	02/02/2007	14	31	-2
06Z	02/02/2007	14	30	-2
12Z	02/02/2007	13	30	-2
18Z	02/02/2007	14	29	-3
00Z	03/02/2007	-	-	-
06Z	03/02/2007	-	-	-
12Z	03/02/2007	-	-	-
18Z	03/02/2007	11	28	-3
00Z	04/02/2007	-	-	-
06Z	04/02/2007	9	26	-1
12Z	04/02/2007	9	26	-1
18Z	04/02/2007	8	26	-1
00Z	05/02/2007	7	26	-1
06Z	05/02/2007	6	26	-1
12Z	05/02/2007	6	26	-1
18Z	05/02/2007	7	27	-1
00Z	06/02/2007	7	28	-1
06Z	06/02/2007	7	29	-2
12Z	06/02/2007	7	28	-2
18Z	06/02/2007	7	29	-1
00Z	07/02/2007	9	30	-2
06Z	07/02/2007	9	30	-2
12Z	07/02/2007	9	30	-2
18Z	07/02/2007	9	30	-2
00Z	08/02/2007	9	31	-3
06Z	08/02/2007	9	31	-3
12Z	08/02/2007	10	32	-3
18Z	08/02/2007	9	32	-2
00Z	09/02/2007	11	34	-3
06Z	09/02/2007	11	34	-3
12Z	09/02/2007	12	34	-2
18Z	09/02/2007	12	34	-2
00Z	10/02/2007	13	35	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	13/02/2007	21	14	-1
12Z	13/02/2007	19	16	-1
18Z	13/02/2007	20	16	-1
00Z	14/02/2007	18	18	0
06Z	14/02/2007	21	18	0
12Z	14/02/2007	21	18	0
18Z	14/02/2007	21	18	0
00Z	15/02/2007	22	18	0
06Z	15/02/2007	23	18	-1
12Z	15/02/2007	24	18	-1
18Z	15/02/2007	23	18	-1
00Z	16/02/2007	12	18	-1
06Z	16/02/2007	12	18	-1
12Z	16/02/2007	11	19	-1
18Z	16/02/2007	11	19	-1
00Z	17/02/2007	11	20	-1
06Z	17/02/2007	10	22	-1
12Z	17/02/2007	10	23	-1
18Z	17/02/2007	11	23	-1
00Z	18/02/2007	11	24	-1
06Z	18/02/2007	10	24	-1
12Z	18/02/2007	10	25	-1
18Z	18/02/2007	11	26	0
00Z	19/02/2007	11	26	0
06Z	19/02/2007	11	24	-1
12Z	19/02/2007	11	24	0

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	20/02/2007	26	26	-2
06Z	20/02/2007	26	26	-3
12Z	20/02/2007	26	26	-3
18Z	20/02/2007	25	27	-3
00Z	21/02/2007	24	28	-2
06Z	21/02/2007	24	28	-2
12Z	21/02/2007	23	29	-2
18Z	21/02/2007	23	29	-2
00Z	22/02/2007	22	30	-2
06Z	22/02/2007	22	30	-3
12Z	22/02/2007	21	31	-2
18Z	22/02/2007	20	31	-1
00Z	23/02/2007	20	33	-1
06Z	23/02/2007	19	33	-1
12Z	23/02/2007	19	35	-1
18Z	23/02/2007	18	38	-1
00Z	24/02/2007	18	39	-1
06Z	24/02/2007	19	40	-1
12Z	24/02/2007	17	41	-1
18Z	24/02/2007	18	42	-1
00Z	25/02/2007	19	44	-1
06Z	25/02/2007	19	44	-1
12Z	25/02/2007	18	44	-1
18Z	25/02/2007	18	45	-1
00Z	26/02/2007	19	44	-1
06Z	26/02/2007	-	-	-
12Z	26/02/2007	18	44	-1
18Z	26/02/2007	21	46	-2
00Z	27/02/2007	24	46	-2
06Z	27/02/2007	24	46	-1
12Z	27/02/2007	25	46	-2
18Z	27/02/2007	25	46	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	04/12/2007	8	38	-1
18Z	04/12/2007	9	38	-1
00Z	05/12/2007	8	38	-1
06Z	05/12/2007	7	38	-1
12Z	05/12/2007	2	38	-1
18Z	05/12/2007	4	40	-1
00Z	06/12/2007	5	41	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	07/12/2007	17	20	-2
12Z	07/12/2007	16	22	-2
18Z	07/12/2007	15	22	-2
00Z	08/12/2007	14	24	-1
06Z	08/12/2007	15	26	-1
12Z	08/12/2007	14	27	-1
18Z	08/12/2007	14	29	-1
00Z	09/12/2007	13	30	-1
06Z	09/12/2007	13	31	-2
12Z	09/12/2007	12	33	-2
18Z	09/12/2007	13	36	-3
00Z	10/12/2007	13	37	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	12/12/2007	21	18	-3
00Z	13/12/2007	19	19	-3
06Z	13/12/2007	18	21	-2
12Z	13/12/2007	16	22	-2
18Z	13/12/2007	16	22	-2
00Z	14/12/2007	16	23	-2
06Z	14/12/2007	16	22	-2
12Z	14/12/2007	16	23	-2
18Z	14/12/2007	17	23	-4
00Z	15/12/2007	16	23	-4
06Z	15/12/2007	17	22	-4
12Z	15/12/2007	18	23	-5
18Z	15/12/2007	19	22	-5
00Z	16/12/2007	21	22	-5
06Z	16/12/2007	22	21	-5
12Z	16/12/2007	24	21	-4

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	18/12/2007	6	25	-2
06Z	18/12/2007	3	25	-1
12Z	18/12/2007	1	26	-1
18Z	18/12/2007	1	26	-1
00Z	19/12/2007	1	27	-1
06Z	19/12/2007	3	35	-1
12Z	19/12/2007	2	37	-1
18Z	19/12/2007	1	38	-1
00Z	20/12/2007	2	38	-1
06Z	20/12/2007	4	38	-1
12Z	20/12/2007	3	38	-1
18Z	20/12/2007	3	40	-1
00Z	21/12/2007	5	40	-1
06Z	21/12/2007	6	41	-1
12Z	21/12/2007	5	41	-1
18Z	21/12/2007	6	42	0
00Z	22/12/2007	10	41	0

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	22/12/2007	16	4	-1
06Z	22/12/2007	14	6	-1
12Z	22/12/2007	13	12	-1
18Z	22/12/2007	12	16	-1
00Z	23/12/2007	11	18	-1
06Z	23/12/2007	12	22	-1
12Z	23/12/2007	12	22	-1
18Z	23/12/2007	12	22	-1
00Z	24/12/2007	13	26	-1
06Z	24/12/2007	14	28	-2
12Z	24/12/2007	13	30	-1
18Z	24/12/2007	14	31	-2
00Z	25/12/2007	14	32	-1
06Z	25/12/2007	14	32	-2
12Z	25/12/2007	13	33	-2
18Z	25/12/2007	16	34	-3
00Z	26/12/2007	18	34	-3
06Z	26/12/2007	18	34	-3
12Z	26/12/2007	16	34	-2
18Z	26/12/2007	18	36	-2
00Z	27/12/2007	19	37	-2
06Z	27/12/2007	19	35	-1
12Z	27/12/2007	18	36	-1
18Z	27/12/2007	19	38	-1
00Z	28/12/2007	19	38	-1
06Z	28/12/2007	18	39	-3
12Z	28/12/2007	17	40	-3
18Z	28/12/2007	16	41	-3
00Z	29/12/2007	15	42	-3
06Z	29/12/2007	15	41	-3
12Z	29/12/2007	14	41	-2
18Z	29/12/2007	14	43	-2
00Z	30/12/2007	13	45	-2
06Z	30/12/2007	16	45	-2
12Z	30/12/2007	15	44	-2
18Z	30/12/2007	16	46	-2
00Z	31/12/2007	16	45	-2
06Z	31/12/2007	14	46	-2
12Z	31/12/2007	13	46	-2
18Z	31/12/2007	15	46	-2
00Z	01/01/2008	15	46	-2
06Z	01/01/2008	-	-	-2
12Z	01/01/2008	15	44	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	08/01/2008	16	18	-2
00Z	09/01/2008	15	18	-2
06Z	09/01/2008	15	19	-2
12Z	09/01/2008	15	19	-2
18Z	09/01/2008	14	20	-2
00Z	10/01/2008	15	20	-3
06Z	10/01/2008	14	22	-3
12Z	10/01/2008	15	22	-3
18Z	10/01/2008	14	22	-3
00Z	11/01/2008	15	24	-3
06Z	11/01/2008	16	24	-3
12Z	11/01/2008	16	25	-3
18Z	11/01/2008	16	26	-3
00Z	12/01/2008	16	28	-3
06Z	12/01/2008	17	27	-3
12Z	12/01/2008	16	28	-3
18Z	12/01/2008	17	30	-3
00Z	13/01/2008	18	30	-3
06Z	13/01/2008	18	30	-3
12Z	13/01/2008	18	32	-3
18Z	13/01/2008	20	32	-3
00Z	14/01/2008	18	32	-3
06Z	14/01/2008	18	34	-3
12Z	14/01/2008	20	31	-3
18Z	14/01/2008	17	34	-3
00Z	15/01/2008	17	31	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	19/01/2008	13	33	-3
18Z	19/01/2008	14	34	-3
00Z	20/01/2008	17	27	-3
06Z	20/01/2008	17	25	-3
12Z	20/01/2008	-	-	-2
18Z	20/01/2008	-	-	-1
00Z	21/01/2008	16	30	-2
06Z	21/01/2008	18	29	-2
12Z	21/01/2008	17	29	-2
18Z	21/01/2008	17	29	-2
00Z	22/01/2008	18	29	-2
06Z	22/01/2008	-	-	-2
12Z	22/01/2008	18	27	-2
18Z	22/01/2008	16	29	-2
00Z	23/01/2008	-	-	-2
06Z	23/01/2008	9	35	-2
12Z	23/01/2008	-	-	-2
18Z	23/01/2008	-	-	-2
00Z	24/01/2008	-	-	-2
06Z	24/01/2008	-	-	-2
12Z	24/01/2008	4	36	-3
18Z	24/01/2008	4	36	-3
00Z	25/01/2008	5	36	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	01/02/2008	4	26	0
06Z	01/02/2008	4	27	0
12Z	01/02/2008	2	27	0
18Z	01/02/2008	1	28	0
00Z	02/02/2008	0	28	0
06Z	02/02/2008	-	-	
12Z	02/02/2008	1	29	0
18Z	02/02/2008	1	30	0
00Z	03/02/2008	1	32	0
06Z	03/02/2008	1	34	-1
12Z	03/02/2008	1	36	-1
18Z	03/02/2008	-	-	-1
00Z	04/02/2008	0	40	-1
06Z	04/02/2008	2	41	-1
12Z	04/02/2008	1	42	0
18Z	04/02/2008	2	42	0
00Z	05/02/2008	2	44	0
06Z	05/02/2008	2	44	-1
12Z	05/02/2008	2	44	-1
18Z	05/02/2008	2	44	-1
00Z	06/02/2008	2	44	-1
06Z	06/02/2008	3	44	0
12Z	06/02/2008	3	42	0
18Z	06/02/2008	3	41	0

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	11/12/2008	7	35	-2
18Z	11/12/2008	7	35	-2
00Z	12/12/2008	6	34	-2
06Z	12/12/2008	5	34	-3
12Z	12/12/2008	5	34	-2
18Z	12/12/2008	4	34	-3
00Z	13/12/2008	4	34	-2
06Z	13/12/2008	4	34	-2
12Z	13/12/2008	5	34	-2
18Z	13/12/2008	5	34	-2
00Z	14/12/2008	7	34	-2
06Z	14/12/2008	8	34	-2
12Z	14/12/2008	-	-	-2
18Z	14/12/2008	-	-	-2
00Z	15/12/2008	-	-	-3
06Z	15/12/2008	-	-	-3
12Z	15/12/2008	-	-	-3
18Z	15/12/2008	10	34	-3
00Z	16/12/2008	11	30	-3
06Z	16/12/2008	10	28	-2
12Z	16/12/2008	9	29	-2
18Z	16/12/2008	8	28	-2
00Z	17/12/2008	8	29	-2
06Z	17/12/2008	8	30	-2
12Z	17/12/2008	8	31	-2
18Z	17/12/2008	8	32	-3
00Z	18/12/2008	9	32	-3
06Z	18/12/2008	10	34	-2
12Z	18/12/2008	11	34	-2
18Z	18/12/2008	11	35	-2
00Z	19/12/2008	12	35	-2
06Z	19/12/2008	13	35	-2
12Z	19/12/2008	13	35	-2
18Z	19/12/2008	14	35	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	27/12/2008	6	30	-2
18Z	27/12/2008	3	30	-2
00Z	28/12/2008	4	32	-1
06Z	28/12/2008	5	34	-2
12Z	28/12/2008	6	34	-2
18Z	28/12/2008	5	35	-2
00Z	29/12/2008	5	36	-2
06Z	29/12/2008	4	38	-2
12Z	29/12/2008	4	39	-2
18Z	29/12/2008	5	39	-2
00Z	30/12/2008	5	40	-2
06Z	30/12/2008	5	41	-2
12Z	30/12/2008	5	43	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	06/01/2009	6	30	-2
00Z	07/01/2009	7	30	-2
06Z	07/01/2009	7	31	-2
12Z	07/01/2009	7	31	-2
18Z	07/01/2009	7	31	-2
00Z	08/01/2009	6	32	-2
06Z	08/01/2009	6	33	-2
12Z	08/01/2009	6	34	-2
18Z	08/01/2009	6	36	-2
00Z	09/01/2009	5	36	-2
06Z	09/01/2009	5	38	-2
12Z	09/01/2009	7	38	-2
18Z	09/01/2009	7	40	-2
00Z	10/01/2009	7	42	-2
06Z	10/01/2009	7	42	-2
12Z	10/01/2009	7	43	-2
18Z	10/01/2009	8	44	-2
00Z	11/01/2009	8	45	-2
06Z	11/01/2009	7	46	-2
12Z	11/01/2009	7	46	-2
18Z	11/01/2009	7	46	-2
00Z	12/01/2009	7	48	-2
06Z	12/01/2009	8	48	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	16/01/2009	6	38	-2
12Z	16/01/2009	3	39	-2
18Z	16/01/2009	1	39	-2
00Z	17/01/2009	1	40	-2
06Z	17/01/2009	2	40	-2
12Z	17/01/2009	2	40	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	12/02/2009	22	29	-3
18Z	12/02/2009	19	29	-3
00Z	13/02/2009	18	29	-3
06Z	13/02/2009	18	30	-3
12Z	13/02/2009	17	29	-3
18Z	13/02/2009	15	29	-3
00Z	14/02/2009	15	30	-3
06Z	14/02/2009	15	30	-3
12Z	14/02/2009	14	30	-3
18Z	14/02/2009	13	30	-3
00Z	15/02/2009	13	31	-3
06Z	15/02/2009	13	31	-3
12Z	15/02/2009	12	32	-3
18Z	15/02/2009	12	33	-3
00Z	16/02/2009	12	34	-3
06Z	16/02/2009	13	34	-3
12Z	16/02/2009	13	35	-3
18Z	16/02/2009	13	37	-2
00Z	17/02/2009	13	37	-2
06Z	17/02/2009	13	38	-2
12Z	17/02/2009	12	39	-2
18Z	17/02/2009	12	40	-2
00Z	18/02/2009	12	41	-2
06Z	18/02/2009	12	42	-3
12Z	18/02/2009	12	44	-3
18Z	18/02/2009	13	46	-2
00Z	19/02/2009	14	47	-2
06Z	19/02/2009	14	49	-1
12Z	19/02/2009	13	50	-1
18Z	19/02/2009	13	52	-1
00Z	20/02/2009	13	54	-1
06Z	20/02/2009	13	54	-1
12Z	20/02/2009	12	54	-1
18Z	20/02/2009	12	56	-1
00Z	21/02/2009	12	57	-1
06Z	21/02/2009	13	57	-1
12Z	21/02/2009	13	58	-1
18Z	21/02/2009	13	59	-1
00Z	22/02/2009	14	60	-1
06Z	22/02/2009	15	59	-1
12Z	22/02/2009	15	60	-1
18Z	22/02/2009	15	62	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	22/02/2009	19	31	-3
12Z	22/02/2009	19	31	-3
18Z	22/02/2009	-	-	-
00Z	23/02/2009	19	30	-2
06Z	23/02/2009	19	30	-2
12Z	23/02/2009	17	34	-2
18Z	23/02/2009	14	42	-2
00Z	24/02/2009	-	-	-
06Z	24/02/2009	19	36	-3
12Z	24/02/2009	20	34	-3
18Z	24/02/2009	18	38	-3
00Z	25/02/2009	21	36	-3
06Z	25/02/2009	-	-	-
12Z	25/02/2009	16	37	-3
18Z	25/02/2009	10	41	-3
00Z	26/02/2009	16	39	-3
06Z	26/02/2009	17	38	-3
12Z	26/02/2009	13	40	-3
18Z	26/02/2009	11	42	-3
00Z	27/02/2009	14	41	-2
06Z	27/02/2009	14	42	-3
12Z	27/02/2009	13	41	-2
18Z	27/02/2009	13	43	-2
00Z	28/02/2009	14	45	-2
06Z	28/02/2009	13	46	-2
12Z	28/02/2009	13	49	-1
18Z	28/02/2009	13	49	-1
00Z	01/03/2009	13	49	-1
06Z	01/03/2009	14	50	-1
12Z	01/03/2009	12	52	-1
18Z	01/03/2009	14	55	0
00Z	02/03/2009	15	55	0
06Z	02/03/2009	14	56	0
12Z	02/03/2009	13	58	0

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	01/12/2009	10	28	-3
06Z	01/12/2009	10	29	-3
12Z	01/12/2009	11	28	-3
18Z	01/12/2009	10	28	-3
00Z	02/12/2009	10	30	-3
06Z	02/12/2009	10	30	-3
12Z	02/12/2009	12	30	-3
18Z	02/12/2009	10	30	-3
00Z	03/12/2009	10	30	-3
06Z	03/12/2009	11	29	-3
12Z	03/12/2009	11	29	-3
18Z	03/12/2009	10	29	-3
00Z	04/12/2009	12	28	-3
06Z	04/12/2009	11	29	-3
12Z	04/12/2009	12	28	-3
18Z	04/12/2009	12	28	-3
00Z	05/12/2009	12	29	-3
06Z	05/12/2009	12	29	-3
12Z	05/12/2009	12	29	-3
18Z	05/12/2009	9	30	-2
00Z	06/12/2009	6	30	-3
06Z	06/12/2009	6	30	-3
12Z	06/12/2009	5	30	-3
18Z	06/12/2009	4	30	-3
00Z	07/12/2009	4	30	-3
06Z	07/12/2009	5	30	-3
12Z	07/12/2009	5	30	-3
18Z	07/12/2009	5	30	-3
00Z	08/12/2009	6	30	-3
06Z	08/12/2009	7	30	-3
12Z	08/12/2009	7	30	-3
18Z	08/12/2009	6	30	-3
00Z	09/12/2009	6	31	-3
06Z	09/12/2009	7	32	-3
12Z	09/12/2009	7	32	-3
18Z	09/12/2009	7	34	-3
00Z	10/12/2009	7	35	-3
06Z	10/12/2009	6	36	-3
12Z	10/12/2009	5	36	-2
18Z	10/12/2009	6	36	-2
00Z	11/12/2009	6	36	-3
06Z	11/12/2009	6	36	-3
12Z	11/12/2009	6	38	-3
18Z	11/12/2009	6	38	-2
00Z	12/12/2009	6	38	-2
06Z	12/12/2009	5	39	-3
12Z	12/12/2009	5	41	-2
18Z	12/12/2009	5	41	-2
00Z	13/12/2009	5	40	-2
06Z	13/12/2009	5	42	-3
12Z	13/12/2009	6	43	-3
18Z	13/12/2009	7	44	-2
00Z	14/12/2009	7	43	-3
06Z	14/12/2009	7	42	-2
12Z	14/12/2009	7	41	-2
18Z	14/12/2009	5	39	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	14/12/2009	12	21	-3
00Z	15/12/2009	11	22	-3
06Z	15/12/2009	11	23	-3
12Z	15/12/2009	11	24	-3
18Z	15/12/2009	11	24	-4
00Z	16/12/2009	11	26	-4
06Z	16/12/2009	11	28	-4
12Z	16/12/2009	13	27	-4
18Z	16/12/2009	13	27	-4
00Z	17/12/2009	13	28	-4
06Z	17/12/2009	13	28	-4
12Z	17/12/2009	14	28	-4
18Z	17/12/2009	14	28	-4
00Z	18/12/2009	15	28	-4
06Z	18/12/2009	16	28	-3
12Z	18/12/2009	17	27	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	20/12/2009	21	41	-3
00Z	21/12/2009	-	-	-
06Z	21/12/2009	20	41	-3
12Z	21/12/2009	19	41	-2
18Z	21/12/2009	18	42	-3
00Z	22/12/2009	17	42	-3
06Z	22/12/2009	16	42	-2
12Z	22/12/2009	15	42	-2
18Z	22/12/2009	16	42	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	01/02/2010	18	32	-3
06Z	01/02/2010	20	32	-3
12Z	01/02/2010	20	31	-3
18Z	01/02/2010	20	32	-4
00Z	02/02/2010	22	31	-4
06Z	02/02/2010	24	30	-4
12Z	02/02/2010	24	29	-5
18Z	02/02/2010	24	29	-5
00Z	03/02/2010	-	-	-
06Z	03/02/2010	-	-	-
12Z	03/02/2010	-	-	-
18Z	03/02/2010	23	30	-5
00Z	04/02/2010	23	31	-5
06Z	04/02/2010	21	32	-5
12Z	04/02/2010	-	-	-
18Z	04/02/2010	18	37	-5
00Z	05/02/2010	19	38	-4
06Z	05/02/2010	20	36	-3
12Z	05/02/2010	16	42	-2
18Z	05/02/2010	17	42	-2
00Z	06/02/2010	21	37	-1
06Z	06/02/2010	20	37	-2
12Z	06/02/2010	17	44	-2
18Z	06/02/2010	18	43	-2
00Z	07/02/2010	19	42	-3
06Z	07/02/2010	20	38	-3
12Z	07/02/2010	18	41	-3
18Z	07/02/2010	16	42	-3
00Z	08/02/2010	21	39	-3
06Z	08/02/2010	20	37	-3
12Z	08/02/2010	15	45	-3
18Z	08/02/2010	16	47	-3
00Z	09/02/2010	20	43	-3

Hora	Data	Lat (*S)	Lon (*S)	T (*C)
18Z	31/12/2009	7	30	-2
00Z	01/01/2010	7	31	-2
06Z	01/01/2010	9	32	-2
12Z	01/01/2010	9	31	-3
18Z	01/01/2010	9	32	-2
00Z	02/01/2010	8	32	-2
06Z	02/01/2010	10	30	-2
12Z	02/01/2010	10	31	-2
18Z	02/01/2010	-	-	-
00Z	03/01/2010	10	33	-1
06Z	03/01/2010	10	33	-1
12Z	03/01/2010	11	33	-1
18Z	03/01/2010	12	34	-1
00Z	04/01/2010	12	35	-1
06Z	04/01/2010	13	35	-1
12Z	04/01/2010	14	34	-1
18Z	04/01/2010	14	35	-2
00Z	05/01/2010	-	-	-
06Z	05/01/2010	-	-	-
12Z	05/01/2010	14	32	-3
18Z	05/01/2010	14	34	-2
00Z	06/01/2010	14	32	-4
06Z	06/01/2010	14	31	-4
12Z	06/01/2010	12	32	-4
18Z	06/01/2010	10	33	-4
00Z	07/01/2010	10	32	-4
06Z	07/01/2010	11	32	-4
12Z	07/01/2010	10	32	-4
18Z	07/01/2010	11	34	-4
00Z	08/01/2010	12	34	-4
06Z	08/01/2010	12	33	-4
12Z	08/01/2010	13	34	-4
18Z	08/01/2010	13	34	-3
00Z	09/01/2010	14	34	-3
06Z	09/01/2010	14	33	-3
12Z	09/01/2010	14	33	-3
18Z	09/01/2010	13	36	-3
00Z	10/01/2010	14	36	-3
06Z	10/01/2010	14	36	-3
12Z	10/01/2010	12	39	-3
18Z	10/01/2010	10	40	-3
00Z	11/01/2010	11	39	-3
06Z	11/01/2010	11	39	-3
12Z	11/01/2010	10	39	-3
18Z	11/01/2010	10	40	-3
00Z	12/01/2010	12	38	-3
06Z	12/01/2010	12	39	-3
12Z	12/01/2010	12	38	-3
18Z	12/01/2010	13	38	-3
00Z	13/01/2010	14	37	-3
06Z	13/01/2010	13	37	-3
12Z	13/01/2010	13	39	-3
18Z	13/01/2010	12	37	-3
00Z	14/01/2010	12	34	-3
06Z	14/01/2010	12	34	-3
12Z	14/01/2010	12	34	-2
18Z	14/01/2010	12	35	-3
00Z	15/01/2010	12	35	-2
06Z	15/01/2010	12	33	-2
12Z	15/01/2010	12	32	-2
18Z	15/01/2010	11	34	-2

00Z	16/01/2010	10	36	-2
06Z	16/01/2010	7	37	-2
12Z	16/01/2010	12	34	-2
18Z	16/01/2010	10	36	-2
00Z	17/01/2010	10	34	-2
06Z	17/01/2010	11	32	-2
12Z	17/01/2010	11	32	-2
18Z	17/01/2010	10	32	-3
00Z	18/01/2010	11	34	-3
06Z	18/01/2010	12	30	-3
12Z	18/01/2010	12	30	-2
18Z	18/01/2010	11	30	-3
00Z	19/01/2010	12	30	-3
06Z	19/01/2010	-	-	-
12Z	19/01/2010	14	33	-2
18Z	19/01/2010	12	35	-2
00Z	20/01/2010	13	36	-2
06Z	20/01/2010	14	36	-2
12Z	20/01/2010	16	36	-2
18Z	20/01/2010	16	37	-2
00Z	21/01/2010	16	38	-2
06Z	21/01/2010	18	37	-1
12Z	21/01/2010	16	38	-1
18Z	21/01/2010	14	40	-2
00Z	22/01/2010	18	38	-2
06Z	22/01/2010	16	39	-2
12Z	22/01/2010	12	38	-2
18Z	22/01/2010	11	37	-3
00Z	23/01/2010	10	37	-3
06Z	23/01/2010	10	36	-3
12Z	23/01/2010	10	35	-3
18Z	23/01/2010	10	36	-3
00Z	24/01/2010	7	34	-3
06Z	24/01/2010	10	34	-3
12Z	24/01/2010	10	32	-3
18Z	24/01/2010	10	30	-3
00Z	25/01/2010	10	30	-3
06Z	25/01/2010	11	28	-3
12Z	25/01/2010	12	28	-2
18Z	25/01/2010	12	26	-3
00Z	26/01/2010	12	26	-3
06Z	26/01/2010	12	24	-3
12Z	26/01/2010	13	23	-2
18Z	26/01/2010	12	24	-3
00Z	27/01/2010	12	24	-3
06Z	27/01/2010	14	24	-3
12Z	27/01/2010	14	23	-2
18Z	27/01/2010	13	24	-3
00Z	28/01/2010	14	25	-3
06Z	28/01/2010	14	25	-3
12Z	28/01/2010	13	26	-3
18Z	28/01/2010	13	27	-3
00Z	29/01/2010	12	28	-3
06Z	29/01/2010	12	28	-3
12Z	29/01/2010	13	28	-2
18Z	29/01/2010	13	29	-2
00Z	30/01/2010	13	30	-3
06Z	30/01/2010	14	30	-3
12Z	30/01/2010	14	30	-3
18Z	30/01/2010	16	31	-3
00Z	31/01/2010	15	31	-3
06Z	31/01/2010	16	31	-3
12Z	31/01/2010	15	31	-3
18Z	31/01/2010	15	31	-3

Hora	Data	Lat (*S)	Lon (*S)	T (*C)
12Z	06/02/2010	20	10	-4
18Z	06/02/2010	-	-	-
00Z	07/02/2010	20	8	-4
06Z	07/02/2010	-	-	-
12Z	07/02/2010	17	10	-4
18Z	07/02/2010	15	10	-4
00Z	08/02/2010	13	10	-4
06Z	08/02/2010	14	11	-4
12Z	08/02/2010	15	12	-3
18Z	08/02/2010	15	13	-4
00Z	09/02/2010	14	14	-4
06Z	09/02/2010	14	14	-4
12Z	09/02/2010	14	16	-4
18Z	09/02/2010	13	15	-4
00Z	10/02/2010	13	18	-4
06Z	10/02/2010	13	17	-3
12Z	10/02/2010	13	16	-3
18Z	10/02/2010	-	-	-
00Z	11/02/2010	-	-	-
06Z	11/02/2010	-	-	-
12Z	11/02/2010	16	21	-4
18Z	11/02/2010	17	24	-4
00Z	12/02/2010	19	28	-4
06Z	12/02/2010	20	28	-4
12Z	12/02/2010	18	28	-5
18Z	12/02/2010	19	30	-5
00Z	13/02/2010	20	34	-5
06Z	13/02/2010	20	33	-4
12Z	13/02/2010	20	33	-4
18Z	13/02/2010	20	32	-4
00Z	14/02/2010	20	35	-3
06Z	14/02/2010	21	33	-3
12Z	14/02/2010	21	32	-3
18Z	14/02/2010	20	34	-3
00Z	15/02/2010	17	37	-3
06Z	15/02/2010	21	37	-4
12Z	15/02/2010	17	37	-4
18Z	15/02/2010	18	39	-4
00Z	16/02/2010	18	38	-4
06Z	16/02/2010	18	34	-5
12Z	16/02/2010	18	32	-5
18Z	16/02/2010	16	36	-5
00Z	17/02/2010	16	36	-4
06Z	17/02/2010	18	34	-5
12Z	17/02/2010	16	33	-4
18Z	17/02/2010	14	35	-4
00Z	18/02/2010	16	34	-3
06Z	18/02/2010	16	33	-3
12Z	18/02/2010	13	34	-2
18Z	18/02/2010	12	33	-4
00Z	19/02/2010	14	33	-4
06Z	19/02/2010	15	32	-4
12Z	19/02/2010	14	32	-4
18Z	19/02/2010	14	33	-4
00Z	20/02/2010	15	32	-4
06Z	20/02/2010	-	-	-
12Z	20/02/2010	16	28	-4
18Z	20/02/2010	17	26	-4
00Z	21/02/2010	18	26	-4
06Z	21/02/2010	17	25	-4
12Z	21/02/2010	17	23	-3
18Z	21/02/2010	17	23	-3
00Z	22/02/2010	20	23	-3
06Z	22/02/2010	21	22	-3
12Z	22/02/2010	20	21	-3
18Z	22/02/2010	18	22	-3
00Z	23/02/2010	20	22	-3
06Z	23/02/2010	-	-	-
12Z	23/02/2010	17	29	-4
18Z	23/02/2010	18	20	-5
00Z	24/02/2010	18	20	-4
06Z	24/02/2010	18	19	-5
12Z	24/02/2010	18	20	-4
18Z	24/02/2010	18	20	-5
00Z	25/02/2010	18	21	-4
06Z	25/02/2010	19	21	-4
12Z	25/02/2010	19	22	-4
18Z	25/02/2010	20	22	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	01/12/2010	7	37	-2
06Z	01/12/2010	5	38	-2
12Z	01/12/2010	4	40	-1
18Z	01/12/2010	4	41	-1
00Z	02/12/2010	4	40	-1
06Z	02/12/2010	2	42	-1
12Z	02/12/2010	2	42	-1
18Z	02/12/2010	3	45	-1
00Z	03/12/2010	4	47	-1
06Z	03/12/2010	5	49	-1
12Z	03/12/2010	5	52	-1
18Z	03/12/2010	5	55	-1
00Z	04/12/2010	5	57	-1
06Z	04/12/2010	4	61	-1
12Z	04/12/2010	9	61	-1
18Z	04/12/2010	11	63	-1
00Z	05/12/2010	12	64	0
06Z	05/12/2010	13	65	-1
12Z	05/12/2010	13	65	-1
18Z	05/12/2010	14	67	0

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	08/12/2010	11	7	-2
18Z	08/12/2010	8	7	-5
00Z	09/12/2010	8	7	-5
06Z	09/12/2010	8	8	-5
12Z	09/12/2010	10	10	-5
18Z	09/12/2010	10	10	-5
00Z	10/12/2010	-	-	-
06Z	10/12/2010	-	-	-
12Z	10/12/2010	12	15	-3
18Z	10/12/2010	13	16	-1
00Z	11/12/2010	15	17	-2
06Z	11/12/2010	15	17	-1
12Z	11/12/2010	14	19	-1
18Z	11/12/2010	18	19	-1
00Z	12/12/2010	18	19	-1
06Z	12/12/2010	16	19	-1
12Z	12/12/2010	4	26	-1
18Z	12/12/2010	-	-	-
00Z	13/12/2010	8	27	-1
06Z	13/12/2010	-	-	-
12Z	13/12/2010	10	27	-1
18Z	13/12/2010	10	28	-1
00Z	14/12/2010	11	28	-1
06Z	14/12/2010	9	29	-1
12Z	14/12/2010	8	31	-2
18Z	14/12/2010	8	33	-2
00Z	15/12/2010	8	33	-2
06Z	15/12/2010	8	33	-1
12Z	15/12/2010	8	34	-1
18Z	15/12/2010	9	35	-1
00Z	16/12/2010	10	37	-1
06Z	16/12/2010	9	38	-1
12Z	16/12/2010	8	39	-1
18Z	16/12/2010	10	40	-1
00Z	17/12/2010	11	40	-1
06Z	17/12/2010	12	41	-1
12Z	17/12/2010	11	42	-1
18Z	17/12/2010	12	42	-1
00Z	18/12/2010	12	42	-1
06Z	18/12/2010	12	42	-1
12Z	18/12/2010	12	43	-1
18Z	18/12/2010	12	44	-1
00Z	19/12/2010	12	44	-1
06Z	19/12/2010	12	44	-2
12Z	19/12/2010	11	45	-2
18Z	19/12/2010	12	46	-1
00Z	20/12/2010	12	46	-1
06Z	20/12/2010	-	-	-
12Z	20/12/2010	13	49	-1
18Z	20/12/2010	14	50	-1
00Z	21/12/2010	14	50	-1
06Z	21/12/2010	15	50	-1
12Z	21/12/2010	-	-	-
18Z	21/12/2010	15	52	0

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	28/12/2010	14	21	-5
06Z	28/12/2010	12	20	-5
12Z	28/12/2010	13	21	-5
18Z	28/12/2010	14	21	-5
00Z	29/12/2010	12	20	-1
06Z	29/12/2010	12	23	-2
12Z	29/12/2010	12	23	-2
18Z	29/12/2010	11	23	-2
00Z	30/12/2010	11	24	-2
06Z	30/12/2010	11	24	-2
12Z	30/12/2010	10	24	-2
18Z	30/12/2010	10	25	-2
00Z	31/12/2010	12	25	-3
06Z	31/12/2010	12	24	-2
12Z	31/12/2010	12	24	-2
18Z	31/12/2010	12	24	-3
00Z	01/01/2011	12	25	-3
06Z	01/01/2011	14	25	-2
12Z	01/01/2011	14	25	-2
18Z	01/01/2011	13	26	-2
00Z	02/01/2011	15	26	-2
06Z	02/01/2011	16	25	-4
12Z	02/01/2011	16	26	-4
18Z	02/01/2011	17	26	-4
00Z	03/01/2011	18	26	-4
06Z	03/01/2011	19	26	-3
12Z	03/01/2011	17	26	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	04/01/2011	4	33	-1
18Z	04/01/2011	4	33	-1
00Z	05/01/2011	4	34	-1
06Z	05/01/2011	4	36	-1
12Z	05/01/2011	4	37	-1
18Z	05/01/2011	4	39	-1
00Z	06/01/2011	4	40	-1
06Z	06/01/2011	6	42	-1
12Z	06/01/2011	5	42	-1
18Z	06/01/2011	3	43	-1
00Z	07/01/2011	5	44	-1
06Z	07/01/2011	5	45	-1
12Z	07/01/2011	4	46	-1
18Z	07/01/2011	4	48	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	08/01/2011	23	24	-2
12Z	08/01/2011	23	25	-2
18Z	08/01/2011	23	25	-2
00Z	09/01/2011	23	26	-2
06Z	09/01/2011	23	25	-2
12Z	09/01/2011	22	28	-2
18Z	09/01/2011	23	27	-2
00Z	10/01/2011	21	27	-2
06Z	10/01/2011	20	27	-2
12Z	10/01/2011	23	26	-2
18Z	10/01/2011	22	26	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	13/01/2011	7	30	-2
12Z	13/01/2011	6	30	-1
18Z	13/01/2011	6	31	-2
00Z	14/01/2011	7	32	-1
06Z	14/01/2011	7	32	-1
12Z	14/01/2011	6	33	-1
18Z	14/01/2011	7	34	-2
00Z	15/01/2011	8	34	-1
06Z	15/01/2011	9	34	-1
12Z	15/01/2011	8	34	0
18Z	15/01/2011	8	35	0
00Z	16/01/2011	8	36	-1
06Z	16/01/2011	9	36	-1
12Z	16/01/2011	9	37	-1
18Z	16/01/2011	9	38	-1
00Z	17/01/2011	10	38	-1
06Z	17/01/2011	10	40	-1
12Z	17/01/2011	11	38	-1
18Z	17/01/2011	12	40	-1
00Z	18/01/2011	12	40	-1
06Z	18/01/2011	10	40	-1
12Z	18/01/2011	10	40	-1
18Z	18/01/2011	11	41	-2
00Z	19/01/2011	11	40	-2
06Z	19/01/2011	10	40	-1
12Z	19/01/2011	10	40	-1
18Z	19/01/2011	10	41	-1
00Z	20/01/2011	10	41	-1
06Z	20/01/2011	10	41	-2
12Z	20/01/2011	10	41	-2
18Z	20/01/2011	10	41	-2
00Z	21/01/2011	10	41	-2
06Z	21/01/2011	10	42	-2
12Z	21/01/2011	10	42	-2
18Z	21/01/2011	10	44	-2
00Z	22/01/2011	10	44	-2
06Z	22/01/2011	10	45	-2
12Z	22/01/2011	10	46	-2
18Z	22/01/2011	11	47	-2
00Z	23/01/2011	10	46	-1
06Z	23/01/2011	10	48	-2
12Z	23/01/2011	10	49	-2
18Z	23/01/2011	10	51	-1
00Z	24/01/2011	9	53	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	18/01/2011	7	10	0
18Z	18/01/2011	4	11	0
00Z	19/01/2011	4	10	0
06Z	19/01/2011	3	8	0
12Z	19/01/2011	4	10	0
18Z	19/01/2011	4	10	0
00Z	20/01/2011	4	11	0
06Z	20/01/2011	6	16	0
12Z	20/01/2011	6	16	0
18Z	20/01/2011	-	-	-
00Z	21/01/2011	8	17	0
06Z	21/01/2011	6	18	0
12Z	21/01/2011	5	14	0
18Z	21/01/2011	5	18	0
00Z	22/01/2011	4	15	0
06Z	22/01/2011	6	18	0
12Z	22/01/2011	6	18	0
18Z	22/01/2011	6	16	0
00Z	23/01/2011	5	17	0
06Z	23/01/2011	5	18	0
12Z	23/01/2011	5	17	0
18Z	23/01/2011	5	18	0
00Z	24/01/2011	4	20	0
06Z	24/01/2011	5	20	0
12Z	24/01/2011	7	21	0
18Z	24/01/2011	6	21	0
00Z	25/01/2011	6	22	-1
06Z	25/01/2011	8	24	-1
12Z	25/01/2011	8	24	0
18Z	25/01/2011	8	25	0
00Z	26/01/2011	8	26	0
06Z	26/01/2011	11	30	0
12Z	26/01/2011	10	30	0
18Z	26/01/2011	3	24	0

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	03/02/2011	12	39	0
06Z	03/02/2011	14	37	0
12Z	03/02/2011	11	36	0
18Z	03/02/2011	11	37	0
00Z	04/02/2011	-	-	-
06Z	04/02/2011	-	-	-
12Z	04/02/2011	-	-	-
18Z	04/02/2011	-	-	-
00Z	05/02/2011	-	-	-
06Z	05/02/2011	16	38	0
12Z	05/02/2011	14	38	0
18Z	05/02/2011	14	40	0
00Z	06/02/2011	16	30	0
06Z	06/02/2011	16	38	0
12Z	06/02/2011	13	38	0
18Z	06/02/2011	12	40	0
00Z	07/02/2011	13	41	0
06Z	07/02/2011	13	41	0
12Z	07/02/2011	12	39	0
18Z	07/02/2011	-	-	-
00Z	08/02/2011	13	41	0
06Z	08/02/2011	15	41	0
12Z	08/02/2011	16	41	0
18Z	08/02/2011	15	42	0
00Z	09/02/2011	-	-	-
06Z	09/02/2011	14	43	-1
12Z	09/02/2011	15	42	-1
18Z	09/02/2011	-	-	-
00Z	10/02/2011	-	-	-
06Z	10/02/2011	-	-	-
12Z	10/02/2011	-	-	-
18Z	10/02/2011	-	-	-
00Z	11/02/2011	20	40	-1
06Z	11/02/2011	20	40	-1
12Z	11/02/2011	19	40	-2
18Z	11/02/2011	19	42	-2
00Z	12/02/2011	21	41	-2
06Z	12/02/2011	20	39	-2
12Z	12/02/2011	22	41	-2
18Z	12/02/2011	22	41	-2
00Z	13/02/2011	-	-	-
06Z	13/02/2011	-	-	-
12Z	13/02/2011	-	-	-
18Z	13/02/2011	-	-	-
00Z	14/02/2011	19	39	-1
06Z	14/02/2011	19	37	-1
12Z	14/02/2011	18	37	0
18Z	14/02/2011	18	39	0
00Z	15/02/2011	20	39	0
06Z	15/02/2011	20	38	-1
12Z	15/02/2011	20	38	-1
18Z	15/02/2011	20	38	-2
00Z	16/02/2011	-	-	-
06Z	16/02/2011	-	-	-
12Z	16/02/2011	-	-	-
18Z	16/02/2011	-	-	-
00Z	17/02/2011	-	-	-
06Z	17/02/2011	16	36	-4
12Z	17/02/2011	14	34	-4
18Z	17/02/2011	14	37	-3
00Z	18/02/2011	16	39	-3
06Z	18/02/2011	-	-	-
12Z	18/02/2011	15	38	-3
18Z	18/02/2011	14	40	-1
00Z	19/02/2011	-	-	-
06Z	19/02/2011	17	41	-1
12Z	19/02/2011	16	40	-1
18Z	19/02/2011	16	42	-1
00Z	20/02/2011	18	44	-1
06Z	20/02/2011	18	44	-1
12Z	20/02/2011	16	47	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	25/02/2011	9	33	0
06Z	25/02/2011	8	33	0
12Z	25/02/2011	8	34	0
18Z	25/02/2011	8	35	-1
00Z	26/02/2011	9	35	-1
06Z	26/02/2011	12	36	-1
12Z	26/02/2011	10	35	-1
18Z	26/02/2011	11	37	-1
00Z	27/02/2011	12	37	-1
06Z	27/02/2011	13	39	-1
12Z	27/02/2011	14	36	-1
18Z	27/02/2011	14	37	0
00Z	28/02/2011	14	38	0
06Z	28/02/2011	14	38	0

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	04/12/2011	13	19	-2
06Z	04/12/2011	12	21	-2
12Z	04/12/2011	11	22	-2
18Z	04/12/2011	10	24	-2
00Z	05/12/2011	9	24	-2
06Z	05/12/2011	11	24	-2
12Z	05/12/2011	12	24	-2
18Z	05/12/2011	12	24	-2
00Z	06/12/2011	13	24	-2
06Z	06/12/2011	13	23	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	11/12/2011	14	16	-3
18Z	11/12/2011	13	18	-3
00Z	12/12/2011	12	20	-3
06Z	12/12/2011	12	20	-3
12Z	12/12/2011	12	20	-3
18Z	12/12/2011	11	20	-3
00Z	13/12/2011	11	22	-3
06Z	13/12/2011	11	23	-2
12Z	13/12/2011	11	22	-2
18Z	13/12/2011	12	24	-2
00Z	14/12/2011	12	24	-3
06Z	14/12/2011	14	24	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	17/12/2011	11	28	-2
06Z	17/12/2011	12	28	-2
12Z	17/12/2011	9	27	-2
18Z	17/12/2011	9	25	-2
00Z	18/12/2011	8	26	-2
06Z	18/12/2011	9	26	-2
12Z	18/12/2011	12	23	-1
18Z	18/12/2011	10	25	-2
00Z	19/12/2011	9	26	-2
06Z	19/12/2011	8	26	-2
12Z	19/12/2011	-	-	-
18Z	19/12/2011	8	26	-2
00Z	20/12/2011	6	28	-2
06Z	20/12/2011	8	27	-2
12Z	20/12/2011	9	26	-2
18Z	20/12/2011	9	27	-2
00Z	21/12/2011	7	28	-2
06Z	21/12/2011	8	27	-2
12Z	21/12/2011	8	28	-2
18Z	21/12/2011	8	28	-2
00Z	22/12/2011	10	28	-3
06Z	22/12/2011	12	26	-2
12Z	22/12/2011	12	26	-2
18Z	22/12/2011	13	26	-3
00Z	23/12/2011	12	26	-3
06Z	23/12/2011	-	-	-
12Z	23/12/2011	14	25	-2
18Z	23/12/2011	-	-	-
00Z	24/12/2011	16	27	-3
06Z	24/12/2011	16	25	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	24/12/2011	18	37	-2
18Z	24/12/2011	16	38	-2
00Z	25/12/2011	14	39	-2
06Z	25/12/2011	13	39	-2
12Z	25/12/2011	12	40	-2
18Z	25/12/2011	11	40	-3
00Z	26/12/2011	11	41	-3
06Z	26/12/2011	10	40	-2
12Z	26/12/2011	9	41	-2
18Z	26/12/2011	8	40	-3
00Z	27/12/2011	7	40	-3
06Z	27/12/2011	10	40	-3
12Z	27/12/2011	10	38	-2
18Z	27/12/2011	10	37	-2
00Z	28/12/2011	12	37	-2
06Z	28/12/2011	13	36	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	01/01/2012	10	23	-3
18Z	01/01/2012	8	23	-3
00Z	02/01/2012	7	24	-3
06Z	02/01/2012	6	24	-3
12Z	02/01/2012	6	25	-3
18Z	02/01/2012	6	26	-3
00Z	03/01/2012	8	27	-3
06Z	03/01/2012	6	27	-3
12Z	03/01/2012	6	26	-3
18Z	03/01/2012	7	27	-2
00Z	04/01/2012	8	27	-2
06Z	04/01/2012	7	28	-3
12Z	04/01/2012	8	28	-3
18Z	04/01/2012	10	28	-2
00Z	05/01/2012	10	27	-2
06Z	05/01/2012	10	27	-3
12Z	05/01/2012	10	25	-3
18Z	05/01/2012	10	25	-3
00Z	06/01/2012	10	26	-3
06Z	06/01/2012	12	25	-2
12Z	06/01/2012	13	25	-2
18Z	06/01/2012	12	24	-3
00Z	07/01/2012	13	25	-2
06Z	07/01/2012	14	24	-3
12Z	07/01/2012	14	24	-3
18Z	07/01/2012	14	25	-3
00Z	08/01/2012	15	26	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	15/01/2012	12	38	-3
00Z	16/01/2012	13	38	-3
06Z	16/01/2012	15	38	-3
12Z	16/01/2012	12	34	-3
18Z	16/01/2012	12	34	-3
00Z	17/01/2012	12	36	-4
06Z	17/01/2012	14	36	-3
12Z	17/01/2012	14	36	-3
18Z	17/01/2012	12	35	-3
00Z	18/01/2012	13	36	-2
06Z	18/01/2012	14	37	-2
12Z	18/01/2012	13	36	-2
18Z	18/01/2012	13	36	-2
00Z	19/01/2012	15	38	-2
06Z	19/01/2012	16	38	-2
12Z	19/01/2012	15	36	-3
18Z	19/01/2012	15	36	-3
00Z	20/01/2012	15	36	-3
06Z	20/01/2012	16	36	-3
12Z	20/01/2012	15	36	-3
18Z	20/01/2012	16	37	-2
00Z	21/01/2012	15	37	-2
06Z	21/01/2012	18	37	-2
12Z	21/01/2012	18	36	-2
18Z	21/01/2012	19	38	-3
00Z	22/01/2012	-	-	-
06Z	22/01/2012	-	-	-
12Z	22/01/2012	20	37	-3
18Z	22/01/2012	21	38	-4
00Z	23/01/2012	-	-	-
06Z	23/01/2012	-	-	-
12Z	23/01/2012	22	37	-4
18Z	23/01/2012	24	37	-4
00Z	24/01/2012	-	-	-
06Z	24/01/2012	26	37	-5
12Z	24/01/2012	-	-	-
18Z	24/01/2012	-	-	-
00Z	25/01/2012	-	-	-
06Z	25/01/2012	18	39	-2
12Z	25/01/2012	15	40	-2
18Z	25/01/2012	14	41	-3
00Z	26/01/2012	14	41	-4
06Z	26/01/2012	14	42	-2
12Z	26/01/2012	11	44	-2
18Z	26/01/2012	12	44	-2
00Z	27/01/2012	13	44	-2
06Z	27/01/2012	13	44	-2
12Z	27/01/2012	11	45	-2
18Z	27/01/2012	10	45	-1
00Z	28/01/2012	10	45	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	07/02/2012	14	14	-4
18Z	07/02/2012	13	14	-4
00Z	08/02/2012	11	12	-4
06Z	08/02/2012	11	14	-4
12Z	08/02/2012	11	15	-4
18Z	08/02/2012	10	14	-4
00Z	09/02/2012	10	15	-4
06Z	09/02/2012	10	16	-4
12Z	09/02/2012	11	16	-4
18Z	09/02/2012	10	16	-4
00Z	10/02/2012	10	18	-4
06Z	10/02/2012	10	18	-4
12Z	10/02/2012	12	20	-3
18Z	10/02/2012	11	22	-4
00Z	11/02/2012	12	24	-4
06Z	11/02/2012	14	25	-4
12Z	11/02/2012	14	26	-3
18Z	11/02/2012	14	28	-3
00Z	12/02/2012	13	30	-3
06Z	12/02/2012	12	32	-4
12Z	12/02/2012	12	32	-3
18Z	12/02/2012	12	33	-3
00Z	13/02/2012	13	33	-3
06Z	13/02/2012	12	34	-4
12Z	13/02/2012	13	34	-3
18Z	13/02/2012	11	34	-4
00Z	14/02/2012	12	36	-4
06Z	14/02/2012	15	38	-3
12Z	14/02/2012	12	34	-3
18Z	14/02/2012	11	36	-3
00Z	15/02/2012	-	-	-
06Z	15/02/2012	-	-	-
12Z	15/02/2012	13	34	-2
18Z	15/02/2012	13	40	-3
00Z	16/02/2012	15	41	-3
06Z	16/02/2012	17	41	-3
12Z	16/02/2012	17	41	-3
18Z	16/02/2012	17	44	-3
00Z	17/02/2012	18	44	-3
06Z	17/02/2012	19	44	-3
12Z	17/02/2012	19	44	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	09/12/2012	11	40	-1
12Z	09/12/2012	10	41	-1
18Z	09/12/2012	10	42	-1
00Z	10/12/2012	9	42	-1
06Z	10/12/2012	8	43	-2
12Z	10/12/2012	7	44	-2
18Z	10/12/2012	8	46	-2
00Z	11/12/2012	7	45	-1
06Z	11/12/2012	6	47	-1
12Z	11/12/2012	5	46	-1
18Z	11/12/2012	4	45	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	17/12/2012	11	11	-1
00Z	18/12/2012	10	14	-1
06Z	18/12/2012	10	14	-1
12Z	18/12/2012	11	15	-1
18Z	18/12/2012	10	17	-1
00Z	19/12/2012	11	17	-1
06Z	19/12/2012	10	19	-1
12Z	19/12/2012	11	21	-1
18Z	19/12/2012	11	22	-1
00Z	20/12/2012	11	22	-1
06Z	20/12/2012	14	22	-1
12Z	20/12/2012	14	21	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	29/12/2012	18	34	-2
06Z	29/12/2012	20	32	-2
12Z	29/12/2012	15	36	-2
18Z	29/12/2012	13	36	-3
00Z	30/12/2012	15	36	-2
06Z	30/12/2012	14	36	-2
12Z	30/12/2012	13	37	-2
18Z	30/12/2012	12	38	-2
00Z	31/12/2012	12	38	-2
06Z	31/12/2012	13	37	-2
12Z	31/12/2012	11	38	-2
18Z	31/12/2012	10	40	-2
00Z	01/01/2013	11	40	-2
06Z	01/01/2013	11	40	-2
12Z	01/01/2013	10	40	-2
18Z	01/01/2013	10	42	-2
00Z	02/01/2013	11	42	-2
06Z	02/01/2013	10	42	-3
12Z	02/01/2013	10	44	-3
18Z	02/01/2013	10	44	-2
00Z	03/01/2013	9	43	-2
06Z	03/01/2013	11	44	-2
12Z	03/01/2013	11	44	2
18Z	03/01/2013	11	44	-2
00Z	04/01/2013	10	43	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	07/01/2013	12	32	-3
00Z	08/01/2013	11	30	-3
06Z	08/01/2013	12	28	-4
12Z	08/01/2013	10	28	-4
18Z	08/01/2013	10	28	-4
00Z	09/01/2013	11	29	-4
06Z	09/01/2013	13	26	-4
12Z	09/01/2013	13	26	-4
18Z	09/01/2013	11	26	-4
00Z	10/01/2013	11	28	-3
06Z	10/01/2013	13	28	-4
12Z	10/01/2013	14	28	-4
18Z	10/01/2013	14	29	-3
00Z	11/01/2013	14	29	-3
06Z	11/01/2013	16	29	-4
12Z	11/01/2013	17	29	-3
18Z	11/01/2013	14	29	-3
00Z	12/01/2013	23	30	-3
06Z	12/01/2013	-	-	-
12Z	12/01/2013	-	-	-
18Z	12/01/2013	14	27	-2
00Z	13/01/2013	14	27	-2
06Z	13/01/2013	13	26	-2
12Z	13/01/2013	14	26	-2
18Z	13/01/2013	13	26	-2
00Z	14/01/2013	14	26	-3
06Z	14/01/2013	14	26	-2
12Z	14/01/2013	14	26	-2
18Z	14/01/2013	15	26	-2
00Z	15/01/2013	15	26	-2
06Z	15/01/2013	15	26	-2
12Z	15/01/2013	16	26	-2
18Z	15/01/2013	16	24	-2
00Z	16/01/2013	17	24	-2
06Z	16/01/2013	16	24	-2
12Z	16/01/2013	16	24	-2
18Z	16/01/2013	16	24	-2
00Z	17/01/2013	16	25	-2
06Z	17/01/2013	17	24	-2
12Z	17/01/2013	16	25	-2
18Z	17/01/2013	16	26	-2
00Z	18/01/2013	16	26	-2
06Z	18/01/2013	17	26	-2
12Z	18/01/2013	16	26	-2
18Z	18/01/2013	15	28	-2
00Z	19/01/2013	16	28	-2
06Z	19/01/2013	16	28	-2
12Z	19/01/2013	18	28	-2
18Z	19/01/2013	19	28	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	22/01/2013	8	16	-1
06Z	22/01/2013	8	17	-1
12Z	22/01/2013	8	18	-1
18Z	22/01/2013	8	18	-1
00Z	23/01/2013	2	21	-1
06Z	23/01/2013	3	21	-1
12Z	23/01/2013	5	23	-1
18Z	23/01/2013	5	22	-1
00Z	24/01/2013	6	23	-1
06Z	24/01/2013	-	-	-1
12Z	24/01/2013	-	-	-1
18Z	24/01/2013	4	19	-2
00Z	25/01/2013	3	18	-2
06Z	25/01/2013	2	18	-2
12Z	25/01/2013	3	18	-2
18Z	25/01/2013	2	19	-3
00Z	26/01/2013	3	20	-2
06Z	26/01/2013	5	21	-3
12Z	26/01/2013	4	22	-2
18Z	26/01/2013	4	22	-2
00Z	27/01/2013	4	24	-2
06Z	27/01/2013	5	26	-3
12Z	27/01/2013	5	31	-3
18Z	27/01/2013	6	32	-2
00Z	28/01/2013	5	32	-2
06Z	28/01/2013	6	32	-2
12Z	28/01/2013	6	30	-2
18Z	28/01/2013	6	34	-2
00Z	29/01/2013	6	35	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	01/02/2013	1	34	-1
06Z	01/02/2013	1	34	-1
12Z	01/02/2013	1°N	32	-1
18Z	01/02/2013	2°N	32	-1
00Z	02/02/2013	2°N	31	-1
06Z	02/02/2013	2°N	31	-1
12Z	02/02/2013	2°N	31	-1
18Z	02/02/2013	2°N	31	-1
00Z	03/02/2013	3	32	-1
06Z	03/02/2013	3	37	-1
12Z	03/02/2013	-	-	-
18Z	03/02/2013	7	40	-1
00Z	04/02/2013	6	40	-1
06Z	04/02/2013	7	41	-1
12Z	04/02/2013	8	41	-1
18Z	04/02/2013	8	41	-1
00Z	05/02/2013	8	41	-1
06Z	05/02/2013	9	40	0
12Z	05/02/2013	9	38	0
18Z	05/02/2013	11	37	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	10/02/2013	9	32	-1
12Z	10/02/2013	9	33	-1
18Z	10/02/2013	8	33	-1
00Z	11/02/2013	9	34	-1
06Z	11/02/2013	9	33	-1
12Z	11/02/2013	11	33	-1
18Z	11/02/2013	11	34	-1
00Z	12/02/2013	11	34	-1
06Z	12/02/2013	11	35	-1
12Z	12/02/2013	11	36	-1
18Z	12/02/2013	10	37	-1
00Z	13/02/2013	12	37	-1
06Z	13/02/2013	13	37	-1
12Z	13/02/2013	11	36	-1
18Z	13/02/2013	11	38	-1
00Z	14/02/2013	12	42	-1
06Z	14/02/2013	14	38	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	16/02/2013	17	31	-3
00Z	17/02/2013	16	33	-3
06Z	17/02/2013	16	33	-3
12Z	17/02/2013	16	34	-3
18Z	17/02/2013	14	36	-3
00Z	18/02/2013	14	36	-2
06Z	18/02/2013	18	34	-2
12Z	18/02/2013	-	-	-
18Z	18/02/2013	-	-	-
00Z	19/02/2013	18	38	-2
06Z	19/02/2013	16	38	-2
12Z	19/02/2013	15	38	-2
18Z	19/02/2013	15	39	-2
00Z	20/02/2013	18	40	-2
06Z	20/02/2013	18	40	-3
12Z	20/02/2013	16	42	-3
18Z	20/02/2013	15	44	-3
00Z	21/02/2013	18	44	-3
06Z	21/02/2013	17	44	-3
12Z	21/02/2013	15	45	-3
18Z	21/02/2013	18	45	-3
00Z	22/02/2013	17	45	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	01/12/2013	6	39	0
18Z	01/12/2013	4	42	0
00Z	02/12/2013	4	44	0
06Z	02/12/2013	-	-	0
12Z	02/12/2013	-	-	0
18Z	02/12/2013	3	47	0
00Z	03/12/2013	2	48	0
06Z	03/12/2013	2	50	0
12Z	03/12/2013	2°N	51	-1
18Z	03/12/2013	2°N	51	-1
00Z	04/12/2013	2°N	54	-1
06Z	04/12/2013	2°N	54	-1
12Z	04/12/2013	3°N	56	-1
18Z	04/12/2013	2°N	56	0
00Z	05/12/2013	2°N	57	0
06Z	05/12/2013	1°N	59	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	30/12/2013	8	40	-2
00Z	31/12/2013	6	39	-3
06Z	31/12/2013	7	35	-3
12Z	31/12/2013	6	35	-3
18Z	31/12/2013	7	34	-2
00Z	01/01/2014	5	38	-2
06Z	01/01/2014	6	38	-2
12Z	01/01/2014	5	40	-2
18Z	01/01/2014	5	42	-2
00Z	02/01/2014	5	40	-1
06Z	02/01/2014	5	40	-2
12Z	02/01/2014	5	40	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
06Z	14/12/2013	6	30	-2
12Z	14/12/2013	6	30	-2
18Z	14/12/2013	5	30	-2
00Z	15/12/2013	6	29	-3
06Z	15/12/2013	7	29	-3
12Z	15/12/2013	8	28	-3
18Z	15/12/2013	8	28	-2
00Z	16/12/2013	8	27	-2
06Z	16/12/2013	8	27	-2
12Z	16/12/2013	9	27	-2
18Z	16/12/2013	10	26	-2
00Z	17/12/2013	10	26	-2
06Z	17/12/2013	10	26	-2
12Z	17/12/2013	9	25	-2
18Z	17/12/2013	9	25	-1
00Z	18/12/2013	9	26	-2
06Z	18/12/2013	9	26	-2
12Z	18/12/2013	10	24	-1
18Z	18/12/2013	11	24	-1
00Z	19/12/2013	10	24	-1
06Z	19/12/2013	11	23	-2
12Z	19/12/2013	11	22	-1
18Z	19/12/2013	11	22	-1
00Z	20/12/2013	12	22	-2
06Z	20/12/2013	13	22	-2
12Z	20/12/2013	14	21	-1
18Z	20/12/2013	14	21	-1
00Z	21/12/2013	15	21	-2
06Z	21/12/2013	16	20	-2
12Z	21/12/2013	16	20	-2
18Z	21/12/2013	16	19	-3
00Z	22/12/2013	16	19	-3
06Z	22/12/2013	16	19	-2
12Z	22/12/2013	16	19	-2
18Z	22/12/2013	16	19	-2
00Z	23/12/2013	15	20	-2
06Z	23/12/2013	16	20	-2
12Z	23/12/2013	14	21	-2
18Z	23/12/2013	12	21	-2
00Z	24/12/2013	12	23	-2
06Z	24/12/2013	13	23	-2
12Z	24/12/2013	11	23	-2
18Z	24/12/2013	12	24	-2
00Z	25/12/2013	10	24	-2
06Z	25/12/2013	11	25	-2
12Z	25/12/2013	11	26	-2
18Z	25/12/2013	12	27	-2
00Z	26/12/2013	13	27	-2
06Z	26/12/2013	13	26	-2
12Z	26/12/2013	12	28	-1
18Z	26/12/2013	13	28	-2
00Z	27/12/2013	14	28	-2
06Z	27/12/2013	15	29	-2
12Z	27/12/2013	16	30	-1
18Z	27/12/2013	17	31	-2
00Z	28/12/2013	18	33	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	19/02/2014	22	38	-4
00Z	20/02/2014	21	38	-3
06Z	20/02/2014	21	38	-4
12Z	20/02/2014	19	38	-4
18Z	20/02/2014	18	38	-4
00Z	21/02/2014	18	37	-3
06Z	21/02/2014	17	37	-4
12Z	21/02/2014	17	38	-4
18Z	21/02/2014	21	38	-4
00Z	22/02/2014	13	37	-4
06Z	22/02/2014	-	-	-
12Z	22/02/2014	-	-	-
18Z	22/02/2014	12	37	-4
00Z	23/02/2014	-	-	-
06Z	23/02/2014	-	-	-
12Z	23/02/2014	-	-	-
18Z	23/02/2014	13	38	-4
00Z	24/02/2014	14	38	-4
06Z	24/02/2014	-	-	-
12Z	24/02/2014	13	38	-4
18Z	24/02/2014	10	40	-4
00Z	25/02/2014	14	40	-4
06Z	25/02/2014	16	40	-4
12Z	25/02/2014	14	40	-3
18Z	25/02/2014	14	41	-3
00Z	26/02/2014	15	40	-2
06Z	26/02/2014	15	41	-3
12Z	26/02/2014	15	41	-3
18Z	26/02/2014			
00Z	27/02/2014	16	42	-2
06Z	27/02/2014	17	42	-3
12Z	27/02/2014	14	44	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	04/01/2014	8	36	-2
00Z	05/01/2014	9	36	-2
06Z	05/01/2014	8	36	-2
12Z	05/01/2014	8	38	-2
18Z	05/01/2014	9	38	-2
00Z	06/01/2014	10	36	-3
06Z	06/01/2014	10	38	-2
12Z	06/01/2014	11	38	-2
18Z	06/01/2014	11	39	-2
00Z	07/01/2014	12	38	-3
06Z	07/01/2014	12	38	-3
12Z	07/01/2014	12	38	-3
18Z	07/01/2014	12	38	-3
00Z	08/01/2014	12	38	-3
06Z	08/01/2014	14	38	-2
12Z	08/01/2014	13	38	-2
18Z	08/01/2014	13	39	-3
00Z	09/01/2014	14	40	-2
06Z	09/01/2014	15	40	-3
12Z	09/01/2014	14	39	-2
18Z	09/01/2014	15	40	-3
00Z	10/01/2014	16	41	-2
06Z	10/01/2014	17	42	-1
12Z	10/01/2014	17	42	-1
18Z	10/01/2014	18	43	-2
00Z	11/01/2014	18	43	-2
06Z	11/01/2014	18	43	-2
12Z	11/01/2014	17	43	-2
18Z	11/01/2014	17	43	-2
00Z	12/01/2014	17	44	-2
06Z	12/01/2014	18	45	-2
12Z	12/01/2014	20	43	-2
18Z	12/01/2014	17	44	-2
00Z	13/01/2014	-	-	-1
06Z	13/01/2014	16	43	-1
12Z	13/01/2014	-	-	-2
18Z	13/01/2014	-	-	-2
00Z	14/01/2014	-	-	-2
06Z	14/01/2014	13	44	-2
12Z	14/01/2014	13	45	-1
18Z	14/01/2014	12	46	-2
00Z	15/01/2014	-	-	-1
06Z	15/01/2014	-	-	-1
12Z	15/01/2014	-	-	-1
18Z	15/01/2014	16	41	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	19/01/2014	6	32	-2
06Z	19/01/2014	2	25	-2
12Z	19/01/2014	2	26	-1
18Z	19/01/2014	3	28	-1
00Z	20/01/2014	3	28	-1
06Z	20/01/2014	4	26	-1
12Z	20/01/2014	4	25	-1
18Z	20/01/2014	6	24	-1
00Z	21/01/2014	10	25	-1
06Z	21/01/2014	13	23	-1
12Z	21/01/2014	-	-	-
18Z	21/01/2014	7	16	-1
00Z	22/01/2014	6	17	-1
06Z	22/01/2014	14	25	0
12Z	22/01/2014	12	25	0
18Z	22/01/2014	12	24	0
00Z	23/01/2014	11	26	0
06Z	23/01/2014	10	21	0
12Z	23/01/2014	12	25	0
18Z	23/01/2014	10	18	-1
00Z	24/01/2014	10	20	0
06Z	24/01/2014	10	24	0
12Z	24/01/2014	10	24	0
18Z	24/01/2014	10	27	0
00Z	25/01/2014	9	27	0
06Z	25/01/2014	10	26	0
12Z	25/01/2014	10	26	0
18Z	25/01/2014	10	26	0
00Z	26/01/2014	10	29	0
06Z	26/01/2014	-	-	0
12Z	26/01/2014	12	32	0
18Z	26/01/2014	12	30	0
00Z	27/01/2014	-	-	0
06Z	27/01/2014	14	33	0
12Z	27/01/2014	13	32	0
18Z	27/01/2014	14	34	-3
00Z	28/01/2014	14	34	-3
06Z	28/01/2014	15	36	-3
12Z	28/01/2014	15	36	-3
18Z	28/01/2014	-	-	-
00Z	29/01/2014	15	42	-3
06Z	29/01/2014	15	40	-3
12Z	29/01/2014	-	-	-
18Z	29/01/2014	14	52	-4
00Z	30/01/2014	18	50	-4

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	06/02/2014	14	36	0
18Z	06/02/2014	13	38	-1
00Z	07/02/2014	14	38	-1
06Z	07/02/2014	16	36	-1
12Z	07/02/2014	16	35	-1
18Z	07/02/2014	14	36	-2
00Z	08/02/2014	15	37	-2
06Z	08/02/2014	17	37	-3
12Z	08/02/2014	17	37	-2
18Z	08/02/2014	18	38	-2
00Z	09/02/2014	19	38	-2
06Z	09/02/2014	19	36	-1
12Z	09/02/2014	19	36	-1
18Z	09/02/2014	19	39	-1
00Z	10/02/2014	20	39	-1
06Z	10/02/2014	21	39	-1
12Z	10/02/2014	20	37	-1
18Z	10/02/2014	-	-	-1
00Z	11/02/2014	20	41	-1
06Z	11/02/2014	20	40	-1
12Z	11/02/2014	17	46	-1
18Z	11/02/2014	18	49	-2
00Z	12/02/2014	21	48	-2
06Z	12/02/2014	22	47	-1
12Z	12/02/2014	-	-	-1
18Z	12/02/2014	22	47	-2
00Z	13/02/2014	22	47	-2
06Z	13/02/2014	22	46	-2
12Z	13/02/2014	22	46	-2
18Z	13/02/2014	25	46	-2
00Z	14/02/2014	-	-	-2
06Z	14/02/2014	-	-	-2
12Z	14/02/2014	-	-	-2
18Z	14/02/2014	-	-	-2
00Z	15/02/2014	13	32	-1
06Z	15/02/2014	15	34	-1
12Z	15/02/2014	13	30	-1
18Z	15/02/2014	-	-	-
00Z	16/02/2014	14	34	-1
06Z	16/02/2014	14	35	-1
12Z	16/02/2014	14	30	-1
18Z	16/02/2014	13	31	-1
00Z	17/02/2014	14	31	-2
06Z	17/02/2014	15	30	-2
12Z	17/02/2014	15	28	-2
18Z	17/02/2014	14	28	-2
00Z	18/02/2014	14	28	-2
06Z	18/02/2014	16	28	-2
12Z	18/02/2014	17	27	-2
18Z	18/02/2014	18	27	-2
00Z	19/02/2014	18	27	-2
06Z	19/02/2014	20	28	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	08/12/2014	23	26	-3
00Z	09/12/2014	23	26	-3
06Z	09/12/2014	23	26	-3
12Z	09/12/2014	22	25	-2
18Z	09/12/2014	17	26	-3
00Z	10/12/2014	21	26	-3
06Z	10/12/2014	20	26	-3
12Z	10/12/2014	19	26	-3
18Z	10/12/2014	18	28	-3
00Z	11/12/2014	19	28	-2
06Z	11/12/2014	18	28	-3
12Z	11/12/2014	18	28	-3
18Z	11/12/2014	19	28	-4
00Z	12/12/2014	20	29	-4
06Z	12/12/2014	19	30	-4
12Z	12/12/2014	19	30	-3
18Z	12/12/2014	18	30	-3
00Z	13/12/2014	17	30	-3
06Z	13/12/2014	16	30	-2
12Z	13/12/2014	15	30	-3
18Z	13/12/2014	15	30	-3
00Z	14/12/2014	15	30	-3
06Z	14/12/2014	14	30	-3
12Z	14/12/2014	14	30	-4
18Z	14/12/2014	14	29	-4
00Z	15/12/2014	14	30	-4
06Z	15/12/2014	14	29	-3
12Z	15/12/2014			-3
18Z	15/12/2014			-4
00Z	16/12/2014	18	27	-4

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	21/12/2014	6	31	-4
06Z	21/12/2014	5	32	-4
12Z	21/12/2014	4	31	-4
18Z	21/12/2014	3	32	-4
00Z	22/12/2014	4	33	-4
06Z	22/12/2014	4	33	-4
12Z	22/12/2014	4	33	-4
18Z	22/12/2014	5	34	-4
00Z	23/12/2014	6	34	-4
06Z	23/12/2014	7	33	-4
12Z	23/12/2014	7	33	-4
18Z	23/12/2014	8	33	-4
00Z	24/12/2014	9	34	-4
06Z	24/12/2014	10	34	-4
12Z	24/12/2014	10	36	-4
18Z	24/12/2014	10	37	-4
00Z	25/12/2014	7	38	-4
06Z	25/12/2014	9	40	-4
12Z	25/12/2014	9	40	-4
18Z	25/12/2014	8	40	-4
00Z	26/12/2014	7	41	-4
06Z	26/12/2014	7	41	-4
12Z	26/12/2014	6	41	-5
18Z	26/12/2014	6	41	-5
00Z	27/12/2014	6	42	-4
06Z	27/12/2014	6	42	-4
12Z	27/12/2014	6	42	-4
18Z	27/12/2014	6	42	-4
00Z	28/12/2014	6	42	-4
06Z	28/12/2014	7	42	-5
12Z	28/12/2014	8	40	-3
18Z	28/12/2014	9	40	-3
00Z	29/12/2014	9	38	-2
06Z	29/12/2014	-	-	-2
12Z	29/12/2014	12	38	-2
18Z	29/12/2014	10	37	-2
00Z	30/12/2014	9	38	-3
06Z	30/12/2014	9	38	-3
12Z	30/12/2014	9	38	-3
18Z	30/12/2014	7	38	-4
00Z	31/12/2014	6	38	-4
06Z	31/12/2014	5	38	-4
12Z	31/12/2014	3	38	-4
18Z	31/12/2014	3	39	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	12/01/2015	13	38	-2
18Z	12/01/2015	15	42	-2
00Z	13/01/2015	16	42	-2
06Z	13/01/2015	17	44	-2
12Z	13/01/2015	-	-	-1
18Z	13/01/2015	17	44	-1
00Z	14/01/2015	17	44	-1
06Z	14/01/2015	17	46	-2
12Z	14/01/2015	18	46	-2
18Z	14/01/2015	16	47	-2
00Z	15/01/2015	-	-	-2
06Z	15/01/2015	16	47	-2
12Z	15/01/2015	14	47	-2
18Z	15/01/2015	14	48	-2
00Z	16/01/2015	14	48	-2
06Z	16/01/2015	14	49	-2
12Z	16/01/2015	14	50	-2
18Z	16/01/2015	14	52	-2
00Z	17/01/2015	14	52	-2
06Z	17/01/2015	14	52	-2
12Z	17/01/2015	14	53	-2
18Z	17/01/2015	14	55	-2
00Z	18/01/2015	14	55	-2
06Z	18/01/2015	14	56	-2
12Z	18/01/2015	13	56	-1
18Z	18/01/2015	13	57	-1
00Z	19/01/2015	13	58	-1
06Z	19/01/2015	14	58	-1
12Z	19/01/2015	14	59	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	27/01/2015	6	30	-2
06Z	27/01/2015	8	31	-2
12Z	27/01/2015	8	30	-2
18Z	27/01/2015	8	32	-2
00Z	28/01/2015	9	35	-2
06Z	28/01/2015	8	35	-2
12Z	28/01/2015	9	35	-2
18Z	28/01/2015	8	35	-2
00Z	29/01/2015	10	36	-2
06Z	29/01/2015	12	37	-1
12Z	29/01/2015	11	39	-2
18Z	29/01/2015	10	41	-2
00Z	30/01/2015	12	41	-2
06Z	30/01/2015	11	41	-2
12Z	30/01/2015	11	43	-2
18Z	30/01/2015	-	-	-
00Z	31/01/2015	11	47	-3
06Z	31/01/2015	11	46	-3
12Z	31/01/2015	10	47	-3
18Z	31/01/2015	11	46	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	07/02/2015	7	30	-3
06Z	07/02/2015	7	29	-3
12Z	07/02/2015	7	28	-3
18Z	07/02/2015	7	28	-3
00Z	08/02/2015	6	28	-3
06Z	08/02/2015	-	-	-2
12Z	08/02/2015	8	29	-2
18Z	08/02/2015	-	-	-2
00Z	09/02/2015	10	28	-2
06Z	09/02/2015	9	28	-2
12Z	09/02/2015	10	29	-2
18Z	09/02/2015	10	29	-2
00Z	10/02/2015	11	30	-2
06Z	10/02/2015	12	31	-2
12Z	10/02/2015	12	30	-2
18Z	10/02/2015	12	32	-2
00Z	11/02/2015	12	33	-2
06Z	11/02/2015	12	33	-3
12Z	11/02/2015	12	35	-2
18Z	11/02/2015	12	36	-2
00Z	12/02/2015	12	36	-2
06Z	12/02/2015	13	37	-2
12Z	12/02/2015	11	40	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	16/02/2015	18	26	-3
00Z	17/02/2015	18	27	-3
06Z	17/02/2015	16	28	-3
12Z	17/02/2015	17	29	-3
18Z	17/02/2015	16	28	-4
00Z	18/02/2015	14	28	-4
06Z	18/02/2015	15	28	-4
12Z	18/02/2015	15	28	-4
18Z	18/02/2015	15	30	-4
00Z	19/02/2015	15	30	-4
06Z	19/02/2015	14	30	-4
12Z	19/02/2015	13	31	-4
18Z	19/02/2015	14	32	-4
00Z	20/02/2015	13	33	-4
06Z	20/02/2015	13	34	-5
12Z	20/02/2015	11	34	-5
18Z	20/02/2015	12	36	-4
00Z	21/02/2015	12	36	-4
06Z	21/02/2015	12	34	-4
12Z	21/02/2015	12	34	-3
18Z	21/02/2015	11	41	-4
00Z	22/02/2015	11	42	-4
06Z	22/02/2015	12	45	-3
12Z	22/02/2015	-	-	-
18Z	22/02/2015	12	46	-3
00Z	23/02/2015	11	47	-3
06Z	23/02/2015	13	46	-3
12Z	23/02/2015	-	-	-
18Z	23/02/2015	8	49	-3
00Z	24/02/2015	8	50	-3
06Z	24/02/2015	10	52	-3
12Z	24/02/2015	8	53	-3
18Z	24/02/2015	7	54	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	04/12/2015	3	16	-3
06Z	04/12/2015	4	15	-3
12Z	04/12/2015	4	16	-2
18Z	04/12/2015	4	16	-2
00Z	05/12/2015	4	17	-2
06Z	05/12/2015	4	18	-2
12Z	05/12/2015	6	20	-2
18Z	05/12/2015	6	22	-1
00Z	06/12/2015	5	23	-2
06Z	06/12/2015	6	23	-2
12Z	06/12/2015	8	23	-1
18Z	06/12/2015	6	24	-1
00Z	07/12/2015	6	25	-2
06Z	07/12/2015	5	26	-2
12Z	07/12/2015	6	27	-2
18Z	07/12/2015	6	27	-2
00Z	08/12/2015	7	29	-2
06Z	08/12/2015	9	29	-2
12Z	08/12/2015	-	-	-
18Z	08/12/2015	8	30	-1
00Z	09/12/2015	10	30	-1
06Z	09/12/2015	10	30	-1
12Z	09/12/2015	10	28	-1

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	12/12/2015	13	32	-2
06Z	12/12/2015	13	32	-2
12Z	12/12/2015	12	33	-1
18Z	12/12/2015	12	33	-1
00Z	13/12/2015	11	34	-1
06Z	13/12/2015	11	34	-1
12Z	13/12/2015	10	34	-1
18Z	13/12/2015	10	34	-1
00Z	14/12/2015	10	34	-1
06Z	14/12/2015	10	35	-1
12Z	14/12/2015	10	36	-1
18Z	14/12/2015	11	36	-1
00Z	15/12/2015	12	35	-1
06Z	15/12/2015	12	36	-1
12Z	15/12/2015	13	37	-1
18Z	15/12/2015	13	37	-1
00Z	16/12/2015	14	37	-1
06Z	16/12/2015	16	37	-1
12Z	16/12/2015	16	37	-1
18Z	16/12/2015	16	38	-1
00Z	17/12/2015	16	37	-1
06Z	17/12/2015	-	-	-1
12Z	17/12/2015	16	36	-1
18Z	17/12/2015	15	38	-1
00Z	18/12/2015	18	35	-1
06Z	18/12/2015	17	35	-1
12Z	18/12/2015	15	36	-1
18Z	18/12/2015	17	36	-3
00Z	19/12/2015	18	34	-4
06Z	19/12/2015	18	34	-4
12Z	19/12/2015	17	34	-4
18Z	19/12/2015	18	34	-4
00Z	20/12/2015	17	35	-3
06Z	20/12/2015	18	36	-3
12Z	20/12/2015	16	36	-3
18Z	20/12/2015	16	35	-3
00Z	21/12/2015	14	37	-3
06Z	21/12/2015	14	37	-3
12Z	21/12/2015	17	33	-3
18Z	21/12/2015	13	34	-4
00Z	22/12/2015	12	34	-4
06Z	22/12/2015	13	33	-4

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	05/02/2016	16	30	-2
06Z	05/02/2016	15	31	-2
12Z	05/02/2016	15	32	-2
18Z	05/02/2016	15	34	-2
00Z	06/02/2016	14	34	-2
06Z	06/02/2016	15	33	-2
12Z	06/02/2016	14	36	-2
18Z	06/02/2016	14	37	-2
00Z	07/02/2016	14	37	-2
06Z	07/02/2016	14	37	-2
12Z	07/02/2016	13	38	-2
18Z	07/02/2016	11	40	-2
00Z	08/02/2016	12	39	-2
06Z	08/02/2016	12	40	-2
12Z	08/02/2016	12	40	-2
18Z	08/02/2016	12	40	-2
00Z	09/02/2016	13	40	-2
06Z	09/02/2016	13	41	-2
12Z	09/02/2016	13	41	-2
18Z	09/02/2016	12	41	-2
00Z	10/02/2016	12	41	-2
06Z	10/02/2016	12	41	-2

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
00Z	13/02/2016	7	22	-4
06Z	13/02/2016	7	23	-4
12Z	13/02/2016	9	23	-4
18Z	13/02/2016	8	23	-4
00Z	14/02/2016	9	24	-4
06Z	14/02/2016	13	25	-3
12Z	14/02/2016	14	25	-3

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
12Z	14/02/2016	12	38	-3
18Z	14/02/2016	12	39	-3
00Z	15/02/2016	12	38	-3
06Z	15/02/2016	11	39	-3
12Z	15/02/2016	10	40	-2
18Z	15/02/2016	10	40	-2
00Z	16/02/2016	10	40	-3
06Z	16/02/2016	10	41	-4

Hora	Data	Lat (°S)	Lon (°S)	T (°C)
18Z	12/01/2016	9	25	-3
00Z	13/01/2016	12	25	-3
06Z	13/01/2016	-	-	-4
12Z	13/01/2016	11	23	-4
18Z	13/01/2016	12	22	-4
00Z	14/01/2016	13	24	-4
06Z	14/01/2016	13	24	-4
12Z	14/01/2016	15	22	-4
18Z	14/01/2016	13	26	-3
00Z	15/01/2016	14	26	-3
06Z	15/01/2016	14	26	-4
12Z	15/01/2016	14	26	-3
18Z	15/01/2016	12	27	-4
00Z	16/01/2016	12	27	-4
06Z	16/01/2016	12	27	-4
12Z	16/01/2016	12	26	-4
18Z	16/01/2016	11	26	-4
00Z	17/01/2016	11	26	-4
06Z	17/01/2016	11	26	-5
12Z	17/01/2016	11	25	-4
18Z	17/01/2016	10	25	-4
00Z	18/01/2016	9	25	-4
06Z	18/01/2016	10	24	-4
12Z	18/01/2016	8	24	-4
18Z	18/01/2016	8	24	-4
00Z	19/01/2016	9	24	-3
06Z	19/01/2016	9	23	-3
12Z	19/01/2016	9	23	-3
18Z	19/01/2016	9	23	-3
00Z	20/01/2016	9	22	-3
06Z	20/01/2016	9	22	-3
12Z	20/01/2016	9	22	-2
18Z	20/01/2016	8	21	-2
00Z	21/01/2016	8	21	-2
06Z	21/01/2016	8	21	-1
12Z	21/01/2016	8	21	-1
18Z	21/01/2016	8	21	-1
00Z	22/01/2016	9	20	-2
06Z	22/01/2016	10	20	-2
12Z	22/01/2016	10	20	-1
18Z	22/01/2016	10	18	-2
00Z	23/01/2016	10	18	-2
06Z	23/01/2016	9	20	-2
12Z	23/01/2016	9	18	-2
18Z	23/01/2016	8	18	-3
00Z	24/01/2016	8	18	-3
06Z	24/01/2016	8	18	-3
12Z	24/01/2016	8	17	-3
18Z	24/01/2016	8	16	-3
00Z	25/01/2016	5	16	-2
06Z	25/01/2016	8	16	-2
12Z	25/01/2016	8	16	-1
18Z	25/01/2016	8	16	-1
00Z	26/01/2016	6	18	-2
06Z	26/01/2016	7	19	-2
12Z	26/01/2016	8	20	-2
18Z	26/01/2016	7	21	-3
00Z	27/01/2016	8	22	-4
06Z	27/01/2016	9	23	-3