

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Beatriz Alves Lopes

**ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS
DE VÓRTICES CICLÔNICOS DE
ALTOS NÍVEIS COM CONVECÇÃO EM SEU
INTERIOR**

Campina Grande, Fevereiro de 2025



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE VÓRTICES CICLÔNICOS DE
ALTOS NÍVEIS COM CONVECÇÃO EM SEU INTERIOR**

BEATRIZ ALVES LOPES

Campina Grande – PB

Fevereiro de 2025

BEATRIZ ALVES LOPES

**ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE VÓRTICES CICLÔNICOS DE
ALTOS NÍVEIS COM CONVECÇÃO EM SEU INTERIOR**

Dissertação de mestrado apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia,
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas,
Universidade Federal de Campina Grande
(UFCG), como requisito final à obtenção do Título
de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas
Subárea: Meteorologia Dinâmica

Campina Grande – PB

Fevereiro de 2025

L864a Lopes, Beatriz Alves.
Aspectos dinâmicos e termodinâmicos de vórtices ciclônicos de altos
níveis com convecção em seu interior / Beatriz Alves Lopes – Campina
Grande, 2025.
83 f. il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de
Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2025.
"Orientação: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza."
Referências.

1. Meteorologia. 2. Nordeste do Brasil. 3. Precipitação. 4. Vorticidade.
5. Aquecimento Convectivo. I. Souza, Enio Pereira de. II. Título.

CDU 551.5(043)

BEATRIZ ALVES LOPES

ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE VÓRTICES CICLÔNICOS
DE ALTOS NÍVEIS COM CONVECÇÃO EM SEU INTERIOR

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 27/02/2025

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. JOSEFINA MORAES ARRAUT
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. RANYÉRE SILVA NÓBREGA
Unidade Acadêmica de Geografia
Universidade Federal de Campina Grande

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha família.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar minha profunda gratidão aos meus pais e ao meu irmão, que sempre estiveram ao meu lado com amor, paciência e apoio.

Ao meu orientador, Dr. Enio Pereira de Souza, pelo apoio, pela orientação e, principalmente, pela confiança que demonstrou ao me permitir conduzir este trabalho com total independência.

Agradeço à CAPES pelo suporte financeiro concedido, ao ECMWF pela disponibilização dos dados de reanálise, ao CPTEC/INPE pelas imagens de satélite, e ao NOAA pelos dados de precipitação do CMORPH.

*“Todo dia peço pra Deus abençoar aquilo que já conquistei
E pro medo não dominar, o sonho que já trilhei.”
Hoje o céu abriu – NX ZERO*

RESUMO

Eventos extremos de precipitação causam impactos socioeconômicos e ambientais significativos. Na região Nordeste do Brasil (NEB), os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) são sistemas meteorológicos que atuam entre 200 – 300 hPa, caracterizados por um núcleo frio e uma circulação ciclônica fechada. Esses sistemas estão frequentemente associados a condições de tempo instável, como aumento da nebulosidade, chuvas intensas e ventos fortes, principalmente em sua periferia. O estudo dos VCANs é essencial para compreender os processos dinâmicos e termodinâmicos que influenciam o tempo e o clima, especialmente na região do NEB. Compreender a estrutura e a evolução dos VCANs é fundamental para melhorar a previsão de eventos extremos, como chuvas intensas, e para reduzir os impactos socioeconômicos e ambientais associados. O objetivo foi analisar a dinâmica e a termodinâmica, através da equação da tendência de vorticidade, da fonte aparente de calor (Q_1) e do sumidouro aparente de umidade ($-Q_2$). Através dos dados de reanálise do ERA5, no campo da temperatura, e do uso de imagens de satélites, foi possível identificar a atuação de VCANs na área delimitada pelas latitudes de 10°N a 30°S e das longitudes de 65°W a 15°W, e fazer a distinção dos VCANs que continham ou não convecção em seu interior. Dentre os casos encontrados foram selecionados dois eventos: o caso do dia 16-01-2011 e o do dia 29-01-2016. No primeiro caso, a precipitação decorrente da atividade convectiva, afetou parte do leste do Estado da Bahia. Para o segundo caso, a precipitação afetou os estados de Alagoas, Pernambuco e parte da Paraíba. O conjunto de dados do ERA5, mostraram os campos de vorticidade relativa e Q_1 e $-Q_2$ revelando padrões que contribuíram para a formação da convecção. A análise de Q_1 indicou uma fonte de calor localizada entre os núcleos dos VCANs. Para o caso do dia 16, o aquecimento ocorreu entre 500 e 200 hPa, enquanto, para o caso do dia 29, o aquecimento foi observado entre 600 e 300 hPa. Esses padrões de aquecimento estão associados à liberação de calor latente durante a condensação, reforçando o desenvolvimento e atuação de convecção profunda. Os resultados no campo de vorticidade relativa, mostraram que há uma incursão de vorticidade positiva, associada ao movimento anticiclônico, se deslocando verticalmente até atingir o núcleo do VCAN, o que possibilitou a formação de convecção em seu interior.

Palavras-Chave: Nordeste do Brasil, precipitação, vorticidade, aquecimento convectivo.

ABSTRACT

Extreme precipitation events cause significant socioeconomic and environmental impacts. In the Northeast Region of Brazil (NEB), Upper-Level Cyclonic Vortices (ULCVs) are meteorological systems that operate between 200–300 hPa, characterized by a cold core and a closed cyclonic circulation. These systems are often associated with unstable weather conditions, such as increased cloudiness, heavy rainfall, and strong winds, particularly in their periphery. The study of ULCVs is essential to understand the dynamic and thermodynamic processes that influence weather and climate, especially in the NEB region. Understanding the structure and evolution of ULCVs is crucial for improving the prediction of extreme events, such as heavy rainfall, and for reducing associated socioeconomic and environmental impacts. The objective was to analyze the dynamics and thermodynamics using the vorticity tendency equation, the apparent heat source ($Q1$), and the apparent moisture sink ($-Q2$).

Using ERA5 reanalysis data for temperature fields and satellite imagery, it was possible to identify the presence of ULCVs within the area bounded by latitudes 10°N to 30°S and longitudes 65°W to 15°W, and to distinguish between ULCVs with and without internal convection. Among the cases identified, two events were selected: the case of 16 January 2011 and the case of 29 January 2016. In the first case, precipitation resulting from convective activity affected part of the eastern region of Bahia State. In the second case, precipitation impacted the states of Alagoas, Pernambuco, and part of Paraíba. The ERA5 dataset revealed relative vorticity and $Q1$ and $-Q2$ fields, showing patterns that contributed to the formation of convection. The analysis of $Q1$ indicated a heat source located between the cores of the ULCVs. For the case of 16 January, heating occurred between 500 and 200 hPa, while for the case of 29 January, heating was observed between 600 and 300 hPa. These heating patterns are associated with the release of latent heat during condensation, reinforcing the development and activity of deep convection. The results from the relative vorticity field demonstrate an intrusion of positive vorticity, associated with anticyclonic motion, which propagates vertically until reaching the core of the Upper-Level Cyclonic Vortex (ULCV), favoring the development of convection within it.

Keywords: Northeast Brazil, precipitation, vorticity, convective heating.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo. Em destaque, a região do Nordeste do Brasil (em vermelho). Fonte: Autora.	24
Figura 2 – Imagens de satélite do GOES12 no canal T Realçada para o dia 01/01/2010 às (a) 03:00 UTC, (b) 09:00 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.....	30
Figura 3 – Imagens de satélite do GOES12 no canal T Realçada para o dia 16/01/2011 às (a) 09:00 UTC, (b) 15:00 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.....	30
Figura 4 – Imagens de satélite do GOES12 no canal T Realçada para o dia 18/01/2011 às (a) 17 UTC, (b) 21 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.....	31
Figura 5 – Imagens de satélite do GOES13 no canal T Realçada para o dia 29/01/2016 às (a) 15 UTC, (b) 18 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.....	31
Figura 6 – Imagens de satélite do GOES16 no canal 14 para o dia 17/01/2025 às (a) 20 UTC, (b) 22 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.....	32
Figura 7 – Imagens de satélite do GOES16 no canal 14 para o dia 03/02/2025 às (a) 10 UTC, (b) 17 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.....	32
Figura 8 – Imagens de satélite do GOES12 no canal T Realçada para o dia 16/01/2011 às (a) 06:00 UTC, (b) 12:00 UTC, (c) 15:00 UTC, (d) 22:00 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.	33
Figura 9 – Cobertura de nuvens para o dia 16-01-2011. Nuvens baixas (quadrados), Nuvens médias (círculos preenchidos), Nuvens Altas (círculos abertos).	34
Figura 10 – Precipitação estimada diária (mm) para o dia 16-01-2011.	35
Figura 11 – Corte vertical da componente meridional do vento ao longo de 12°S (ms^{-1}), às 15:00 UTC do dia 16/01/2011.	36
Figura 12 – Fonte aparente de calor (QI) (Kh^{-1}) (a) e sumidouro aparente de umidade ($-Q2$) (Kh^{-1}) (b) às 15:00 UTC. As unidades são $\text{Jkg}^{-1}\text{h}^{-1}$	37
Figura 13 – Fonte aparente de calor (QI) (Kh^{-1}) (a) e sumidouro aparente de umidade ($-Q2$) (Kh^{-1}), (b) às 21:00 UTC. As unidades são $\text{Jkg}^{-1}\text{h}^{-1}$	38
Figura 14 – Perfil médio da Fonte aparente de calor (QI) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).	39
Figura 15 – Perfil médio da Advecção de espessura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).	40
Figura 16 – Perfil médio da Advecção horizontal de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).	41
Figura 17 – Perfil médio da Advecção vertical de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).	42

Figura 18 – Perfil médio da Tendência de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).	43
Figura 19 – Perfil médio da Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Fluxo de massa ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) (Contornos coloridos).	44
Figura 20 – Perfil médio da Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e advecção vertical de umidade (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).	45
Figura 21 – Diagrama Hovmöller do termo de advecção horizontal de vorticidade (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 12°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}), em 250 hPa.	46
Figura 22 – Diagrama Hovmöller do termo de divergência (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 12°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.	47
Figura 23 – Diagrama Hovmöller do termo de advecção de vorticidade planetária (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 12°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.	48
Figura 24 – Diagrama Hovmöller do termo de tendência de vorticidade (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 12°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.	49
Figura 25 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 200 hPa, às 18:00 UTC do dia 15-01-2011.	50
Figura 26 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 200 hPa, às 12:00 UTC do dia 16-01-2011.	51
Figura 27 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 200 hPa, às 15:00 UTC do dia 16-01-2011.	52
Figura 28 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}) na horizontal no nível de 200 hPa, às 23:00 UTC do dia 16-01-2011.	53
Figura 29 – Imagem de Satélite do GOES 13 do canal T realçada do dia 29/01/2016 às (a) 09 UTC, (b) 15 UTC, (c) 18 UTC e (d) 21 UTC, respectivamente.	55
Figura 30 – Cobertura de nuvens para o dia 29-01-2016. Nuvens baixas (quadrados), Nuvens médias (círculos preenchidos), Nuvens Altas (círculos abertos).	56
Figura 31 – Precipitação diária estimada (mm) para o dia 29-01-2016.	57
Figura 32 – Corte vertical da componente meridional do vento ao longo de 9°S (ms^{-1}), às 15:00 UTC do dia 29/01/2016.	58
Figura 33 – Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (a) e sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (b) às 15:00 UTC.	59

Figura 34 – Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (a) e Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}), (b) às 21:00 UTC.....	60
Figura 35 – Perfil médio da Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).	61
Figura 36 – Perfil médio da Advecção de espessura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).....	62
Figura 37 – Perfil médio da Advecção horizontal de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).	63
Figura 38 – Perfil médio da Advecção vertical de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).	64
Figura 39 – Perfil médio da Tendência de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).	65
Figura 40 – Perfil médio da Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Fluxo de massa ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) (Contornos coloridos).....	66
Figura 41 – Perfil médio da Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e advecção vertical de umidade (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).	67
Figura 42 – Diagrama Hovmöller do termo de advecção horizontal de vorticidade (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 9°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.	68
Figura 43 – Diagrama Hovmöller do termo de divergência (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 9°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.....	69
Figura 44 – Diagrama Hovmöller do termo de advecção de vorticidade planetária (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 9°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.	70
Figura 45 – Diagrama Hovmöller do termo de tendência de vorticidade (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 9°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.	71
Figura 46 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 300 hPa, às 10:00 UTC do dia 28-01-2016.	72
Figura 47 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 300 hPa, às 12:00 UTC do dia 29-01-2016.	73
Figura 48 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}) (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 300 hPa, às 15:00 UTC do dia 29-01-2016.	74

Figura 49 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 300 hPa, às 16:00 UTC do dia 29-01-2016.	75
Figura 50 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 300 hPa, às 22:00 UTC do dia 29-01-2016.	76

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
2. OBJETIVOS	18
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	19
4. MATERIAL E MÉTODOS	23
4.1 Área de Estudo	23
4.2 Dados de Reanálise	24
4.3 Imagens de Satélite	25
4.4 Dados de Precipitação	26
4.5 Descrição da Equação da Vorticidade	26
4.6 Fonte Aparente de Calor e Sumidouro Aparente de Umidade	27
4.7 Fluxo de Massa Convectivo	27
5. RESULTADOS	27
5.1 Identificação de Casos	27
5.2 Análise para o dia 16-01-2011	33
5.3 Componente Meridional do Vento	35
5.4 Fonte Aparente de Calor (Q_1) e Sumidouro Aparente de Umidade (Q_2)	36
5.5 Análise dos componentes da Equação da Vorticidade	45
5.6 Análise da vorticidade relativa para o dia 16-01-2011	49
5.7 Análise para o dia 29-01-2016	54
5.8 Componente Meridional do Vento	57
5.9 Fonte Aparente de Calor (Q_1) e Sumidouro Aparente de Umidade (Q_2)	58
5.10 Análise dos componentes da Equação da Vorticidade para o dia 29-01-2016	67
5.11 Análise da vorticidade relativa para o dia 29-01-2016	71
6. DISCUSSÃO	77
6.1 16-01-2011	77
6.2 29-01-2016	78

7. CONCLUSÕES	80
8. REFERÊNCIAS	81

1. INTRODUÇÃO

Eventos extremos de precipitação são responsáveis por uma quantidade significativa de danos socioeconômicos e ambientais quando grandes concentrações urbanas são atingidas por elevados volumes de água resultantes de enchentes urbanas. Esse tema é associado a algumas Objetivos de Desenvolvimento Sustentável (ODS), por exemplo: a principal é a ODS 13 – Ação contra a mudança global do clima: tomar medidas urgentes para combater a mudança climática e seus impactos. Dentre os fenômenos responsáveis por elevadas taxas de precipitação na região Nordeste do Brasil (NEB) estão os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), que são sistemas meteorológicos que atuam em altos níveis da atmosfera, e são caracterizados por uma circulação ciclônica fechada, nebulosidade em sua periferia e ausência em seu interior. Formam-se predominantemente na camada entre 200-300 hPa e são observados nas regiões de 20°-10°S e 45°-25°W (MORAIS et al., 2020). Além disso, apresentam um núcleo frio em 300 hPa e deslocam-se para oeste a uma velocidade média de aproximadamente 4 a 6 ms⁻¹. Mostram uma inclinação acentuada de sudeste para noroeste com a latitude (MISHRA et al., 2007). Apresentam uma circulação de ar fechada em sentido ciclônico (KOUSKY e GAN, 1981).

Esse sistema meteorológico é reconhecido por ter um centro de baixa pressão e uma dinâmica da circulação atmosférica, na qual o ar frio converge em direção ao centro, enquanto o ar quente é impulsionado para cima na sua periferia. Essa circulação térmica direta resulta em um núcleo frio no centro do vórtice, onde a pressão atmosférica é relativamente mais baixa (em altos níveis).

De acordo com Kousky e Gan (1981) os VCANs são geralmente associados a sistemas meteorológicos que causam tempo instável, como aumento da nebulosidade, chuvas fortes, ventos intensos e tempestades, principalmente em áreas sobre as quais a periferia do sistema está localizada.

Os VCANs são observados frequentemente em regiões tropicais e subtropicais. De acordo com Kousky e Gan (1981), os vórtices se formam predominantemente durante o verão, sendo janeiro o mês de maior ocorrência desses eventos. Não obstante, Moraes et al. (2020) mostraram que os VCANs são criados durante todo o ano, embora os que apresentam nebulosidade sejam mais comuns no verão.

Conforme descrito por Kousky e Gan (1981), os vórtices ciclônicos que atingem a costa leste do Nordeste, são oriundos de sistemas frontais que avançam ao sul do Brasil e se deslocam à Nordeste. A formação do VCAN se dá devido à advecção quente dos baixos e médios níveis que precedem as frentes frias. Esta advecção quente amplifica a crista resultando na formação

do vórtice. Ramirez (1996) e Paixão e Gandu (2000) estudaram outras origens para esses vórtices.

Sendo o Nordeste do Brasil (NEB) a região mais afetada pela atuação dos VCANs há um interesse em se estudar esses sistemas, devido ao seu impacto na distribuição de precipitação nessa região. O NEB é caracterizado por ter um clima parcialmente Tropical de savana com estação seca de inverno (Aw) e Semiárido seco e quente (BSh) segundo a classificação climática de Köpper-Geiger (Peel et al. 2007), e a classificação climática baseado no índice de umidade denota o NEB predominantemente como, Semiárido (D) e Árido (E), segundo a Classificação climática de Thornthwaite (1948). Isso implica em uma região, predominantemente semiárida, que é afetada com períodos de estiagem prologadas e precipitações irregulares. Os VCANs, podem contribuir para um aumento relativo no volume de chuvas, que podem ser acima da média climatológica, nas áreas na qual estiverem posicionadas a periferia do vórtice. Para as áreas na qual estiverem posicionados o núcleo do vórtice, essa região poderá estar submetida a períodos prolongados de estiagem.

Os VCANs podem ser observados e monitorados através do uso de imagens de satélites, que fornecem uma visão abrangente e em tempo real da área de atuação e de possíveis deslocamentos dos vórtices; modelos numéricos de previsão do tempo e dados de estações meteorológicas em superfície. A combinação dessas ferramentas possibilita uma análise mais precisa e confiável, essencial para a previsão do tempo, para o monitoramento de desastres naturais, planejamento agrícola, entre outras aplicações associadas a atuação desse sistema meteorológico.

Estudar a estrutura desse sistema meteorológico é essencial para compreender os processos dinâmicos e físicos que ocorrem na atmosfera, e que influenciam diretamente no tempo e no clima em diferentes regiões, principalmente de regiões caracterizadas pelo clima semiárido.

Ao entender a estrutura de sistemas é possível prever com maior exatidão fenômenos como chuvas intensas, estiagens, ventos fortes e etc. Isso é crucial para o planejamento de atividades cotidianas, agricultura, transporte e gestão de recursos hídricos. Pois muitos desastres que causam impactos na sociedade, como enchentes, tempestades, deslizamentos de terra, estão associados a sistemas meteorológicos específicos. Logo, compreender a estrutura e evolução desses sistemas meteorológicos, e em especial os VCANs, ajudam a emitir alertas precoces, reduzindo impactos socioeconômicos e ambientais. Além de permitir identificar alterações no comportamento da atmosfera, contribuindo para a compreensão das mudanças climáticas e seus efeitos no tempo e no clima a longo e curto prazo.

Embora a precipitação associada aos VCANs seja mais comum na sua periferia, em alguns casos as condições dinâmicas e termodinâmicas associadas permitem a formação de convecção profunda no seu núcleo. Esse fato foi reportado por Kousky e Gan (1981) nas análises dos VCANs que estudaram previamente, porém sem uma investigação detalhada sobre o desenvolvimento convectivo no centro do VCAN.

Na literatura, o estudo de Lopes (2023) destaca-se como o primeiro, a iniciar uma investigação e analisar de forma detalhada a convecção no núcleo de um VCAN. O estudo mostrou a ocorrência de um VCAN com atividade convectiva em seu interior no ano de 2016, atuando na costa leste do Nordeste do Brasil. Foi destacado que a atividade convectiva presente no núcleo provocou precipitação no estado de Alagoas, e mostrou que o termo de divergência, tem papel preponderante em gerar vorticidade anticiclônica no centro do VCAN, contribuindo para seu enfraquecimento.

2. OBJETIVOS

- **Objetivo Geral:**

O presente trabalho tem como objetivo estudar a dinâmica e a termodinâmica de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis com convecção em seu interior.

- **Objetivos específicos:**

1. Realizar a identificação e registro da ocorrência de vórtices ciclônicos de altos níveis (VCANs) com precipitação em seu interior;
2. Fazer uma análise dinâmica através da equação da vorticidade;
3. Analisar a termodinâmica através da fonte aparente de calor, Q_1 , e do sumidouro aparente de umidade, Q_2 .

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Existem estudos comumente encontrados na literatura que abordam os vórtices ciclônicos de altos níveis. Dentre esses estudos, é possível encontrar pesquisas específicas para a região leste da costa do Nordeste brasileiro, pois é uma área com maior incidência de ocorrências de vórtices durante o verão. Isso desperta um grande interesse em investigar essa região de forma a diferenciar os casos relacionados a esses vórtices.

Virji (1982) estudou a interação dinâmica entre a intensa atividade convectiva diurna e a circulação troposférica em grande escala sobre a América do Sul, analisando sob a perspectiva do balanço de vorticidade em altos níveis, durante o verão, principalmente nos meses de janeiro e fevereiro. Dados de ventos derivados de nuvens, obtidos a partir de imagens de satélite, foram utilizados para avaliar os termos de grande escala da equação da vorticidade, e verificou-se que há uma necessidade de um mecanismo em subescala que compense a tendência de vorticidade anticiclônica devido a divergência em altos níveis na região do anticiclone de altos níveis (Alta da Bolívia) sobre a América do Sul.

Silva Dias et al. (1983) mostraram resultados de um modelo utilizando uma fonte de calor centrada em 11°S, com um raio de dobra exponencial de 750 km e uma escala de tempo de aproximadamente um dia, para indicar que muitos aspectos da circulação na alta troposfera durante o verão sobre a América do Sul pode ser explicados pelas propriedades dispersivas das ondas de Rossby e ondas mistas de Rossby-gravidade. O modelo mostra que a resposta à fonte de calor depende dos tipos de ondas geradas, com modos de alta frequência deixando um fluxo de dispersão lenta na região do forçamento. A distribuição de energia entre modos rápidos e lentos é influenciada pelas escalas espaciais e temporais e pela latitude do forçamento, sendo os modos rápidos favorecidos por forçamentos mais rápidos, próximos ao equador e de menor escala. A fonte de calor transitória estimula ondas de Kelvin que se propagam rapidamente para o leste, influenciando a inicialização de modelos de previsão tropical.

Gan e Kousky (1986) investigaram os vórtices ciclônicos de alta troposfera nas latitudes subtropicais sobre o oceano Atlântico Sul utilizando imagens de satélite, onde a formação desses vórtices estava associada ao padrão de escoamento anticiclônico de ar em altitude sobre a América do Sul durante os meses de verão. Quando esses vórtices penetram no território brasileiro, podem afetar a distribuição e intensidade da precipitação observada, exercendo uma influência sobre o clima regional.

Ramírez (1996) estudou os padrões de circulação associados aos VCANs sobre o Nordeste do Brasil e oceano Atlântico Tropical Sul, utilizando dados de reanálise do ECMWF e imagens de satélite para o período de janeiro de 1980 e até dezembro de 1989. Analisou que os vórtices têm uma vorticidade máxima em 200 hPa e um centro frio em 300 hPa, com tempo de vida médio de sete dias.

Yanai e Tomita (1998) usaram dados de reanálise do NCEP-NCAR, com baixa resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, para realizar um estudo das distribuições da fonte aparente de calor (Q_1) e do sumidouro de umidade (Q_2) entre as latitudes de 50°N e 50°S ao longo de um período de 15 anos (1980 a 1994). Nesse estudo, foram analisados os mecanismos de aquecimento presentes em várias regiões do mundo, comparando as distribuições horizontais da fonte de calor integrada verticalmente (Q_1) com as distribuições do sumidouro de umidade integrado verticalmente (Q_2) e o fluxo de radiação de onda longa (OLR) emitida. Além disso, foram realizadas comparações das distribuições verticais de Q_1 com as distribuições de Q_2 , buscando entender a relação entre esses dois componentes.

Tsing-Chang Chen (2002) mostrou que a circulação das monções pode explicada pelo contraste térmico entre o continente e o oceano, apresenta em uma estrutura vertical com inversão de fase, caracterizada por um anticiclone em altitude sobre o continente e uma depressão sobre o oceano. Embora o modelo clássico tenha sido validado por dados observacionais anteriores ao Experimento Global do Programa de Pesquisa Atmosférica Global (FGGE), análises com os dados pós-FGGE revelaram que as principais monções na Ásia, América do Norte, América do Sul e Austrália, possuem características que divergem do modelo tradicional.

Satyamurty e Seluchi (2007) analisaram um vórtice de núcleo frio de ar superior sobre as latitudes subtropicais da América do Sul no inverno de 1999. O vórtice mostrou características distintas dos vórtices tropicais. Utilizando dados de reanálise, observaram que a intensificação e movimento do sistema foram influenciados pela divergência e advecção de vorticidade. E que eventos de precipitação associada ao vórtice foi impulsionada pela elevação dinâmica, devido a condições estáveis na troposfera superior.

Mishra et al. (2007) calcularam os modos normais lineares barotrópicos instáveis usando uma abordagem de autovalores para perfis latitudinais diários de escoamento zonal na alta troposfera (100–350 hPa) antes e depois da formação de vórtices ciclônicos próximo a costa nordeste do Brasil, em janeiro de 1993 e novembro de 2001. As equações utilizadas foram derivadas para isolar a contribuição da divergência e outros processos dinâmicos no movimento e crescimento dos modos instáveis. A análise mostra que, nos dias que antecedem a formação

dos vórtices, ocorre uma intensificação acentuada da zona de cisalhamento do escoamento e sua instabilidade barotrópica. A estrutura horizontal, o transporte de momento e as escalas zonal e meridional da onda mais instável foram comparadas com o vórtice observado a 200 hPa, encontrando uma concordância significativa.

Coutinho et al. (2010) desenvolveram um Método Objetivo (MO) para identificar Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) na região Tropical Sul. O MO se baseou na vorticidade relativa e no escoamento horizontal do vento ao redor do centro dos sistemas. Para validar o MO, foram utilizados dados de reanálises do *National Centers for Environmental Prediction - National Centers for Atmospheric Research* (NCEP-NCAR) em um período de cinco anos, de 2002 a 2006.

Alguns estudos apresentados mostram os aspectos termodinâmicos relacionados à influência de um VCAN na Região Nordeste do Brasil. Costa e Souza (2014), aplicaram a teoria da máquina térmica para analisar os mecanismos de um Vórtice Ciclônico de Alto Níveis (VCAN) que atuou na costa leste do NEB, utilizando o modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) para representar bem o evento ocorrido no período de 10 a 21 de janeiro de 2011. Determinaram que mesmo não apresentando uma correlação forte, ainda assim, a teoria da máquina térmica pode ser aceita para analisar a diferença da pressão entre dois pontos, no caso do VCAN, entre a periferia e o centro.

Ferreira e Souza (2019) mostraram a ocorrência de processos associados à formação de convecção profunda e liberação de calor latente, para a cidade de Natal, durante a atuação da borda de um VCAN, e complementaram, que o vórtice também contribui para ajustar o perfil atmosférico para uma estrutura adiabática saturada.

De Moraes et al. (2020) desenvolveram um estudo com o objetivo principal de explorar com mais detalhes as características dos Vórtices Ciclônicos da Alta Níveis (VCANs), sobre o Nordeste do Brasil (NEB), na tentativa de melhorar as previsões do tempo. Inicialmente, os VCANs foram identificados em 200 hPa e, em seguida, em níveis mais baixos para analisar sua estrutura vertical, utilizando dados de 6 horas durante um período de 30 anos (1984–2013) provenientes da reanálise do European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ERA Interim, ECMWF). Com os resultados foram encontradas uma distância média de 2.000 km para o deslocamento total dos VCANs. Dessa distância média, 750 km foram percorridos pelos VCANs no primeiro dia do ciclo de vida, levando à presunção de uma possível supressão do movimento do vórtice que depende de um mecanismo diabático. Também foi observada a predominância de VCANs sem inclinação vertical ou com inclinação para leste com o aumento da altitude.

Repinaldo et al. (2020) estudaram a interação entre Corrente de Jato no Nordeste Brasileiro (CJNEB) e o Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN), para um período de 9 anos, durante as fases dos ENOS. Durante o período analisado, foram observados 140 VCANs, os quais 58% estavam associados a eventos de CJNEB e 26% localizados sobre o estado de Alagoas. Foram identificados três padrões de circulação atmosférica na região Nordeste com base nas posições das CJNEB. Tipo M: O padrão mais comum, predominante em anos de El Niño, não esteve associado a chuvas significativas. Tipo Z: Observado em anos de El Niño e Neutros, resultou em precipitação em 85,7% dos dias de ocorrência. Tipo T: Mais frequente em anos Neutros e raro em anos de La Niña, a precipitação foi registrada diariamente, com a maior frequência de chuvas intensas, acima de 28 mm/dia, em anos neutros. Os resultados deste estudo mostraram a relação entre vórtices ciclônicos em altos níveis e a direção dos jatos de nível superior e sua variabilidade interanual, bem como a ocorrência de precipitação associada a esses sistemas sinóticos.

Reis et al. (2021) analisaram as características dinâmicas e termodinâmicas do centro e da periferia dos VCANs do Nordeste do Brasil (NEB). Eles utilizaram um algoritmo que foi desenvolvido para identificar a climatologia do vórtice usando o *ERA-Interim* e outro para avaliar o impacto da chuva usando o conjunto de dados do *Climate Prediction Center*, de 1980 a 2016.

Castaño et al. (2021) investigaram o desenvolvimento de estruturas verticais geradas em um cilindro rotativo resfriado de forma não homogênea na parte superior. Observaram que, em um regime axisimétrico, rotações ciclônicas e anticiclônicas coexistem no fluxo. Esses movimentos anticiclônicos em níveis superiores e ciclônicos em níveis inferiores, passam a existir quando há diferenças moderadas de temperatura verticalmente e qualquer taxa de rotação. São chamados de vórtices de cima para baixo, essas características geram um movimento conhecido como *spin-up*. Para taxas de rotação mais baixas e diferenças de temperatura vertical alta, apenas os vórtices ciclônicos de cima para baixo sobrevivem e se intensificam. No regime não-axissimétrico, nenhuma rotação anticiclônica na parte inferior é relatada e o vórtice ciclônico de cima para baixo desaparece ou se divide em dois vórtices de cima para baixo, dependendo da taxa de rotação do ambiente. A intensidade do resfriamento na parte superior e o quão localizada essa região fria é, afetam o fluxo desenvolvido. Os resultados que foram apresentados podem contribuir para a compreensão da relevância dos processos térmicos na formação de tornados.

Li e Chakraborty (2021) estudaram a evolução dos ciclones tropicais após atingirem a superfície terrestre usando simulações computacionais, nas quais consideraram explicitamente os processos termodinâmicos. Notaram que, após atingir a superfície terrestre, o “coração dinâmico” do Ciclone tropical — o núcleo quente — não desaparece. Em vez disso, os processos termodinâmicos, modulados pela umidade armazenada no ciclone tropical, repetidamente geram um núcleo frio que se desenvolve abaixo do núcleo quente.

Lopes (2023) estudou um VCAN que atuou sobre o Nordeste do Brasil no dia 29 de janeiro, e que apresentou o desenvolvimento de convecção profunda no centro do VCAN. A análise da fonte aparente de calor mostrou que o máximo aquecimento convectivo ocorreu por volta do nível de 400 hPa, uma hora antes da máxima velocidade ascendente, sugerindo conversão de energia térmica para energia cinética. O termo de divergência da equação da vorticidade mostrou-se importante na geração de vorticidade anticiclônica no centro do VCAN, o que contribuiu para seu enfraquecimento. Apesar da presença de CAPE, a convecção só foi ativada após a diminuição da CIN, um pouco antes do desenvolvimento do sistema convectivo no centro do VCAN.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Área de Estudo

A área geográfica selecionada para este estudo abrange as latitudes 10°N até 30°S e longitudes 65°W a 15°W, cobrindo a costa do Nordeste do Brasil e parte do Oceano Atlântico

adjacente. Essa área selecionada permite acompanhar a evolução e possíveis deslocamentos dos VCANs.

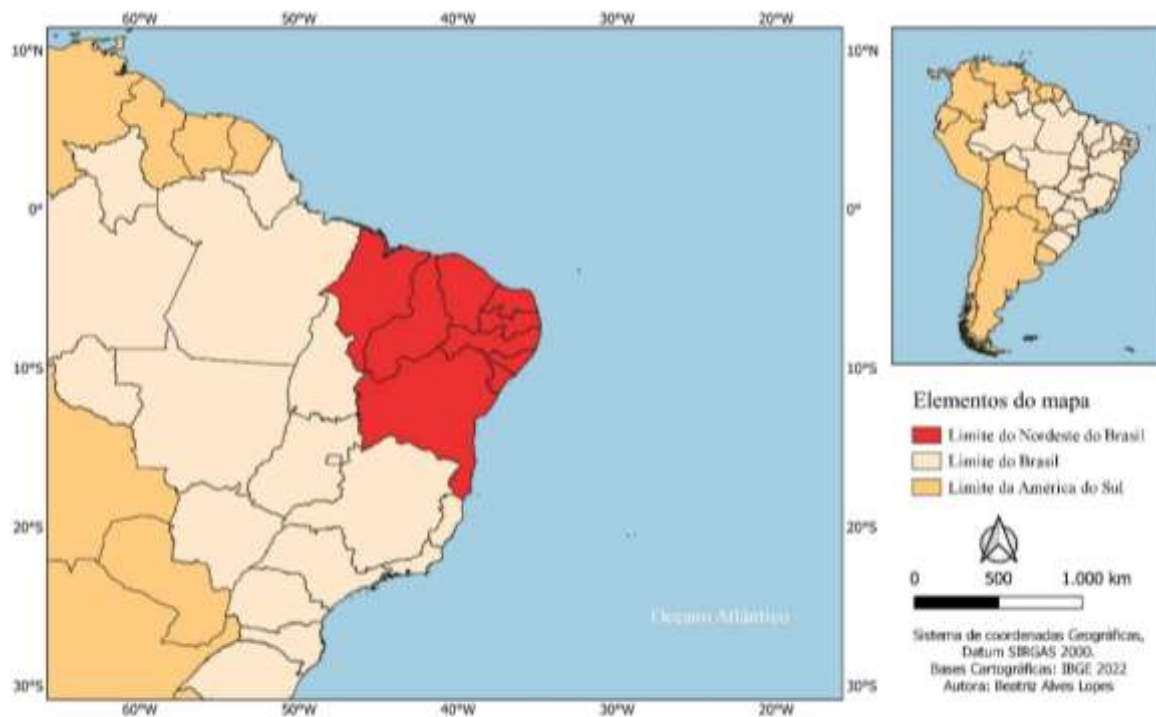


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo. Em destaque, a região do Nordeste do Brasil (em vermelho).

Fonte: Autora.

4.2 Dados de Reanálise

No presente trabalho, foram utilizados um conjunto de dados de reanálise do ERA5, fornecidos pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF). A reanálise do ERA5 possui uma resolução espacial de $0,25^\circ$ por $0,25^\circ$, com uma resolução temporal de uma hora, permitindo assim, uma representação mais detalhada das condições meteorológicas na área de estudo.

Foram utilizadas as seguintes variáveis meteorológicas:

- Geopotencial (m^2s^{-2}): pode ser definido como a energia potencial gravitacional, ou o trabalho, que precisa ser feito para elevar uma unidade de massa de ar de um nível de referência (comumente o nível médio do mar) até uma altura Z .
- Umidade específica (kgkg^{-1}): Medida da quantidade de vapor de água presente na atmosfera.
- Componentes u e v do vento (ms^{-1}): essas componentes retratam as direções e magnitudes do vento em um determinado local. A componente u caracteriza o movimento horizontal do vento na direção leste quando positivo, e na direção oeste quando negativo. A componente v caracteriza o movimento horizontal do vento na direção norte quando positivo, e direção sul quando negativo. Quando combinados determinam a velocidade e a direção do vento na horizontal.
- Temperatura (K): representa a quantidade de calor presente no ar em um determinado local e momento.
- Velocidade vertical isobárica (Pa s^{-1}): é a taxa de variação da velocidade do movimento ar na vertical, ou seja, representa a velocidade na qual o ar ascende ou descende na atmosfera.

4.3 Imagens de Satélite

A utilização de imagens de satélite é de grande importância para poder visualizar de forma clara a presença e atuação de sistemas meteorológico de escala sinótica, como VCANs, Frente frias, Zona de convergência Intertropical (ZCIT), entre outros. Um VCAN pode ser identificado numa imagem de satélite, como um “arco” de nebulosidade, geralmente sem presença de nuvens no centro. Alguns VCANs, atuando junto com um sistema frontal, pode ser visto nas imagens de satélite com a forma padrão de nebulosidade em forma de “S”.

Para um melhor detalhamento do tipo de nebulosidade, foram utilizadas imagens do GOES13 e GOES12 do canal T Realçada, concedidas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), na qual permitem identificar nuvens convectivas, com topos mais frios, indicando que são nuvens de desenvolvimento vertical profundo.

4.4 Dados de Precipitação

Os dados de precipitação utilizados são provenientes do *Satellite Precipitation - CMORPH Climate Data Record* (CDR), um conjunto de estimativas globais de precipitação derivadas de satélites, reprocessadas e corrigidas. Esses dados foram gerados utilizando a Técnica de *Morphing* do Centro de Previsão Climática (CPC) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA).

Os dados são reprocessados em uma grade global com resolução espacial com a mesma resolução espacial dos dados do ERA5, e uma resolução temporal de 1 hora. Isso permite gerar uma análise detalhada e contínua da precipitação, em regiões com baixa cobertura de estações meteorológicas em superfície, e em regiões de superfícies oceânicas (Joyce et al. 2004).

4.5 Descrição da Equação da Vorticidade

A equação da vorticidade é uma relação fundamental na dinâmica atmosférica que descreve a variação da rotação do fluido em um determinado ponto. Esta equação denota a tendência da rotação do ar, ou seja, ela demonstra como os sistemas se desenvolvem e evoluem com o tempo. Pode ser expressa da seguinte forma (Kousky e Gan, 1981):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla \zeta - (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \beta v \quad (1)$$

em que ζ é a vorticidade relativa, $(\partial \zeta / \partial t)$ representa a tendência da vorticidade relativa. Os termos do segundo membro da equação são: advecção da vorticidade, termo de divergência e a advecção de vorticidade planetária (termo beta), respectivamente.

O termo da advecção de vorticidade descreve a forma como a tendência do fluido move a vorticidade de um local para outro, ou seja, é o transporte da vorticidade através do fluxo da atmosfera. O termo de divergência refere-se à forma como a convergência ou à divergência do fluxo de ar em uma região específica gera vorticidade. E a advecção de vorticidade planetária descreve como o efeito beta (variação meridional do parâmetro de Coriolis) interage com a componente meridional do vento afetando a vorticidade.

4.6 Fonte Aparente de Calor e Sumidouro Aparente de Umidade

Segundo Yanai et al. (1973), o efeito da atividade convectiva dos cúmulos profundos pode ser verificado no campo de temperatura e umidade através da fonte aparente de calor, Q_1 , e do sumidouro aparente de umidade, Q_2 , dados por:

$$\frac{Q_1}{c_p} = \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \omega \frac{\partial T}{\partial p} - \omega \frac{\alpha}{c_p} \quad (2)$$

$$\frac{Q_2}{L_v} = \frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \quad (3)$$

em que: c_p é a capacidade calorífica a pressão constante, T é a temperatura, $\mathbf{V}$ é o vetor velocidade horizontal, ω é a velocidade vertical isobárica e α é o volume específico do ar, L_v é o calor latente de condensação e q é a umidade específica.

Para que possam ser comparados, ao longo deste texto Q_1 e Q_2 serão expressos na forma: Q_1/c_p e Q_2L_v/c_p . Assim, os resultados terão unidades de Kh^{-1} .

4.7 Fluxo de Massa Convectivo

O fluxo de massa é a quantidade de massa que passa por unidade área e tempo. No caso da atuação de convecção, o fluxo de massa convectivo é o produto entre a densidade e a velocidade vertical. Com a disponibilidade dos campos de velocidade vertical isobárica, o fluxo de massa convectivo pode ser obtido diretamente através da equação:

$$F_c = \rho w = -\frac{\omega}{g} \quad (4)$$

em que: ω é a velocidade isobárica, g é a aceleração da gravidade, ρ é a densidade do ar e w é o componente vertical do vetor velocidade.

5. RESULTADOS

5.1 Identificação de Casos

Para os propósitos desta pesquisa, foi necessário realizar uma busca e identificação de casos de VCANs com convecção em seu interior. Foram utilizadas imagens de satélite do GOES12 no canal T realçada, para identificar nuvens com desenvolvimento vertical profundo.

A tabela 1 mostra os casos identificados durante o período de 2009 a 2017 e para o ano de 2025. Os meses destacados foram dezembro, janeiro e fevereiro, meses durante a estação verão no Hemisfério Sul. Sendo, janeiro o mês de maior registro de casos de VCAN com convecção no seu interior.

Data	Horário da Formação (UTC)	Horário de Dissipação (UTC)
31/12/2009	01:00	21:00
01/01/2010	03:00	12:00
14/12/2010	04:00	16:30
16/01/2011	04:15	22:00
17/01/2011	07:00	14:45
13/02/2012	18:15	19:30
18/02/2014	00:00; 18:00	05:30; 23:00
29/01/2016	13:00	23:00
06/01/2018	07:00	18:00
09/01/2018	00:00	15:00
16/01/2019	10:00	23:00
17/01/2025	05:00	14:00
31/01/2025	11:00	23:00
03/02/2025	04:00	23:00

Tabela 1: Casos identificados de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis com convecção em seu interior.

No dia 01-01-2010 (Figura 2), as imagens de satélite mostraram um VCAN à leste da costa do NEB, com o núcleo posicionado sobre o oceano Atlântico. Em torno das coordenadas de 9°S e 30°W, uma convecção surge no núcleo no vórtice antes das 03:00 UTC e que permanece até 09:00 UTC, visto nas imagens de satélite.

No dia 16-01-2011 (Figura 3), um VCAN com seu núcleo posicionado sobre a Bahia apresentou o surgimento de convecção em seu núcleo por volta das 05:00 UTC, que se intensificou ao longo do dia, e foi observado até às 20:00 UTC. A convecção surge sobre o oceano, próximo à costa leste da Bahia, e em um sentido de propagação para oeste, na qual entra a continente até sua dissipação.

O mesmo VCAN anteriormente citado na Figura 3 volta a apresentar convecção em seu interior no dia 18-01-2011 (Figura 4). A hipótese para este dia, é de que a célula do cúmulo tenha origem na periferia do VCAN e posteriormente teve um deslocamento em direção ao seu centro.

No dia 29-01-2016 (Figura 5), um VCAN atuando à norte da costa leste do NEB, apresentou convecção em seu interior por volta das 14:00 UTC e permanece até o fim do dia. A convecção se estende até o dia seguinte, 30-01-2016 (não apresentado). A atividade convectiva do núcleo afetou os estados da Paraíba, Pernambuco e Alagoas.

No dia 17-01-2025 (Figura 6), um VCAN com seu núcleo posicionado sobre o setor norte do NEB, apresentou a formação de convecção às 16:00 UTC, sobre o estado do Ceará, permanecendo até o fim do dia 17 até as primeiras horas do dia 18-01-2015 (não apresentado), até que o deslocamento do vórtice uma a convecção do interior do núcleo com a nebulosidade de sua periferia.

No dia 03-02-2025 (Figura 7), um VCAN com seu núcleo posicionado sobre parte do Oceano Atlântico e sobre a faixa leste do NEB, se destaca pela atividade convectiva desenvolvida em seu núcleo. Nas imagens de satélite pode-se observar essa convecção sobre o sul do estado de Sergipe e sobre parte do estado da Bahia.

Portanto, através dessas imagens de satélite, observa-se a presença da convecção por horas, algumas apresentam convecção rasa e outras convecção profundas e extensas. O que possibilita a realização de análises detalhadas, que serão abordadas posteriormente, para melhor compreensão dos mecanismos que consistem no movimento do vórtice e em seus efeitos.

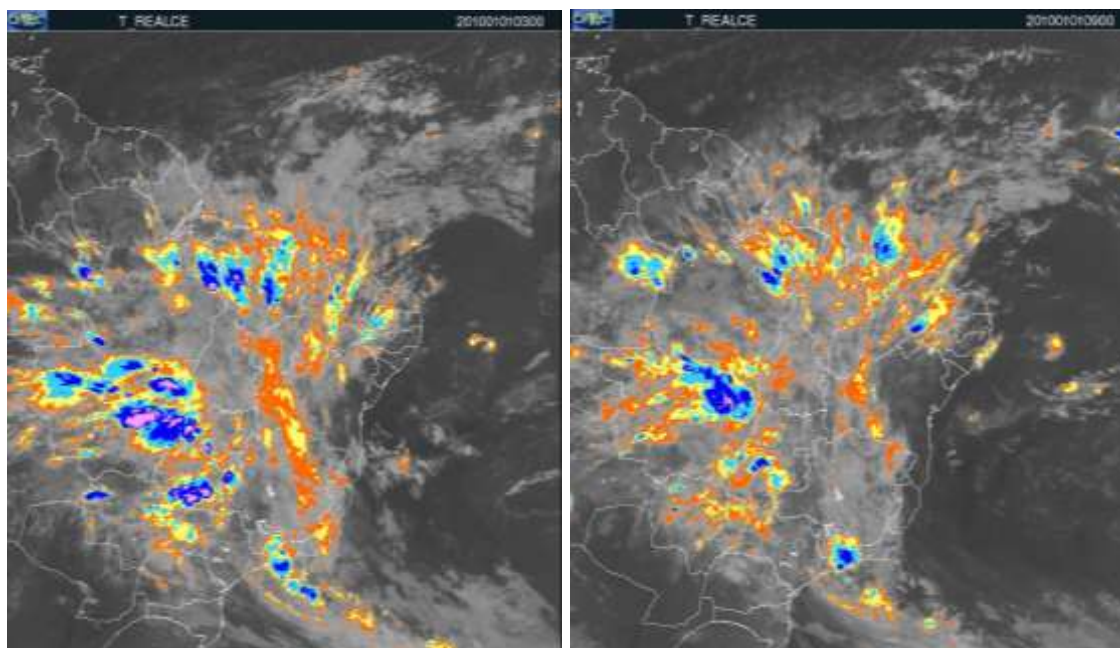


Figura 2 – Imagens de satélite do GOES12 no canal T Realçada para o dia 01/01/2010 às (a) 03:00 UTC, (b) 09:00 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.

2011

16/01

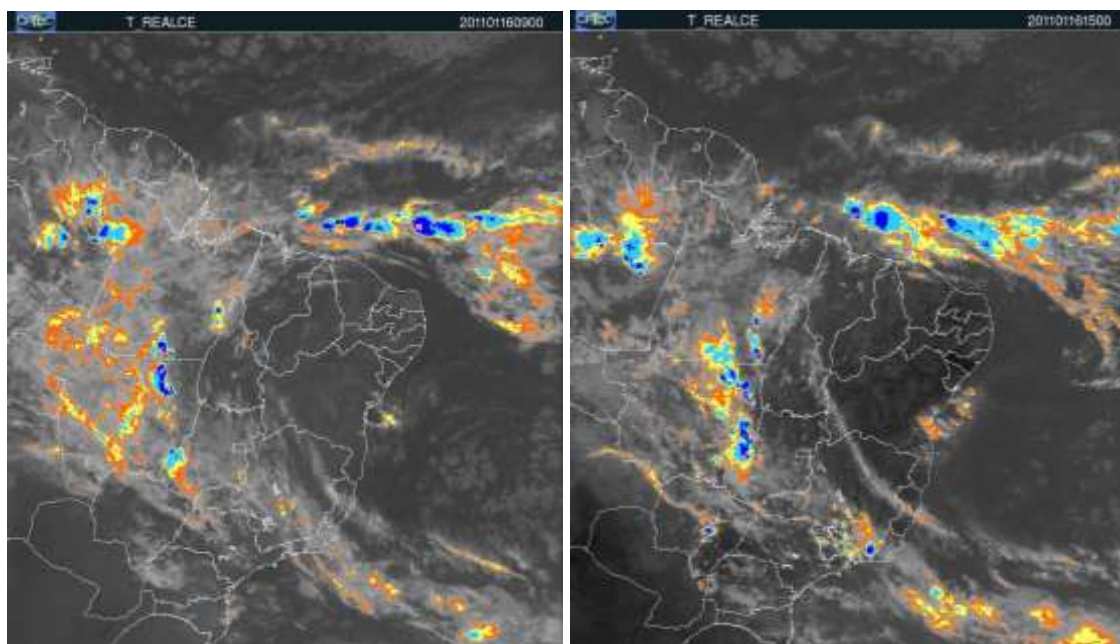


Figura 3 – Imagens de satélite do GOES12 no canal T Realçada para o dia 16/01/2011 às (a) 09:00 UTC, (b) 15:00 UTC. Fonte: CPTEC/INPE

18/01

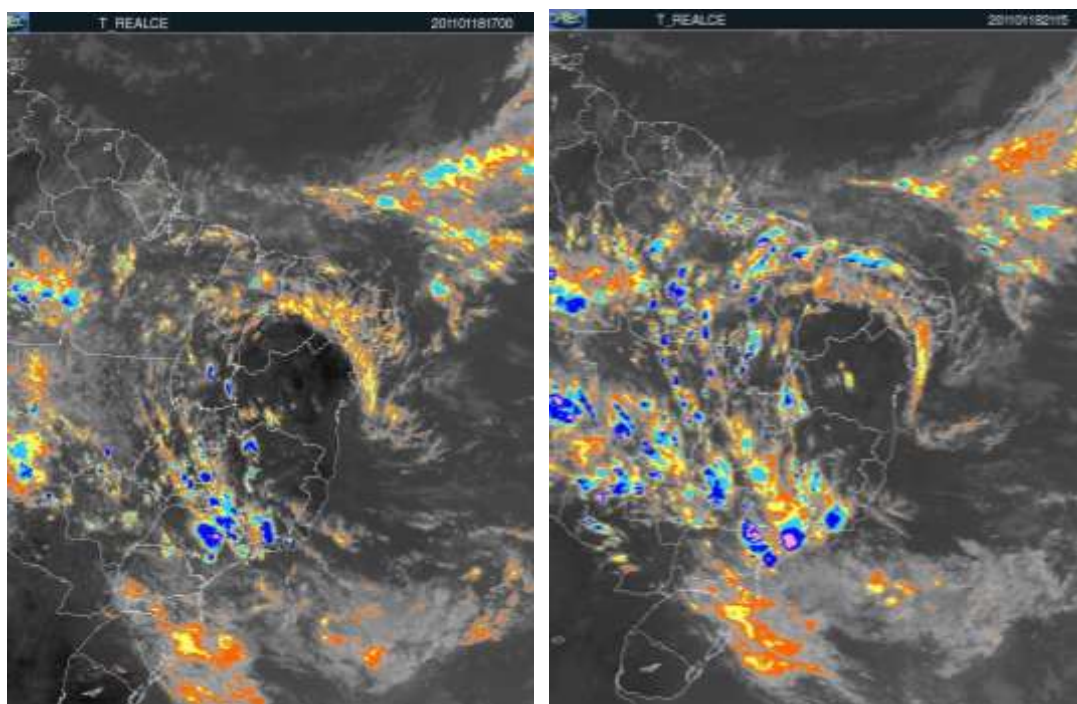


Figura 4 – Imagens de satélite do GOES12 no canal T Realçada para o dia 18/01/2011 às (a) 17 UTC, (b) 21 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.

2016

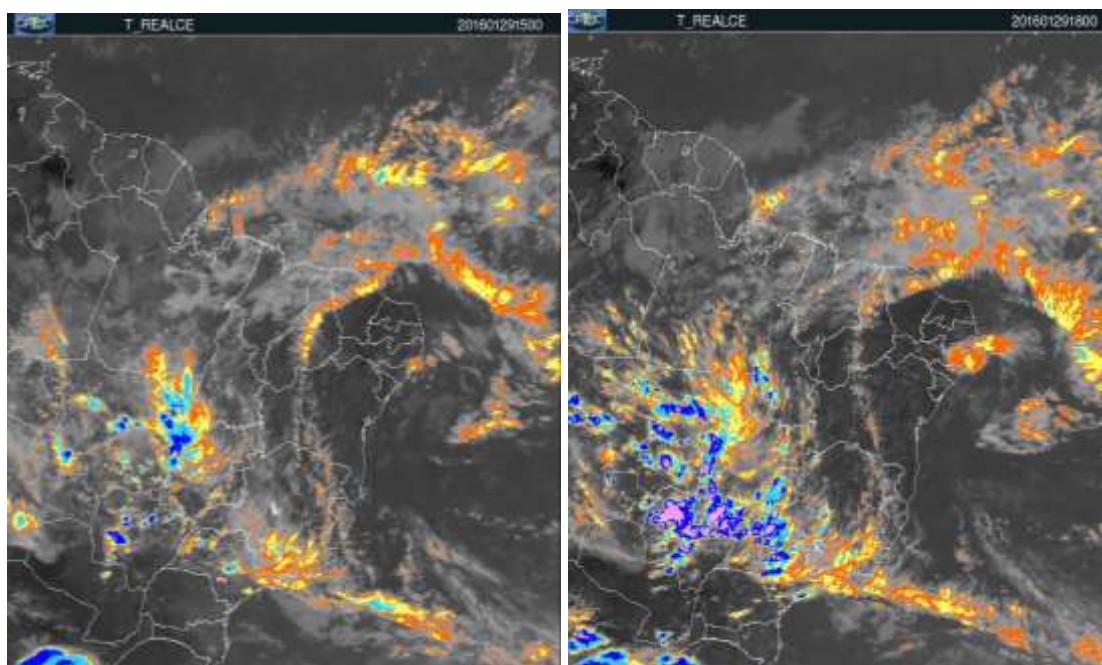


Figura 5 – Imagens de satélite do GOES13 no canal T Realçada para o dia 29/01/2016 às (a) 15 UTC, (b) 18 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.

2025

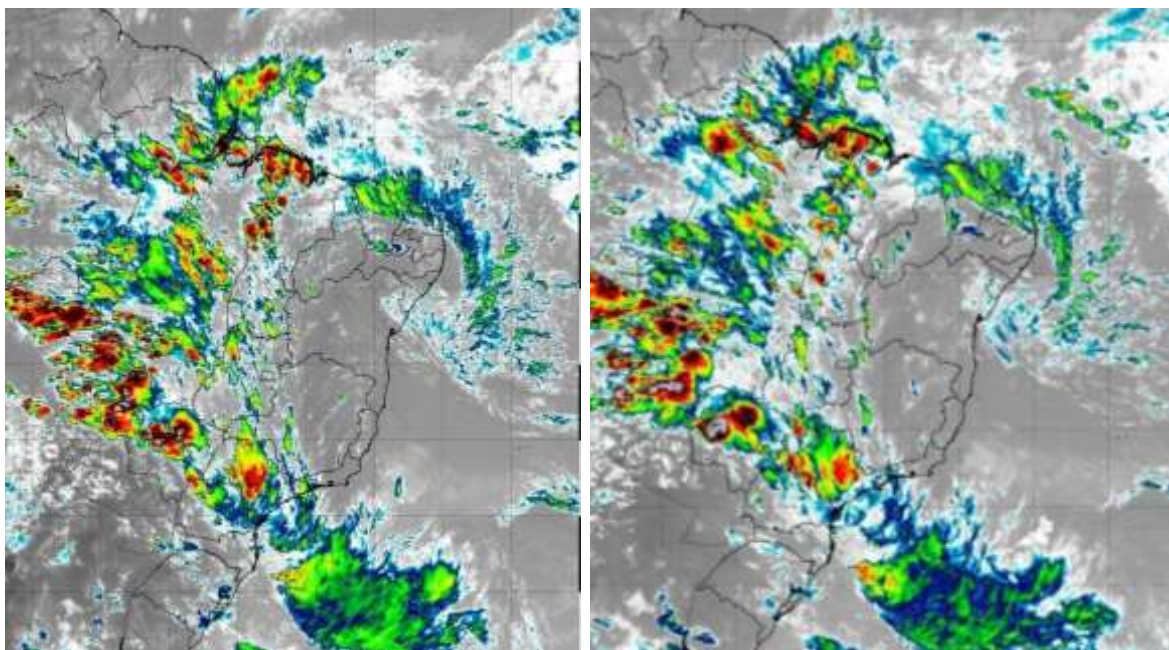
17/01

Figura 6 – Imagens de satélite do GOES16 no canal 14 para o dia 17/01/2025 às (a) 20 UTC, (b) 22 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.

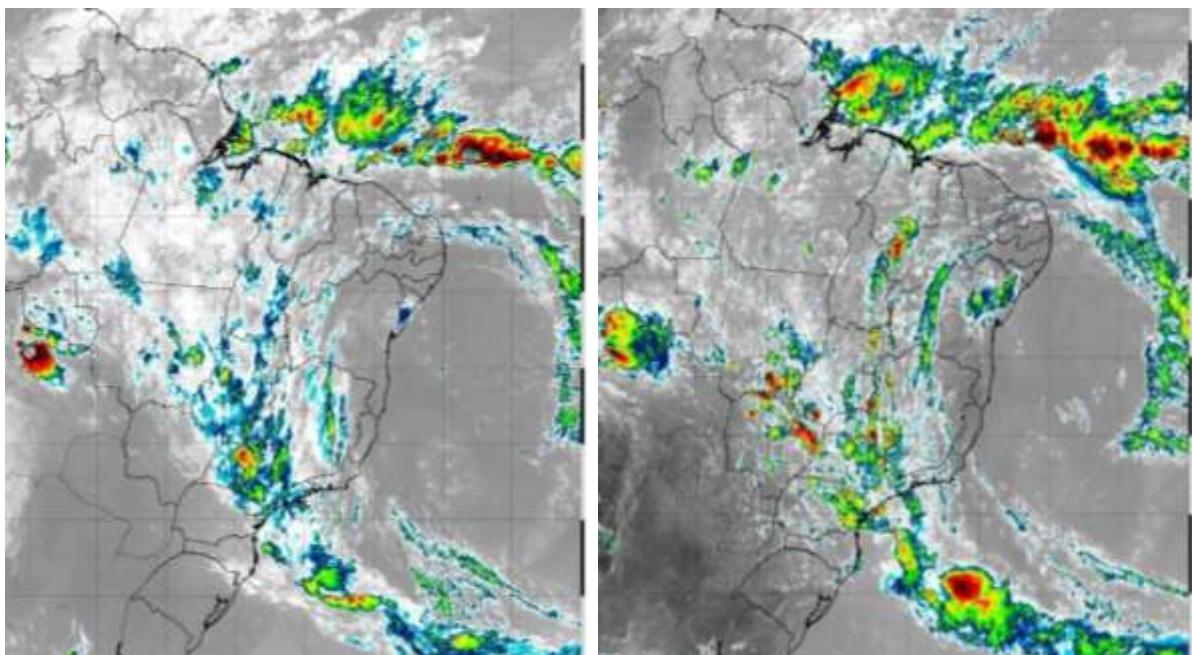
03/02

Figura 7 – Imagens de satélite do GOES16 no canal 14 para o dia 03/02/2025 às (a) 10 UTC, (b) 17 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.

5.2 Análise para o dia 16-01-2011

Na Figura 8, referente ao dia 16-01-2011, observa-se que no núcleo do VCAN há um indicativo de convecção surgindo às 06:00 UTC (Figura 8a) na costa leste do estado da Bahia, sobre o Oceano Atlântico. O surgimento de nuvens convectivas profundas ocorre ao longo do dia. Às 12:00 UTC (Figura 8b), observa-se uma área mais extensa de nuvens, que se desloca em direção ao sudoeste, atingindo as proximidades da cidade de Ilhéus às 15:00 UTC (Figura 8c). A dissipação da convecção no núcleo ocorreu por volta das 22:00 UTC (Figura 8d), quando ela foi deslocada sobre o continente.

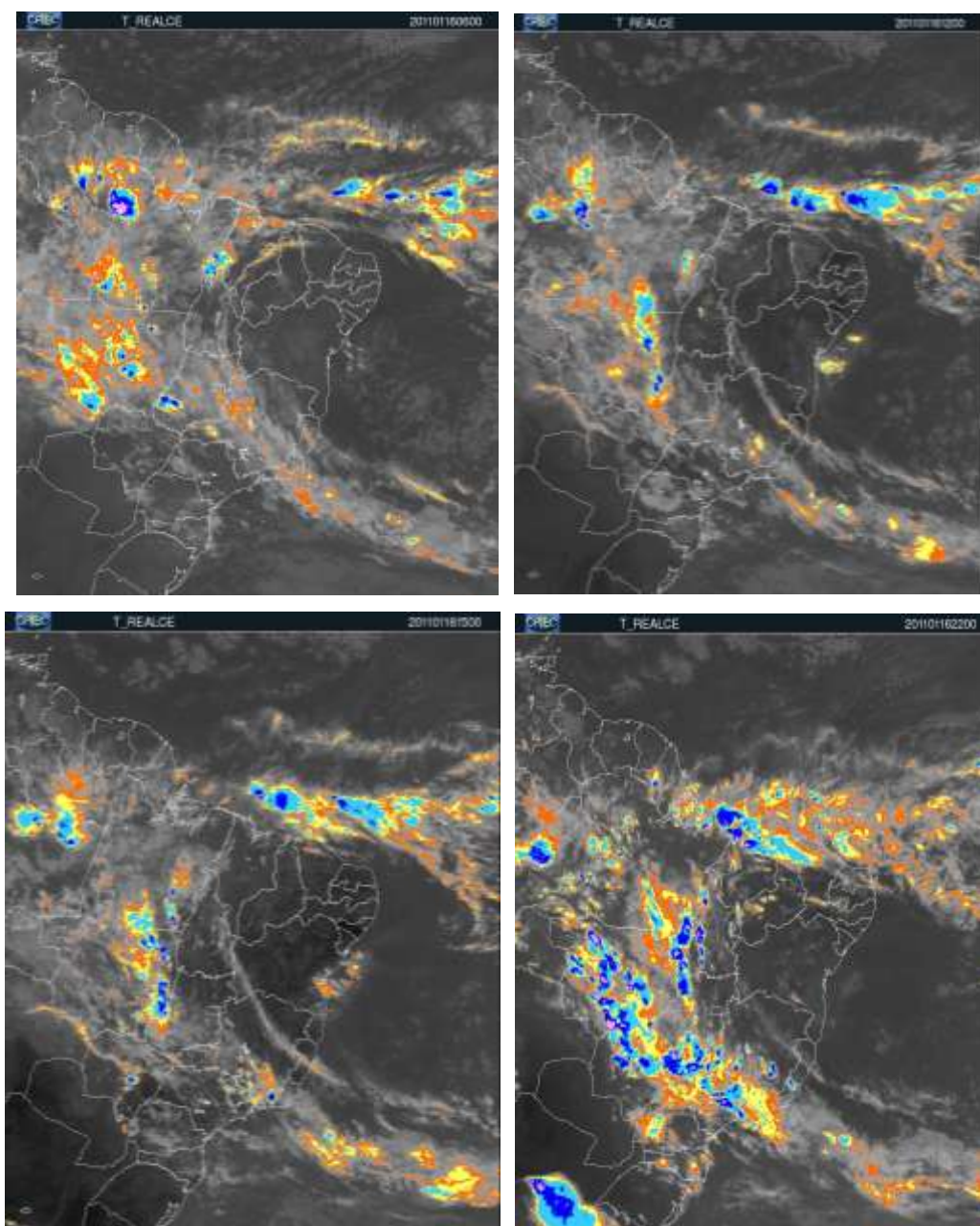


Figura 8 – Imagens de satélite do GOES12 no canal T Realçada para o dia 16/01/2011 às (a) 06:00 UTC, (b) 12:00 UTC, (c) 15:00 UTC, (d) 22:00 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.

A análise de cobertura média de nuvens para o dia 16-01-2011 (Figura 9), indica que em 300 hPa, houve uma distribuição significativa de nuvens médias (círculos preenchidos), atingindo em torno de 45%. Essa distribuição foi principalmente observada um pouco antes das 9:00 UTC, 12:00 e 15:00 UTC, e antecedendo às 21:00 UTC. Entre 12:00 e 15:00 UTC, também é possível observar uma distribuição de 35% de nuvens baixas (quadrados) e 25% de nuvens altas (círculos vazios), caracterizando esse intervalo de tempo como o de maior cobertura de nuvens.

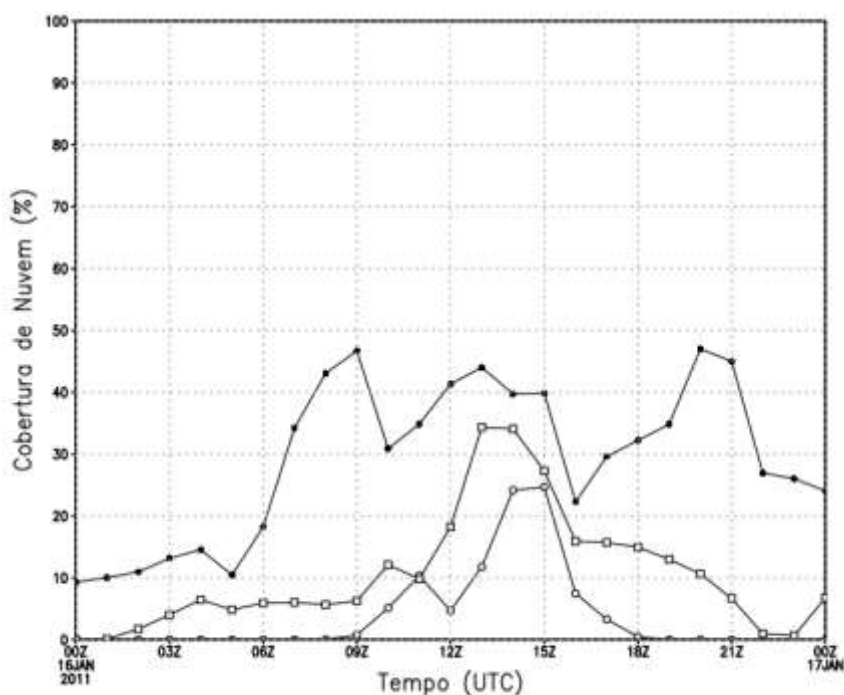


Figura 9 – Cobertura de nuvens para o dia 16-01-2011. Nuvens baixas (quadrados), Nuvens médias (círculos preenchidos), Nuvens Altas (círculos abertos).

A precipitação estimada diária para o dia 16-01-2011 (Figura 10), no núcleo do VCAN, com base nos dados do CMORPH, indicou valores significativos de precipitação acumulada ao longo da costa leste da Bahia e sobre o oceano. A maior parte da precipitação ocorreu sobre o oceano, onde estima-se que os valores chegaram até 24 mm. No continente, apenas uma pequena área foi atingida, com estimativa de até 48 mm.

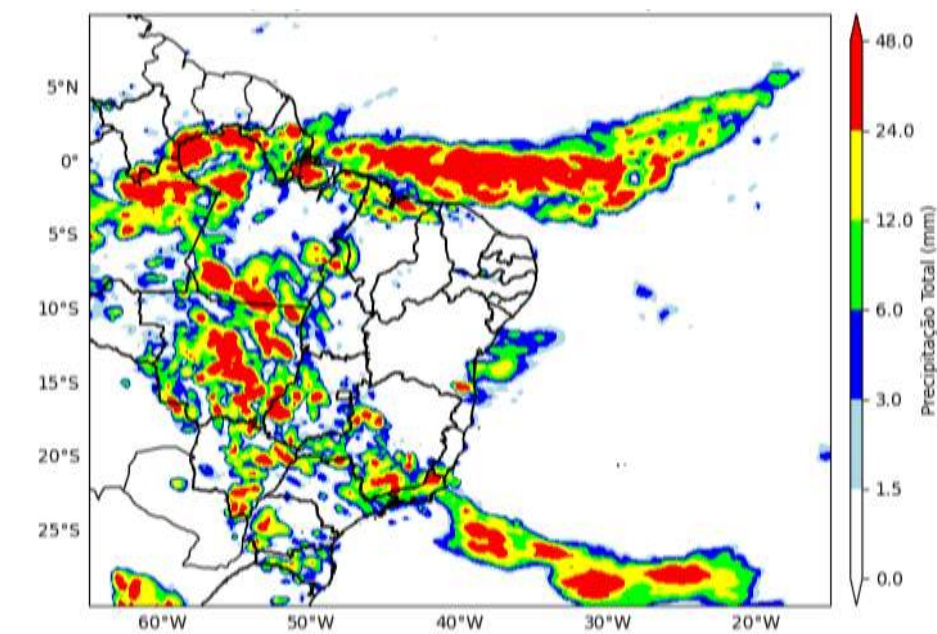


Figura 10 – Precipitação estimada diária (mm) para o dia 16-01-2011.

5.3 Componente Meridional do Vento

O componente meridional do vento (Figura 11) apresenta em 200 hPa dois núcleos com valores positivos (contornos magentas) e negativos (contornos azuis), respectivamente. Os contornos com valores positivos indicam o transporte de ar para norte, ou seja, das latitudes mais altas para as mais baixas. O contrário ocorre em relação aos contornos com valores negativos, que indicam o transporte de ar para sul, das latitudes mais baixas para as mais altas. Com a latitude fixa em 12°S, destaca-se que o direcionamento do fluxo está associado ao movimento ciclônico do ar do VCAN.

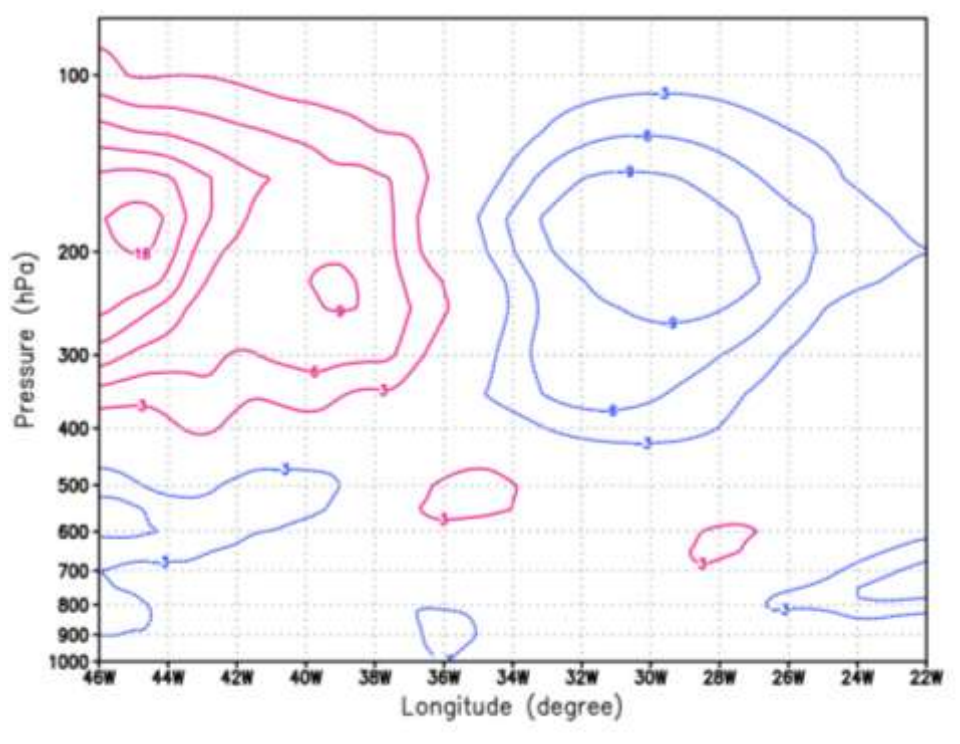


Figura 11 – Corte vertical da componente meridional do vento ao longo de 12°S (ms^{-1}), às 15:00 UTC do dia 16/01/2011.

5.4 Fonte Aparente de Calor (Q_1) e Sumidouro Aparente de Umidade (Q_2)

Os campos de Q_1 (Figura 12a) e $-Q_2$ (Figura 12b) às 15:00 UTC, em 12°S, são expressos na Figura 16. Geralmente, plota-se $-Q_2$ para que haja correspondência entre os sinais dessas variáveis. Para ambas as variáveis há indicativo de valores positivos (magenta) e negativos (azul) em baixos níveis, entre 38°W e 46°W, que estão relacionados a efeitos da área continental. Esse efeito pode ser atribuído aos cúmulos rasos que se formam, principalmente, sobre o continente. No nível de 100 hPa, em 38°W, há um indicativo de Q_1 positivo, que poderia estar relacionado a liberação de calor latente das nuvens no interior do núcleo. No entanto, esse aquecimento pode estar ocorrendo por processos não associados a $-Q_2$, razão pela qual não aparece respectivos valores na figura.

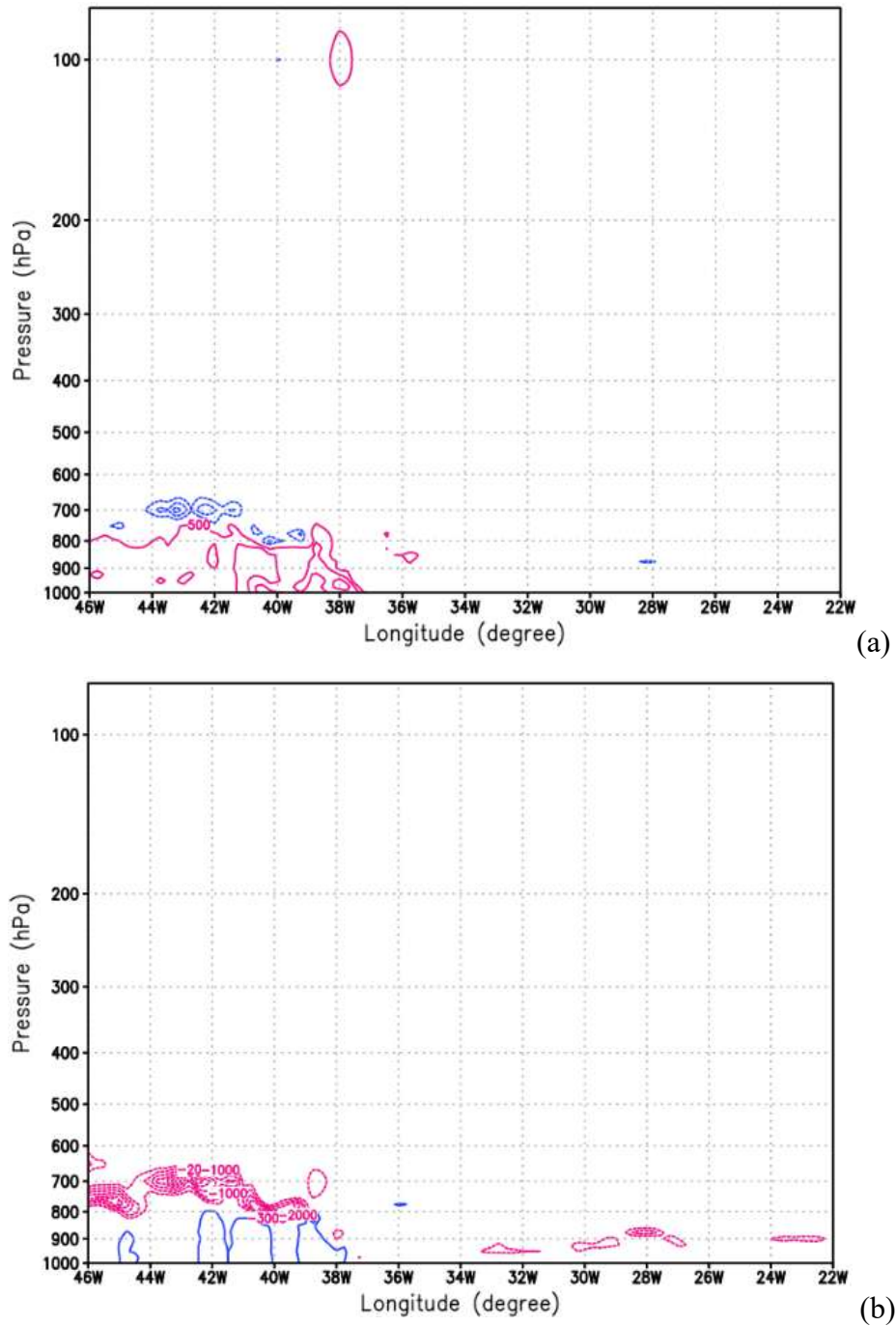


Figura 12 – Fonte aparente de calor (Q_1) (K h^{-1}) (a) e sumidouro aparente de umidade ($-Q_2$) (K h^{-1}) (b) às 15:00 UTC. As unidades são $\text{J kg}^{-1} \text{h}^{-1}$.

A mesma análise realizada anteriormente na Figura 12, pode ser aplicável para o campo de Q_1 (Figura 13a) e $-Q_2$ (Figura 13b) às 21:00 UTC, em 12°S , devido a semelhança observada em altos níveis. Neste caso, o aquecimento observado em altos níveis pode estar associado a outros processos, que não liberação de calor latente em nuvens cúmulos. Será necessário fazer uma análise separada dos termos, como foi feito para a equação da vorticidade.

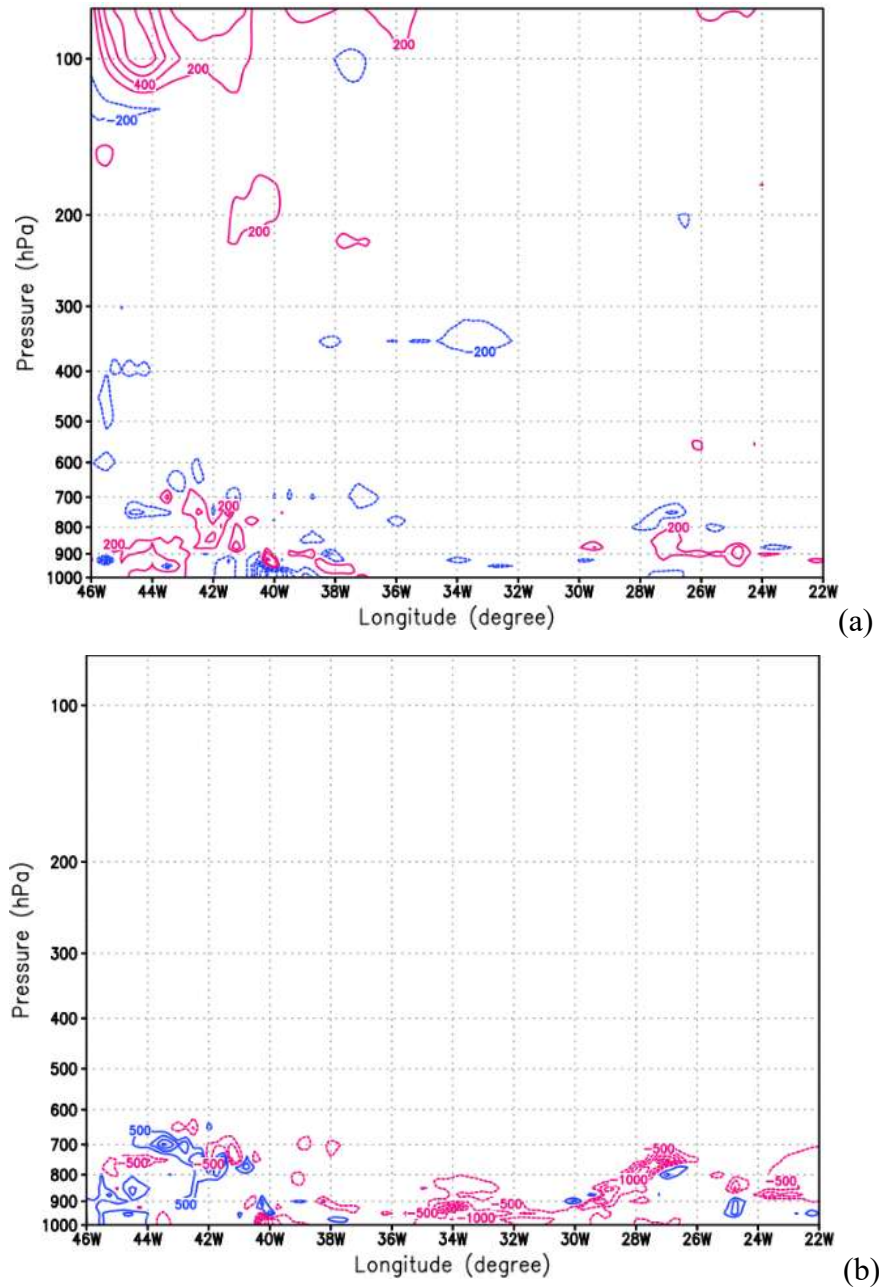


Figura 13 – Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (a) e sumidouro aparente de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}), (b) às 21:00 UTC. As unidades são $\text{Jkg}^{-1}\text{h}^{-1}$.

A Figura 14 mostra o perfil médio da Fonte aparente de calor (Q_1) e do Sumidouro aparente de umidade ($-Q_2$), é observado que entre as 9:00 UTC e 21:00 UTC, em baixos níveis (900 hPa), um núcleo de Q_1 positivo (linha contínua), que está associado a aquecimento devido a liberação de calor latente, sobreposto com $-Q_2$ também positivo (tons amarelos) que indica uma remoção de umidade, processo associado à formação de convecção. Às 12:00 UTC esse

núcleo de Q_1 positivo se estende verticalmente até o nível de 500 hPa. Em 500 hPa, $-Q_2$ aparece com um núcleo negativo pequeno (contorno verde) sugerindo um ganho de umidade, provavelmente devido ao efeitos da camada inferior. Acima de 500 hPa, se estendendo até 200 hPa, um núcleo vertical positivo de Q_1 se destaca, indicando convecção profunda. Entre 700 e 800 hPa, às 15 UTC, um núcleo de $-Q_2$ negativo (contornos verdes e azul) é observado.

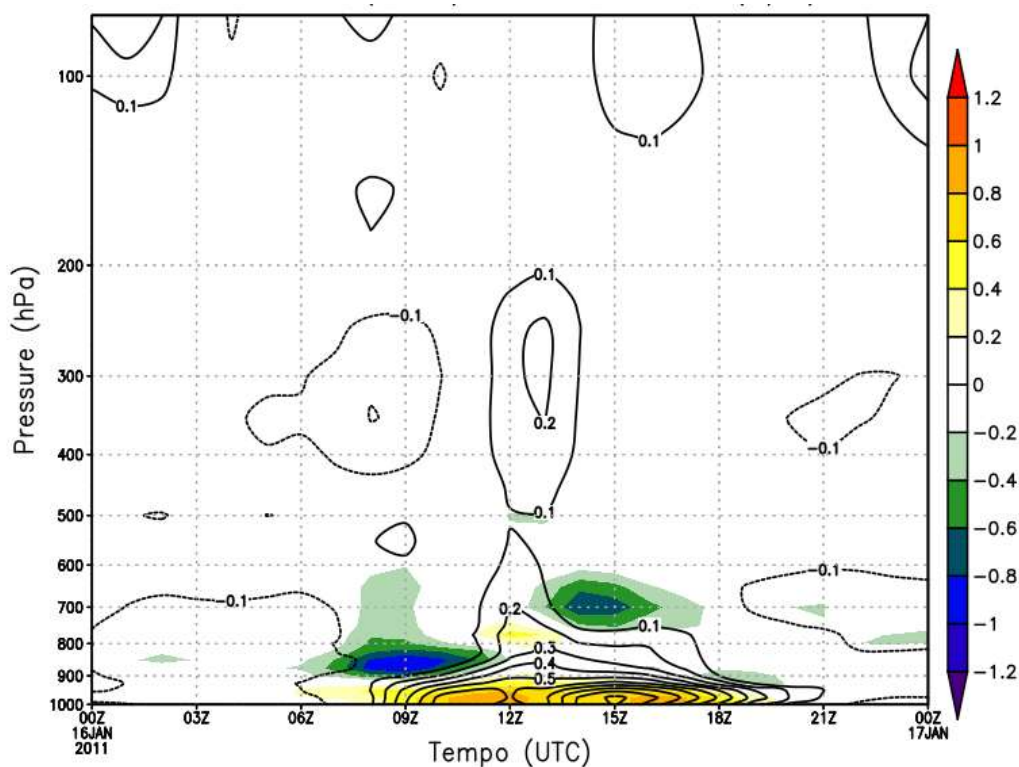


Figura 14 – Perfil médio da Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

O perfil médio da advecção de espessura e $-Q_2$ (Figura 15) mostra que, em 300 hPa, há um núcleo de advecção de espessura positivo entre as 3:00 e 9:00 UTC, e outro núcleo positivo em 250hPa, entre 15:00 e 23:00 UTC. No nível de 500 hPa sobre um núcleo pequeno de $-Q_2$ negativo, é observado um núcleo negativo de advecção de espessura se estendendo verticalmente até acima de 200 hPa, indicando um aquecimento e ganho de umidade. Esse núcleo negativo se estende verticalmente até acima de 200 hPa, indicando um aquecimento profundo nessa camada. Às 15:00 UTC, entre 600 e 700 hPa, observa-se um núcleo de advecção de espessura positiva, indicando um transporte de ar quente sobreposto ao núcleo negativo de $-Q_2$, que indica que há um ganho de umidade (possivelmente associado à re- evaporação dos cúmulos).

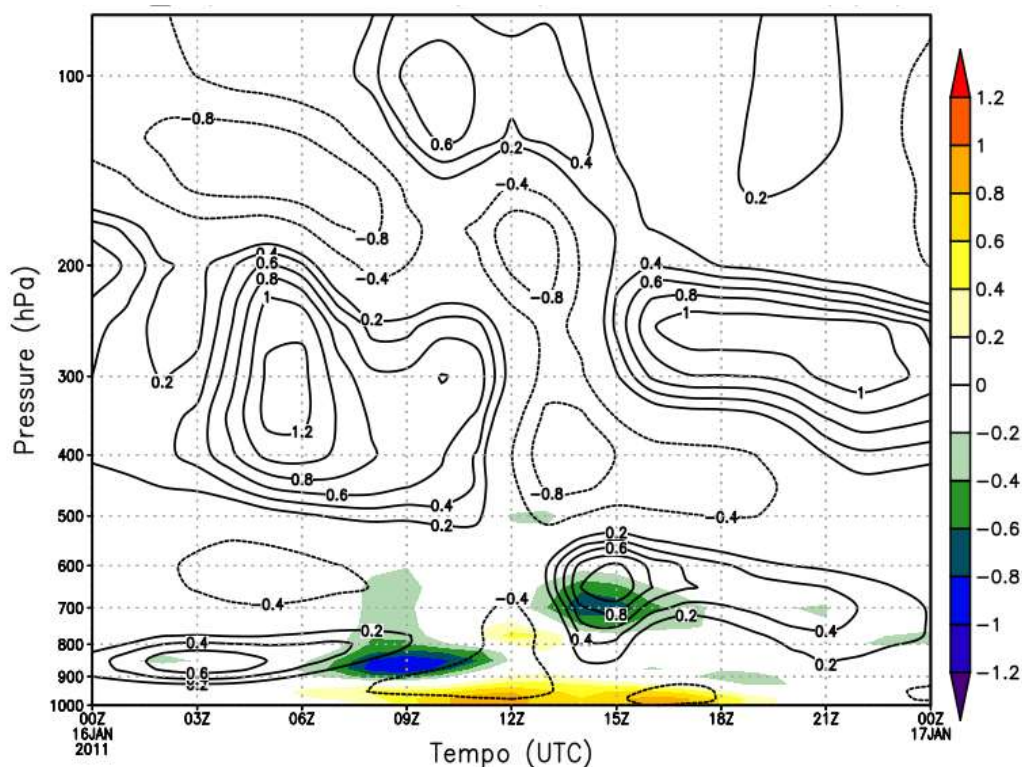


Figura 15 – Perfil médio da Advecção de espessura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

O perfil médio de advecção horizontal de temperatura e de $-Q_2$ (Figura 16) se mostra um pouco mais uniforme do que o perfil médio anterior (Figura 15). Entre as 0:00 UTC e 9:00 UTC em baixos níveis (entre 900 e 800 hPa) a advecção horizontal de temperatura é negativa (linhas pontilhadas) indicando um resfriamento, e às 9 UTC se destaca um núcleo de $-Q_2$ negativo (contornos verde e azul) indicando um ganho de umidade. Entre as 12:00 UTC e 21:00 UTC, entre a superfície e 800 hPa, aproximadamente, advecção horizontal de temperatura é negativa (linhas pontilhadas) e $-Q_2$ é positivo (contornos amarelos), que pode estar associado ao desenvolvimento de convecção devido ao aquecimento diurno.

Entre 400 e 300 hPa a distribuição é médio zonal com advecção horizontal de temperatura negativa (linhas pontilhadas) ao longo do dia, essa advecção negativa pode inibir a convecção nessa camada. No nível de 200 e 150 hPa e advecção horizontal de temperatura é positiva (linhas continua) ao longo do dia, favorecendo um aquecimento associado à convecção. Entre 12:00 UTC e 15:00 UTC, em 100 hPa surge um núcleo advecção horizontal de temperatura negativa (linhas pontilhadas), indicando um resfriamento que pode estar associado ao topo das nuvens convectivas.

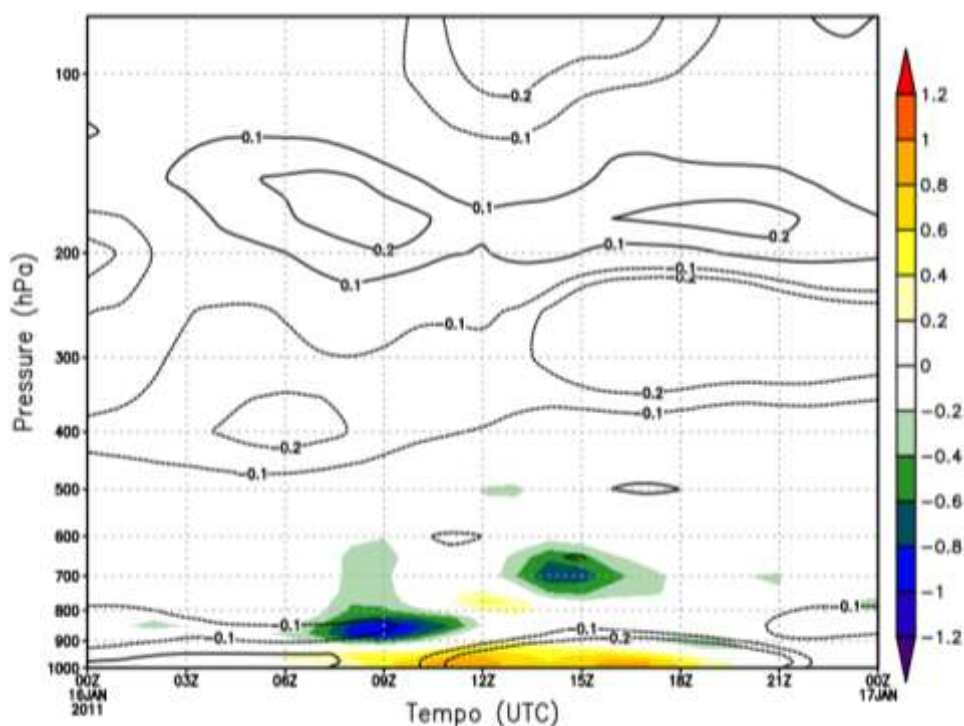


Figura 16 – Perfil médio da Advecção horizontal de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

O perfil médio de advecção vertical de temperatura e $-Q_2$ (Figura 17) mostra padrões semelhantes ao perfil médio da advecção de espessura e $-Q_2$ (Figura 15), mas com o sinal invertido. Entre 400 hPa e 200 hPa, há um núcleo de advecção vertical de temperatura negativo entre às 3:00 UTC e 9:00 UTC, e outro núcleo negativo entre 300 hPa e 200, entre 15:00 UTC e 23:00 UTC.

No nível de 500 hPa sobre um núcleo pequeno de $-Q_2$ negativo, é observado um núcleo positivo de advecção de espessura se estendendo verticalmente, entre 500 hPa até acima de 200 hPa, indicando um aquecimento e ganho de umidade, capaz de gerar atividade convectiva. Às 15:00 UTC, entre 600 e 700 hPa, observa-se um núcleo de advecção de espessura negativo, indicando um resfriamento, sobreposto ao núcleo negativo de $-Q_2$, que indica que há um ganho de umidade.

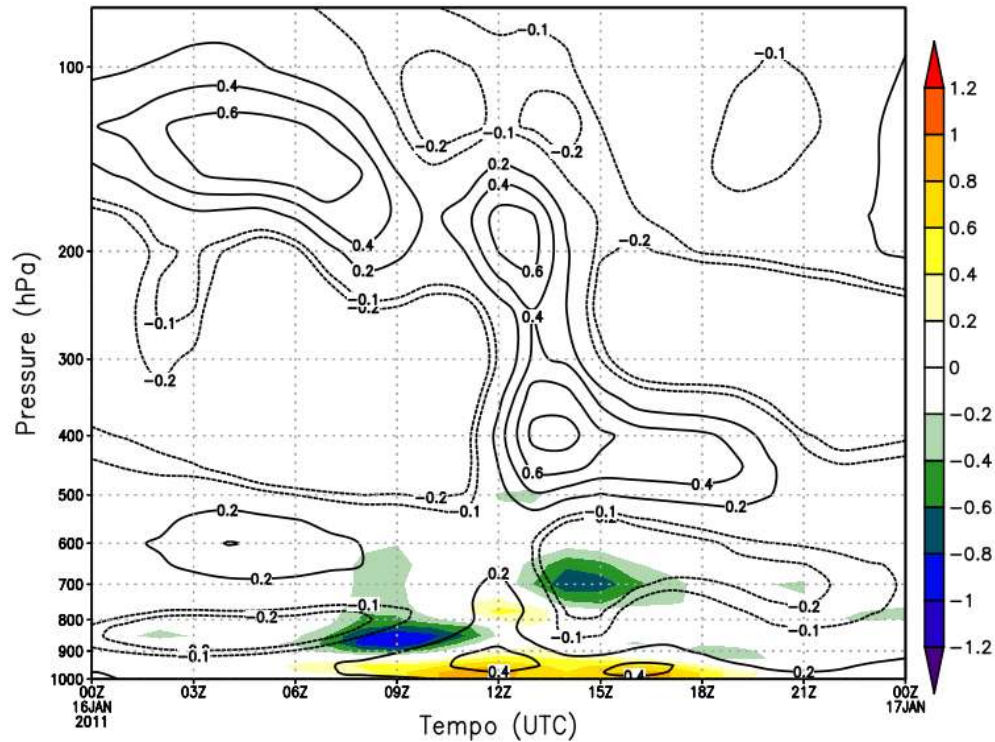


Figura 17 – Perfil médio da Advecção vertical de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

No perfil médio da tendência de temperatura e $-Q_2$ (Figura 18) observa-se que, entre 6:00 e 9:00 UTC, próximo à superfície a tendência é positiva e está sobre $-Q_2$ positivo, indicando um aquecimento e remoção de umidade, favorecendo convecção. Entre 900 e 600 hPa, a tendência é negativa e está sobreposto um núcleo de $-Q_2$ negativo (contornos verde e azul). Entre 500 e 300 hPa surge um núcleo ligeiramente positivo e acima surge outro negativo. Acima de 300 hPa a tendência é positiva.

Entre as 12:00 e 18:00 UTC, observa-se que, entre 1000 e 900 hPa, a tendência é positiva e $-Q_2$ é positivo. Entre 900 e 500 hPa a tendência continua positiva, mas agora sobre um núcleo negativo de $-Q_2$ (contornos verde e azul). Entre 400 e 250 hPa, uma tendência negativa, com evidência de um outro núcleo pequeno às 12:00 UTC. Acima de 200 hPa a tendência é positiva e pode estar associado à convecção profunda.

A média da tendência de temperatura e $-Q_2$ foi resultado dos demais termos médios analisados anteriormente das Figuras 15, 16 e 17.

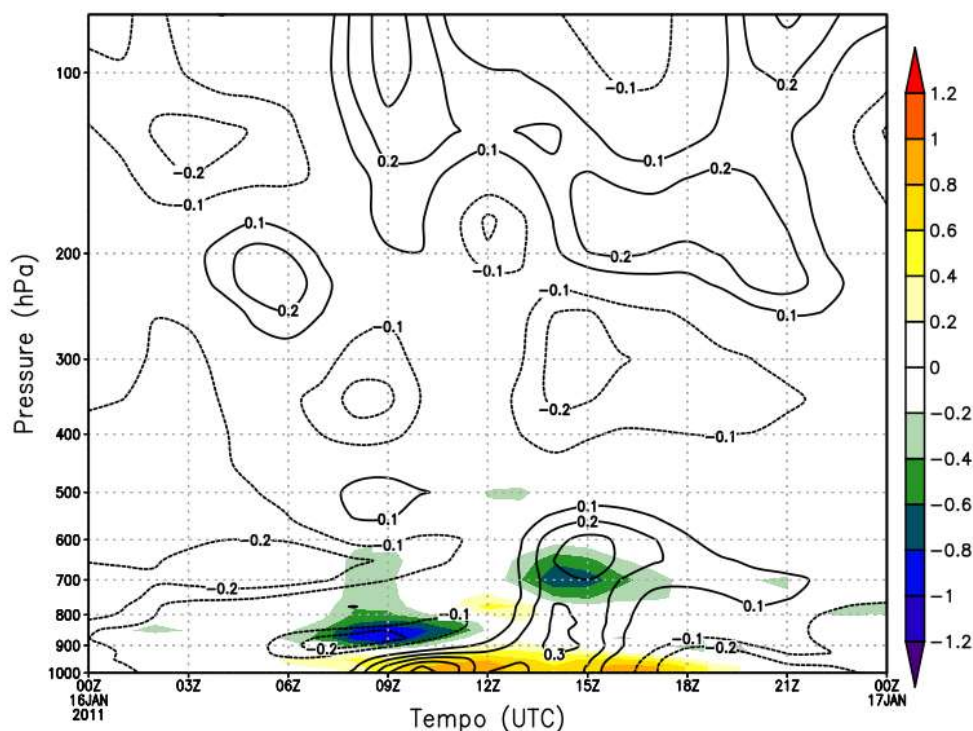


Figura 18 – Perfil médio da Tendência de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

O perfil médio de Q_I e Fluxo de massa (Figura 19) mostra que entre 0:00 UTC e um pouco antes das 9:00 UTC, um núcleo de Q_I negativo, sobre um fluxo de massa também negativo (contorno verde), da superfície até 800 hPa. Entre às 6:00 e 9:00 UTC, surge um fluxo de massa positivo (cor laranja) e Q_I positivo, entre 600 e 500 hPa. Ainda entre 6:00 e 9:00 UTC, surge Q_I negativo entre 500 e 200 hPa, associado a um fluxo de massa também negativo. Esse tipo de correlação positiva entre Q_I e F_c pode ser atribuído à subsidência associada ao VCAN.

Ao decorrer das 12:00 e 15:00 UTC, Q_I se estende verticalmente dos baixos níveis até 200 hPa, destacando-se um núcleo positivo em 300 hPa, que indica que há um aquecimento vertical ao longo da camada, que pode estar relacionado a liberação de calor latente nas nuvens convectivas. Em 400 hPa o fluxo de massa é positivo (contorno laranja), e indica que a convecção pode surgir, devido ao transporte de calor e umidade para os níveis mais altos.

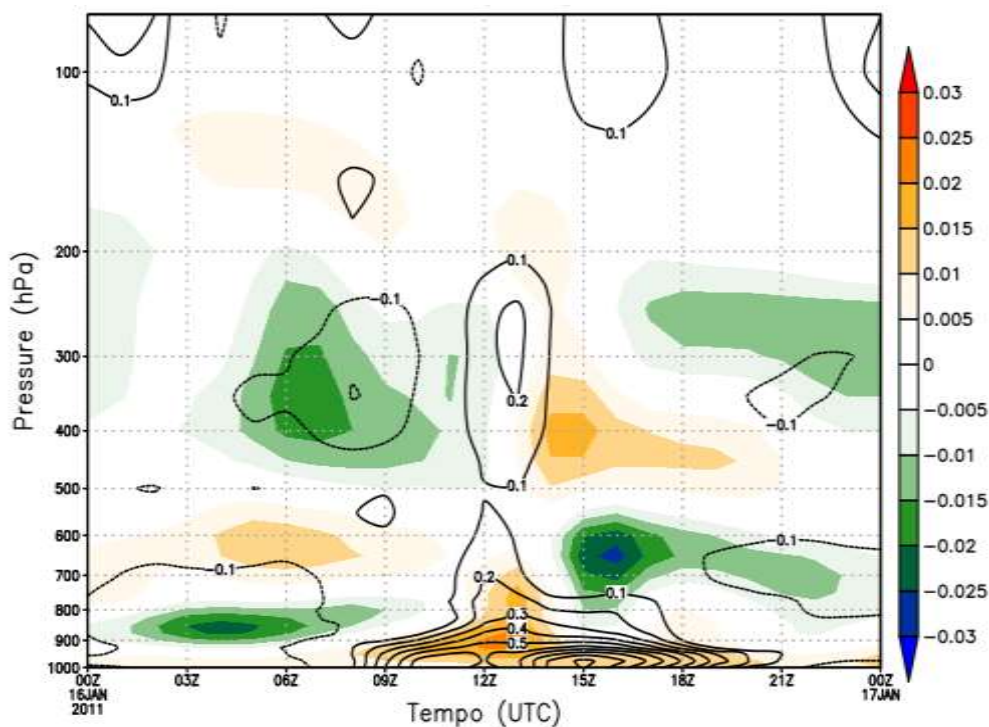


Figura 19 – Perfil médio da Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Fluxo de massa ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) (Contornos coloridos).

O perfil médio de Q_1 e advecção vertical de umidade é mostrado na Figura 20. Como Q_1 é o mesmo da figura anterior, a mudança observada refere-se apenas para advecção vertical de umidade, que apresenta um comportamento semelhante ao fluxo de massa (Figura 19). Às 12:00 UTC a advecção vertical de umidade é positiva (contornos amarelos) até 700 hPa, o que indica que há transporte de umidade para essa região favorecendo a formação de nuvens. Às 15:00 UTC, entre 800 e 700 hPa, a advecção vertical de umidade é negativa (contornos azul e verde) sugerindo uma redução no transporte de umidade nessa camada. Isso pode estar relacionado a processos de subsidência do VCAN ou à divergência de fluxos, que inibe a formação de nuvens.

No geral, a advecção vertical de umidade é muito parecida com os valores de $-Q_2$ das figuras anteriores, o que indica que aquele termo é o principal contribuinte para este.

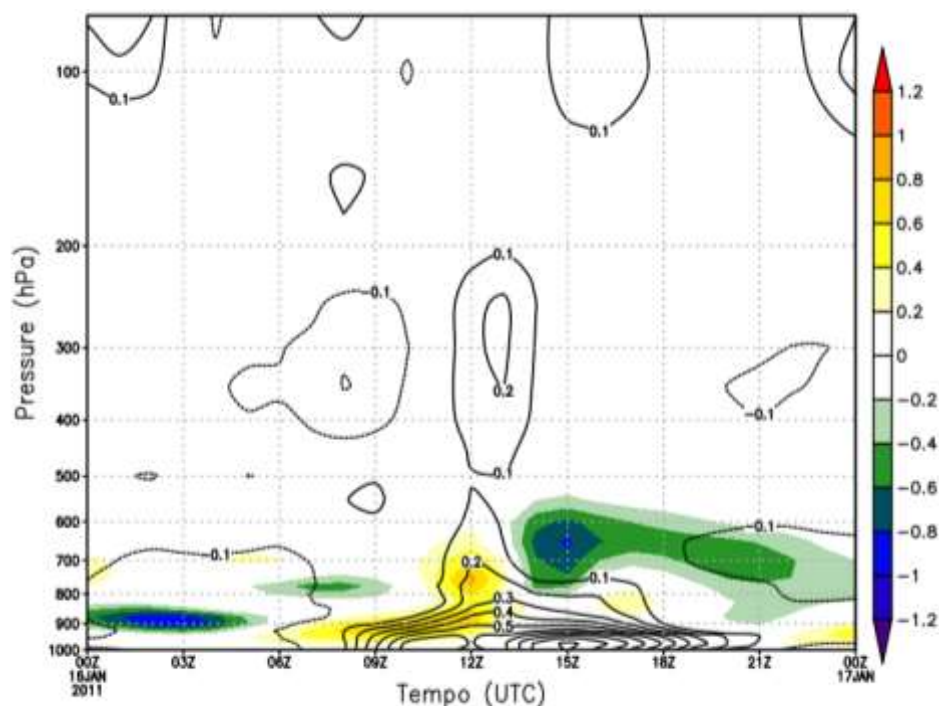


Figura 20 – Perfil médio da Fonte aparente de calor ($Q1$) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e advecção vertical de umidade (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

5.5 Análise dos componentes da Equação da Vorticidade

As Figuras de 21-24 trazem os termos da equação tendência da vorticidade no nível de 250 hPa. As informações estão na forma de um diagrama Hovmöller cobrindo os dias 16 e 17-01-2011, ao longo da latitude de 12°S . Os contornos preenchidos com cores são valores de vorticidade relativa. Entre 9:00 e 21:00 UTC, do dia 16, a vorticidade relativa apresenta valores positivos (contorno laranja) entre 37°W e 42°W . Essa vorticidade anticiclônica pode estar associada à convecção observada no centro do VCAN, conforme mostrado nas Figuras 8a, b, c e d. Após as 21:00 UTC, os valores de vorticidade se tornam negativos, permanecendo assim até que um pequeno núcleo positivo surge no dia 17, por volta das 12:00 UTC, entre 32°W e 33°W .

A advecção horizontal de vorticidade (Figura 21), mostra que, após 00:00 UTC do dia 16, uma advecção negativa de vorticidade se desenvolve entre 33°W e 35°W , ao longo da latitude 12°S . Nota-se que a vorticidade, antes do dia 16, nesse contexto encontrava-se anticiclônica (preenchimento laranja). Essa advecção negativa contribui para uma tendência negativa de vorticidade, e se intensifica conforme se desloca para o oeste ao longo das longitudes. A partir das 06:00 UTC, em torno de 37°W , até aproximadamente 15:00 UTC em

41°W, observa-se que essa vorticidade negativa persiste de maneira marcante. Isso indica que há uma propensão a movimento ciclônico, associado ao VCAN. Por conta disso, observa-se uma intensificação da vorticidade ciclônica no dia 17 (tons verdes). Entre as primeiras horas e início da tarde do dia 17, surgem núcleos de advecção de vorticidade positiva, entre 39°W e 42°W. Esses valores positivos passam a ser predominantes, levando a vorticidade a quase mudar de sinal.

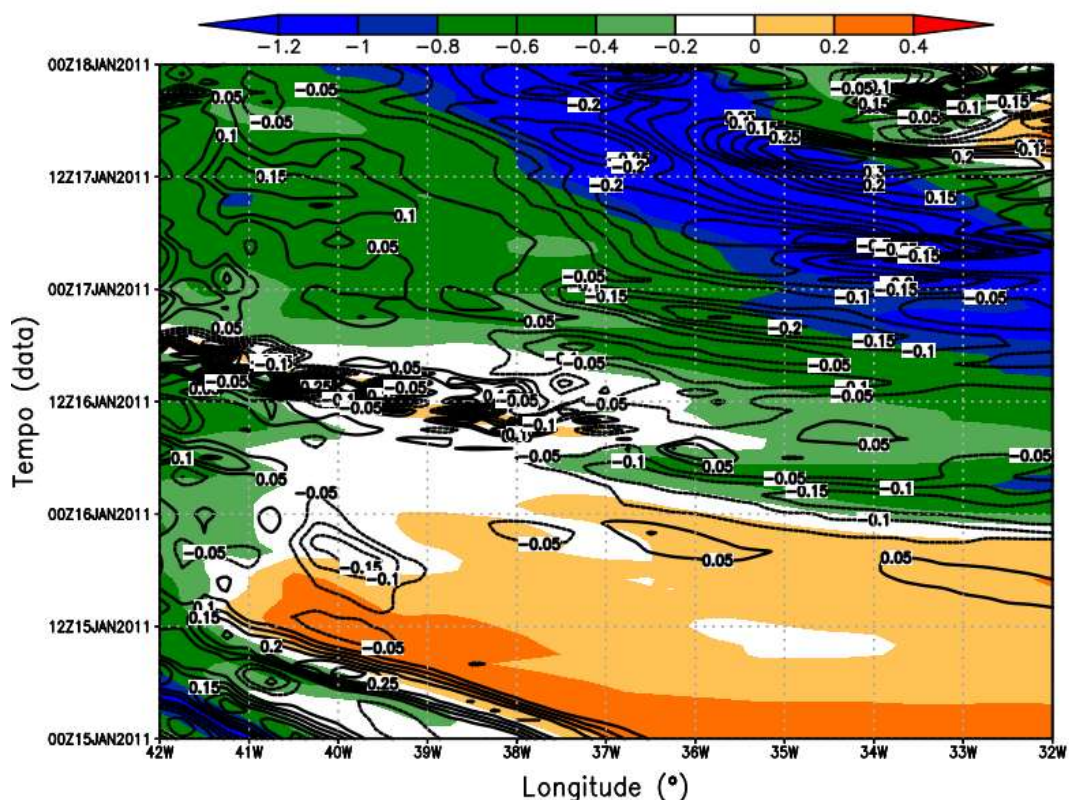


Figura 21 – Diagrama Hovmöller do termo de advecção horizontal de vorticidade (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 12°S. Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}), em 250 hPa.

No decorrer do dia 16, o campo do termo de divergência (Figura 22) mostra um predomínio de valores positivos a leste de 38°W (o que contribui para geração de vorticidade anticiclônica) e negativos a oeste de 38°W (o que contribui para geração de vorticidade ciclônica).

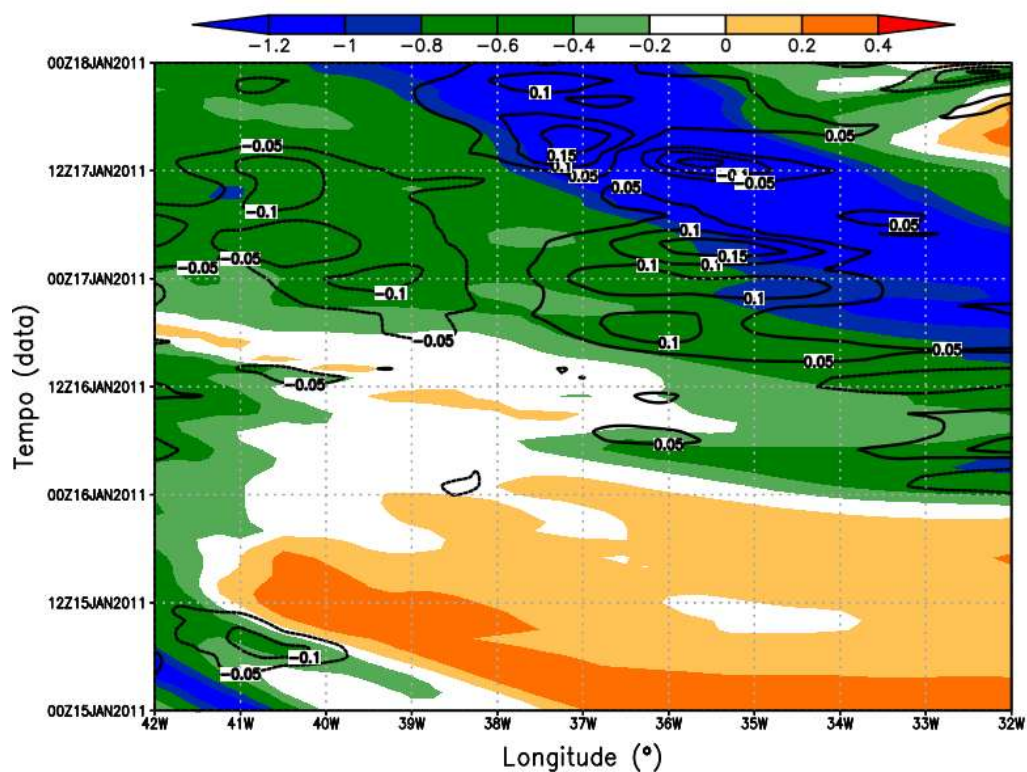


Figura 22 – Diagrama Hovmöller do termo de divergência (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 12°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.

O termo de advecção de vorticidade planetária (Figura 23) mostra um domínio de termos negativos na porção oeste do VCAN e positivo na porção leste o que sugere que esse termo é responsável pela intensificação da parte oeste do VCAN e enfraquecimento da parte leste. Contudo, esse termo é por volta de uma ordem de magnitude menor do que os outros termos, o que indica que contribui pouco para a tendência de vorticidade.

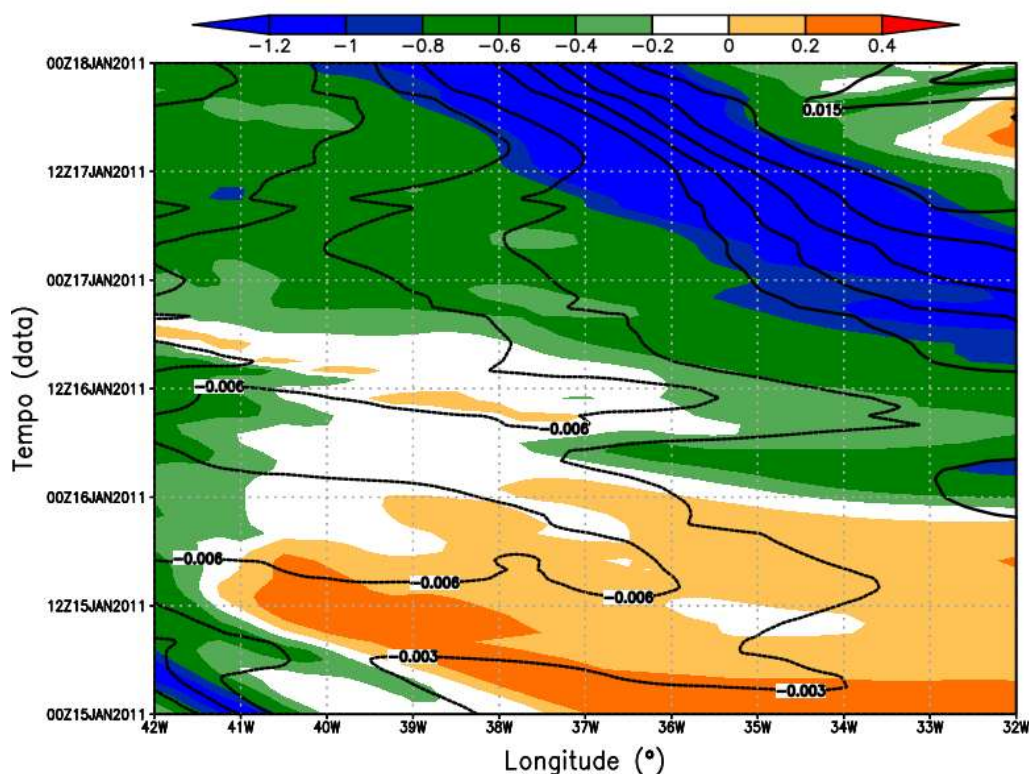


Figura 23 – Diagrama Hovmöller do termo de advecção de vorticidade planetária (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 12°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.

A tendência de vorticidade (Figura 24) revela uma forte tendência negativa no dia 16, entre 37°W e 41°W . Destaca-se entre 38°W e 41°W , às 12 UTC do dia 16 uma tendência positiva (contornadas pelos círculos amarelos), que contribui para movimento anticiclônico. Essa tendência de vorticidade resulta da interação das variáveis analisadas previamente. Nas figuras anteriores, observa-se que isso foi impulsionado pela advecção de vorticidade horizontal (Figura 21), o termo da divergência (Figura 22) e, em menor grau, pela advecção de vorticidade planetária (Figura 23).

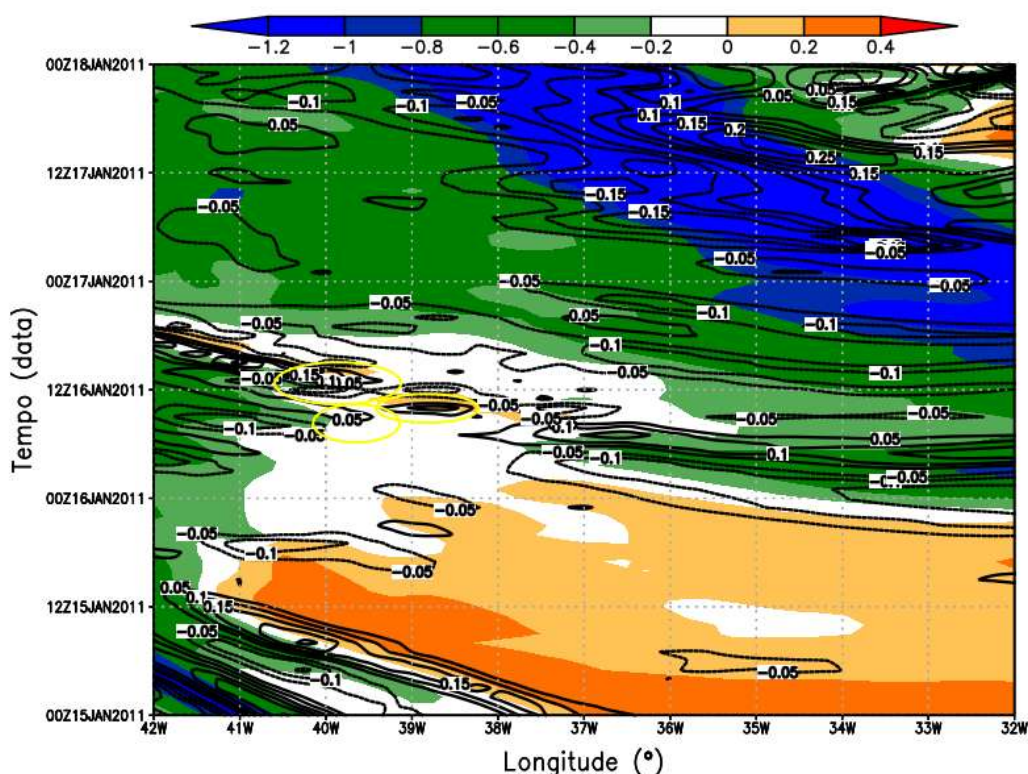


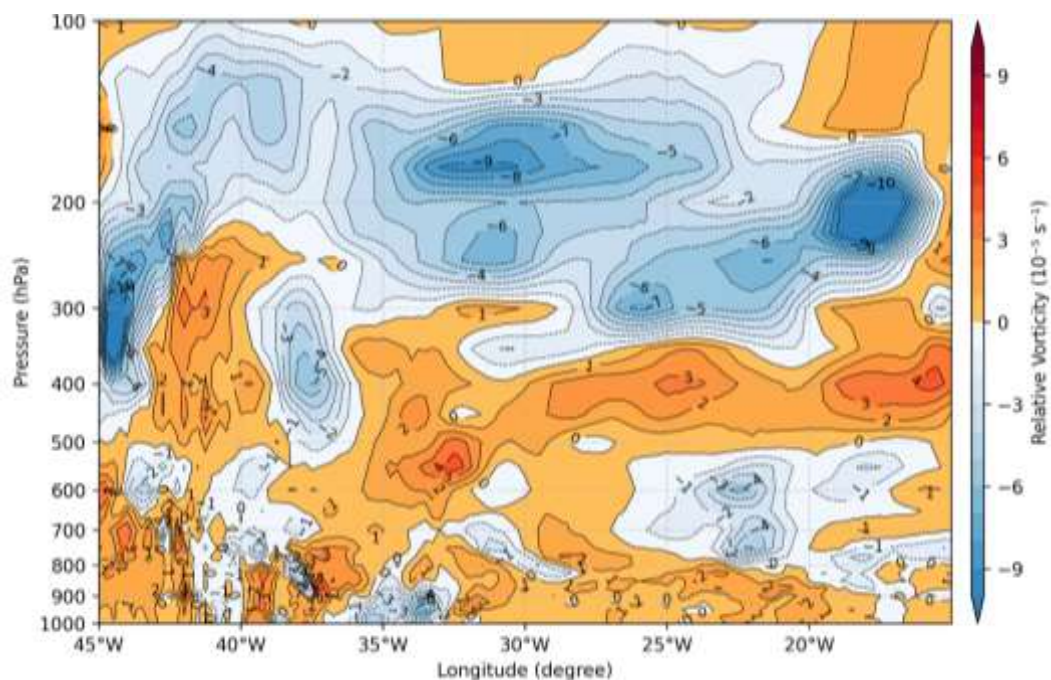
Figura 24 – Diagrama Hovmöller do termo de tendência de vorticidade (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 12°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.

5.6 Análise da vorticidade relativa para o dia 16-01-2011

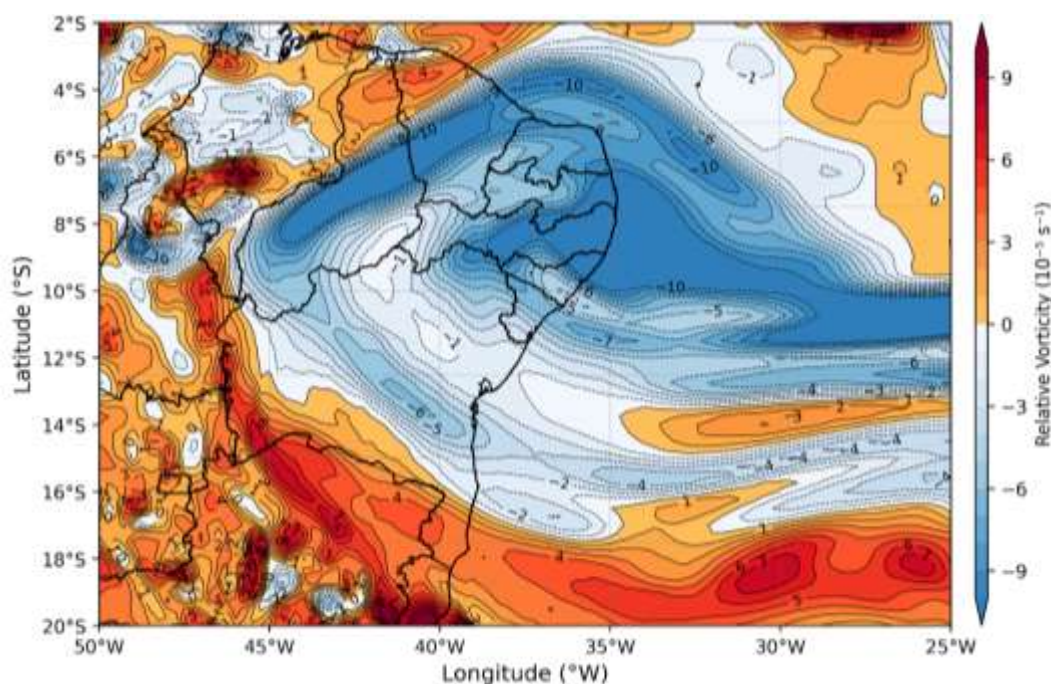
Os campos de vorticidade relativa, tanto na vertical quanto na horizontal, para o dia 16-01-2011, estão representados nas Figuras de 25 a 28. A análise para esse dia mostrou-se complexa, devido ao deslocamento da convecção no interior do núcleo. Além disso, o núcleo do VCAN apresentou uma extensão maior, e a distribuição de vorticidade negativa em seu interior não é uniforme, com valores variáveis de vorticidade negativa.

Para o dia 15-01-2011, às 18:00 UTC (Figura 25), a posição do núcleo do VCAN se encontra no setor norte do NEB, abrangendo uma grande área. Observa-se na figura do campo vertical (Figura 25a) e no campo horizontal (Figura 25b) a variação da vorticidade.

No campo vertical (Figura 25a), fixado em 12°S , o núcleo está posicionado em uma altura média sobre o nível de 200 hPa. A extensão do núcleo corresponde à observada no campo horizontal (Figura 25b). Embora haja variação, a predominância é de vorticidade negativa (contornos azuis) associada ao movimento ciclônico.



(a)



(b)

Figura 25 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 200 hPa, às 18:00 UTC do dia 15-01-2011.

A figura para o dia 16-01-2011 às 12:00 UTC (Figura 26) mostra o campo vertical (Figura 26a) fixado na latitude de 13°S. Note-se que entre 40°W e 37°W, em 200 hPa, uma vorticidade positiva (tons laranja e vermelho), associada ao movimento anticiclônico.

No campo horizontal (Figura 26b) fixado em 200 hPa, observa-se vorticidade positiva (tons laranja e vermelho) sobre o leste da Bahia e sobre parte do oceano, entre 40°W e 37°W, inserida no núcleo do VCAN. Nas imagens de satélite para esse dia (Figura 8) e no mesmo horário, às 12:00 UTC (Figura 8a), as nuvens de convecção profunda estão situadas sobre a mesma região em que se encontra essa vorticidade positiva.

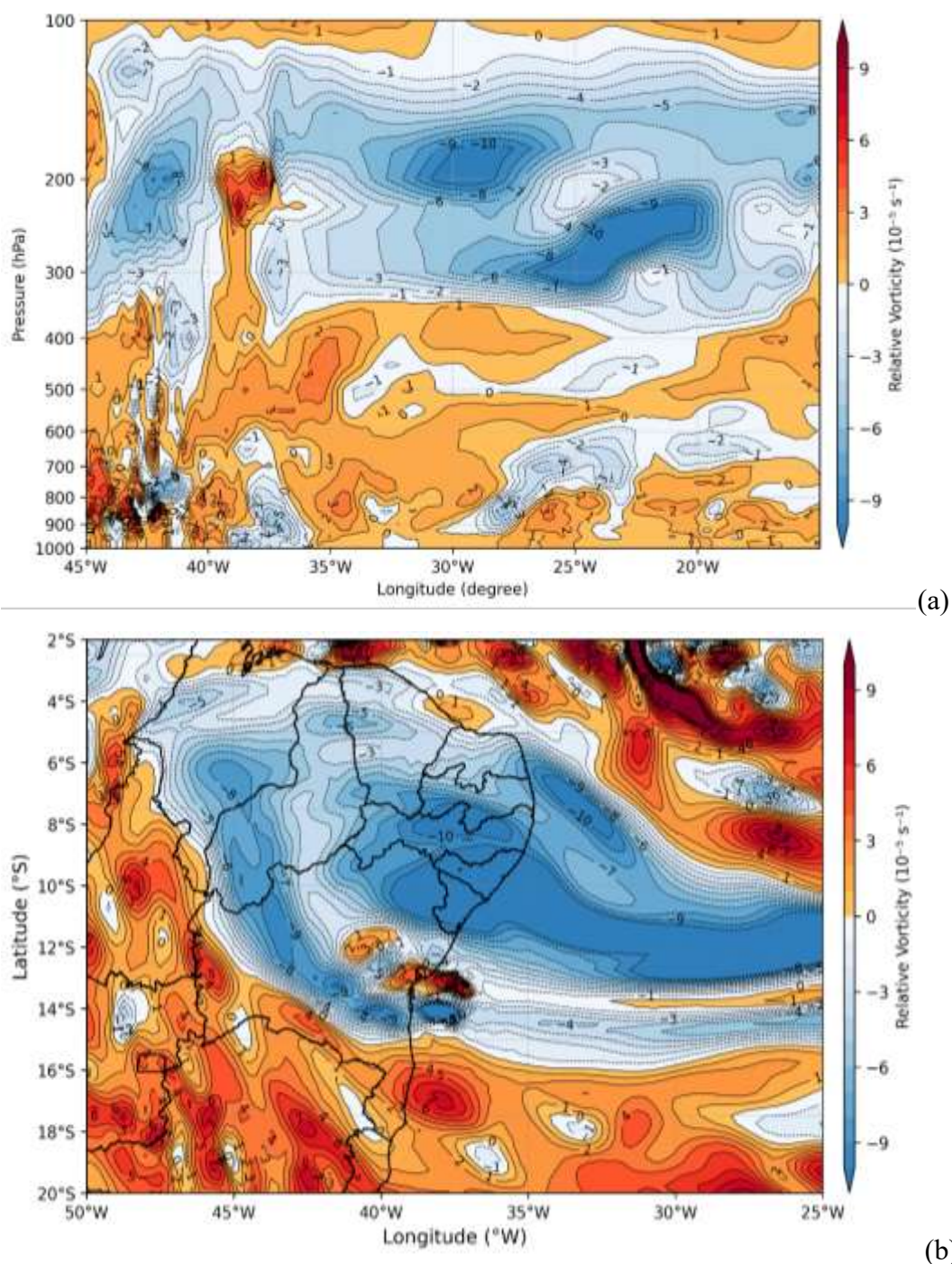


Figura 26 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 200 hPa, às 12:00 UTC do dia 16-01-2011.

Às 15:00 UTC (Figura 27), observa-se um campo vertical semelhante ao das 12:00 UTC (Figura 26), também fixado em 13°S. O núcleo de vorticidade positiva (tons laranja e vermelho), permanece na mesma posição em 200 hPa, com uma pequena variação de intensidade. No campo horizontal (Figura 27b) nota-se que a vorticidade positiva (tons laranja e vermelho), chegou a se deslocar em alguns pontos para norte, até a latitude de 11°S.

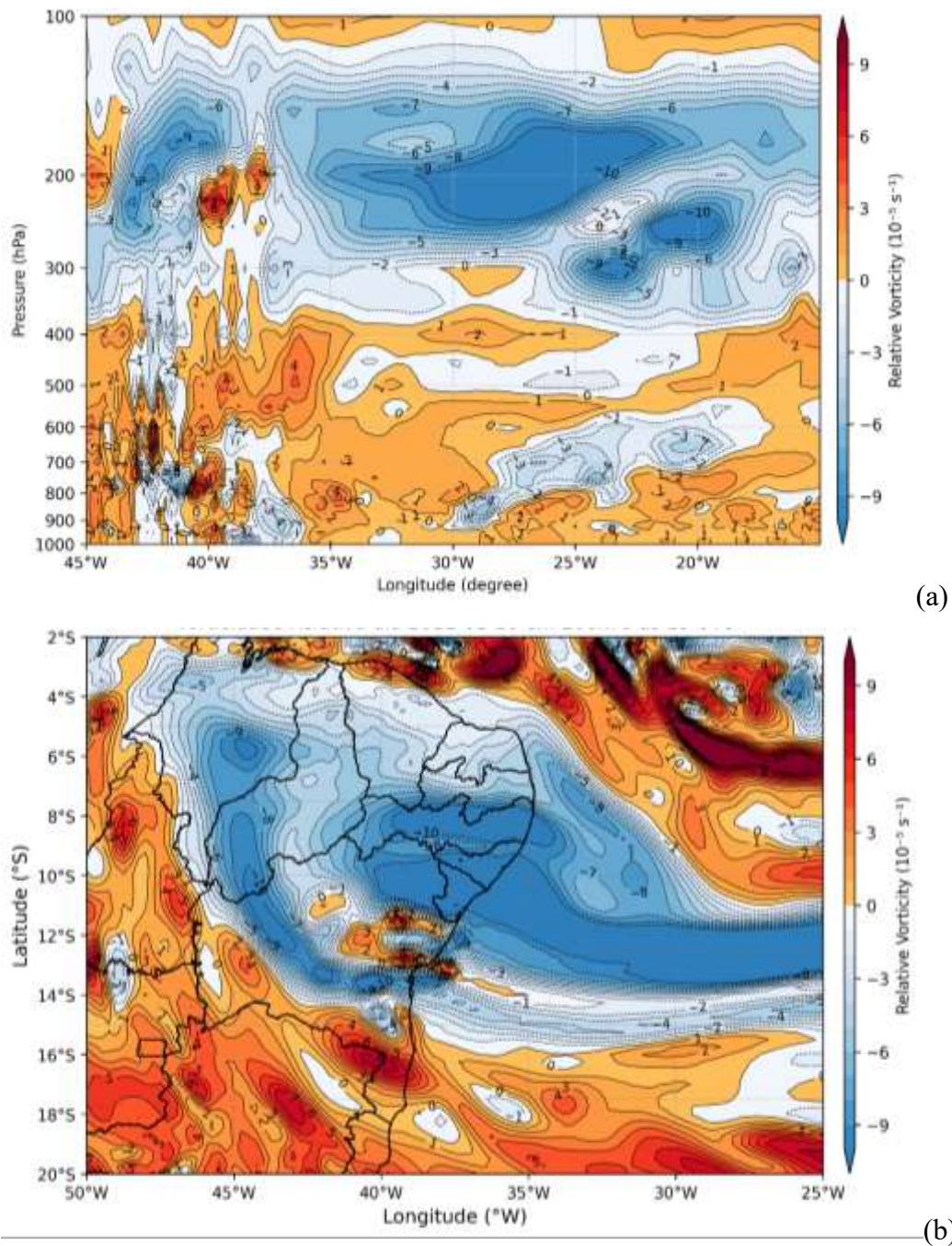


Figura 27 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 200 hPa, às 15:00 UTC do dia 16-01-2011.

Às 23:00 UTC (Figura 28), observa-se, no campo horizontal que, o núcleo de vorticidade positiva (tons laranja e vermelho) deslocou-se para noroeste e se posicionou entre as latitudes de 9°S e 10°S.

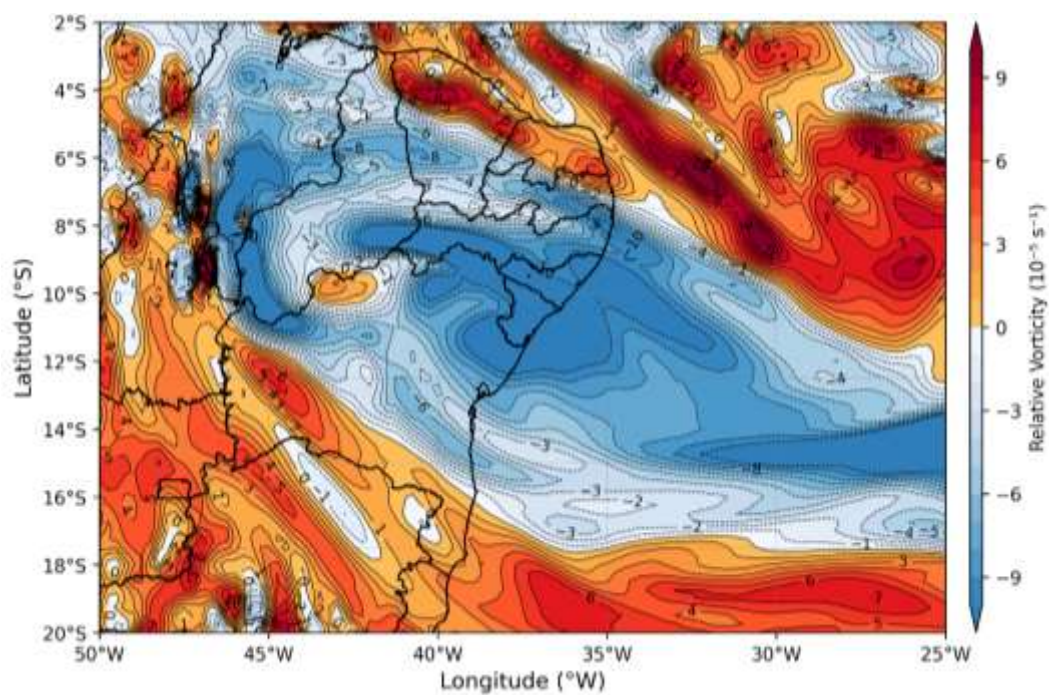
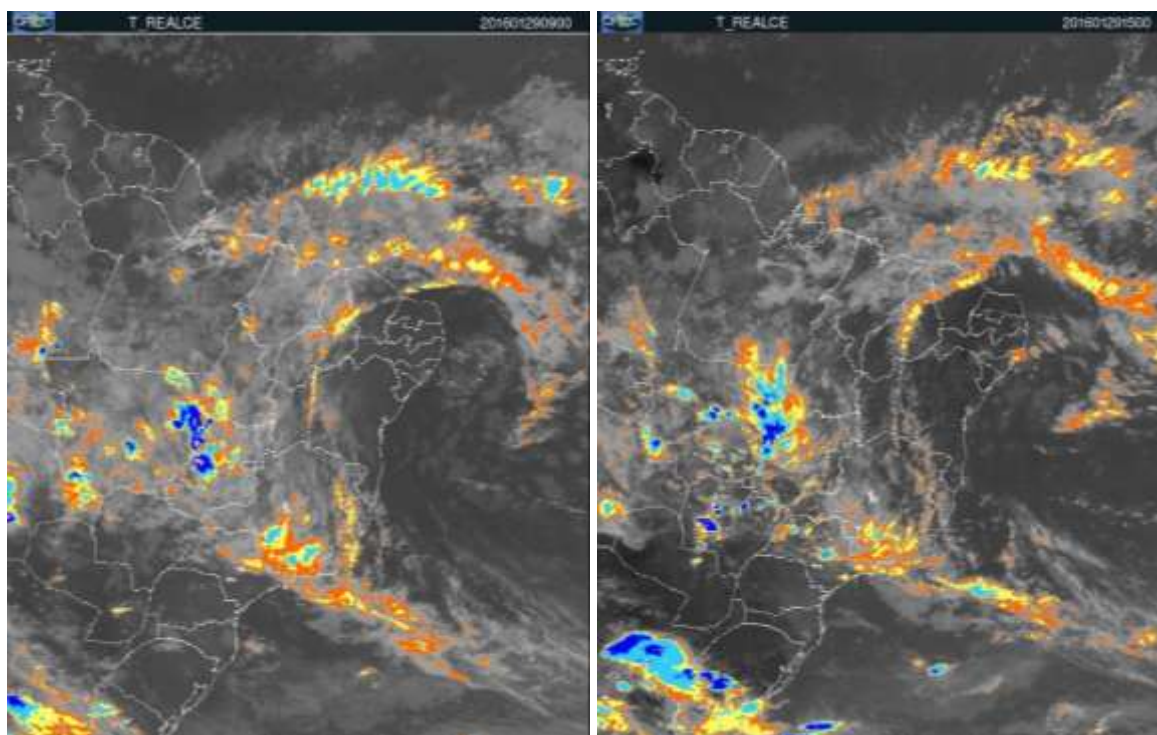


Figura 28 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}) na horizontal no nível de 200 hPa, às 23:00 UTC do dia 16-01-2011.

5.7 Análise para o dia 29-01-2016

A Figura 29 mostra um vórtice ciclônico de altos níveis atuando no setor norte do NEB. A presença do VCAN foi notada desde o dia 15-01-2016 (não apresentado). No dia 29-01-2016 foi observado nas imagens de satélite VCAN associado com uma frente fria, que assumiu uma forma de “S” caracterizada pela interação entre os dois sistemas meteorológicos.

As imagens que compõem a Figura 29, mostram a evolução do vórtice ao longo do dia. O centro do vórtice está localizado à leste dos estados da Paraíba e Pernambuco, onde há ausência de nebulosidade aparente às 9:00 UTC (Figura 29a). A periferia do vórtice está localizada sobre as demais regiões do Nordeste, Norte e Centro-Oeste, onde se vê que ela é definida pela presença de nuvens convectivas profundas. Às 15:00 UTC (Figura 29b) foi notado sobre o estado de Alagoas o surgimento de atividade convectiva, situada sobre no núcleo do VCAN. O desenvolvimento dessa atividade convectiva foi observado às 18:00 UTC (Figura 29c) e 21:00 UTC (Figura 29d), que atingiu os estados de Pernambuco e da Paraíba. Esse evento resultou em fortes chuvas e rajadas de vento nesses estados.



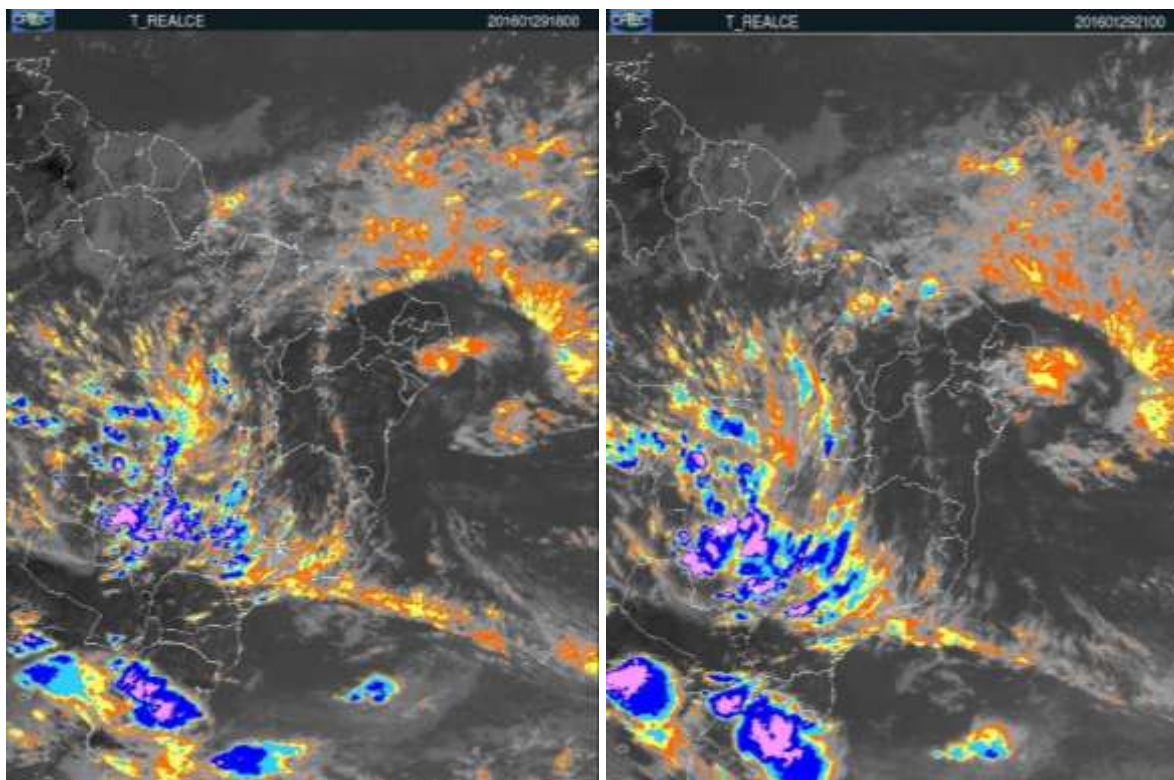


Figura 29 – Imagem de Satélite do GOES 13 do canal T realçada do dia 29/01/2016 às (a) 09 UTC, (b) 15 UTC, (c) 18 UTC e (d) 21 UTC, respectivamente.

A cobertura média de nuvens (Figura 30) para o dia 29-01-2016 mostra a variação ao decorrer das horas, na latitude de 9°S. Antecedendo às 9:00 UTC a cobertura de nuvens estava composta por quase 50% de nuvens baixas (quadrado), 10% de nuvens médias (círculos preenchidos) e 5% de nuvens altas (círculos abertos).

Às 12:00 UTC, a cobertura de nuvens médias começa a aumentar chegando a 40%, as nuvens baixas diminuem a porcentagem, caindo para 20% e as nuvens altas continuam com 5%, aproximadamente.

A partir das 15:00 UTC, a porcentagem da cobertura de nuvens começa a aumentar. A cobertura de nuvens altas fica entre 70 a 95% das 15:00 até 23:00 UTC. Isso deve estar relacionado a cirrus que se formam no topo das nuvens convectivas no centro do VCAN. A cobertura de nuvens baixas fica em torno de 70%, e as nuvens médias se mantêm em 40%.

A análise feita para a cobertura de nuvens (Figura 30) corresponde ao que foi visto anteriormente nas imagens de satélite (Figura 29), onde houve uma expansão de área com nuvens dentro do núcleo do VCAN.

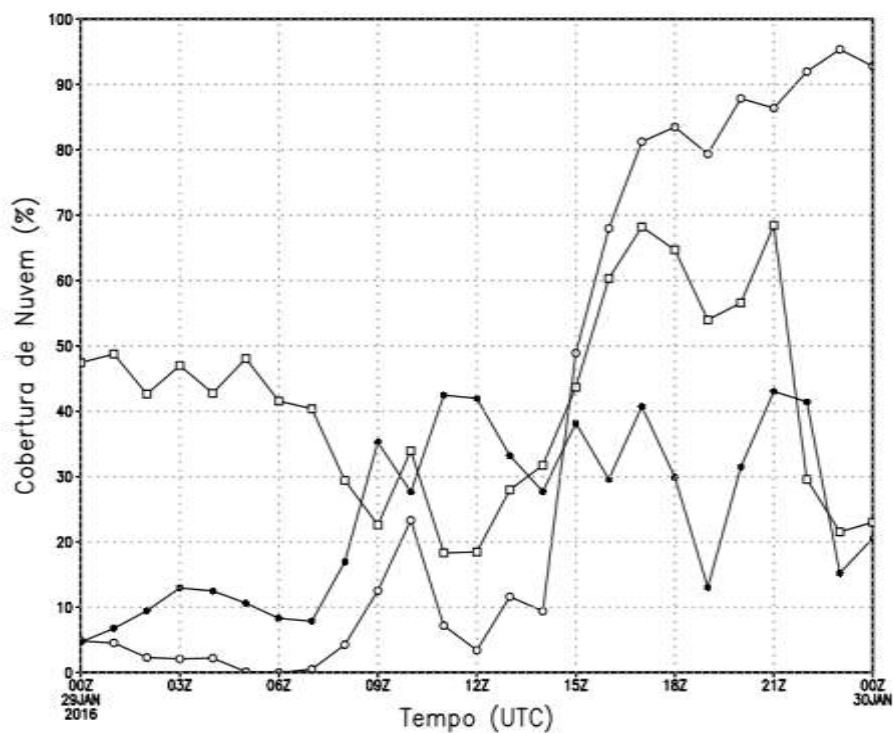


Figura 30 – Cobertura de nuvens para o dia 29-01-2016. Nuvens baixas (quadrados), Nuvens médias (círculos preenchidos), Nuvens Altas (círculos abertos).

A precipitação diária estimada através dos dados do CMORPH (Figura 31) revelou acumulados significativos no núcleo do VCAN, abrangendo os principais estados afetados e parte do Oceano Atlântico. No litoral norte de Alagoas, na faixa litorânea de Pernambuco e em áreas do Oceano Atlântico, os valores de precipitação chegaram a 48 mm. Nas regiões da Mata e do Agreste pernambucano, os acumulados variaram entre 3 mm e 24 mm. Já no estado da Paraíba, a precipitação estimada oscilou entre 3 mm e 24 mm, do litoral ao Cariri, enquanto no sul do Sertão paraibano os valores não ultrapassaram 6 mm.

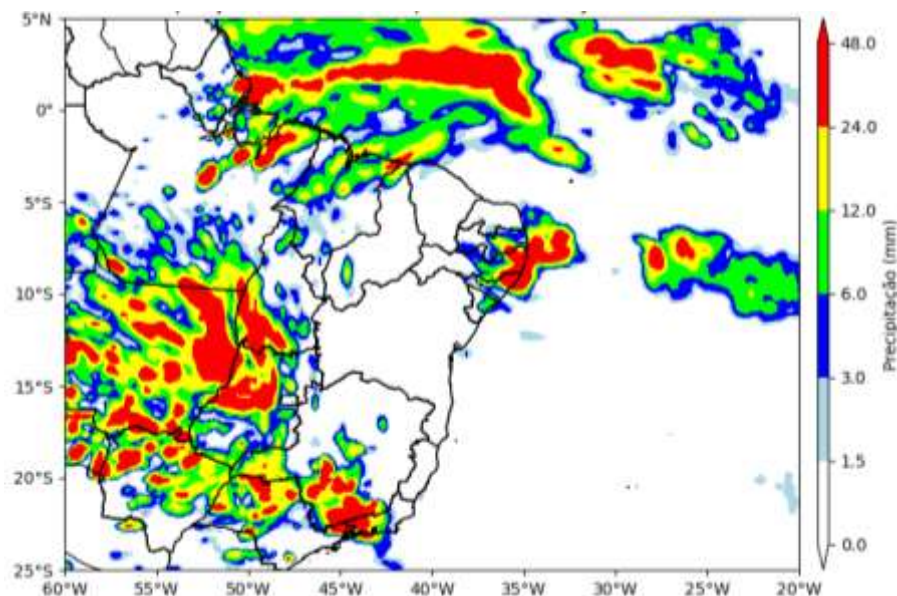


Figura 31 – Precipitação diária estimada (mm) para o dia 29-01-2016.

5.8 Componente Meridional do Vento

O componente meridional do vento (Figura 32) apresenta entre 200 e 400 hPa dois núcleos com valores positivos (contornos magentas) e negativos (contornos azuis), respectivamente. Observa-se, no lado oeste, contornos com valores positivos que indicam o transporte de ar para o norte, ou seja, das latitudes mais baixas para as mais altas. Esses valores apresentam uma forte intensidade que se estende desde os altos até os médios níveis, alcançando aproximadamente o nível de 600 hPa, com um núcleo cuja velocidade atinge 30 m/s.

O contrário ocorre no lado leste, em relação aos contornos com valores negativos, que indicam o transporte de ar para sul, das latitudes mais baixas para as mais altas, que apresenta um núcleo cuja velocidade atinge 20 m/s^{-1} .

Com a latitude fixa em 9°S, destaca-se que o direcionamento do fluxo está associado ao movimento ciclônico do ar do VCAN.

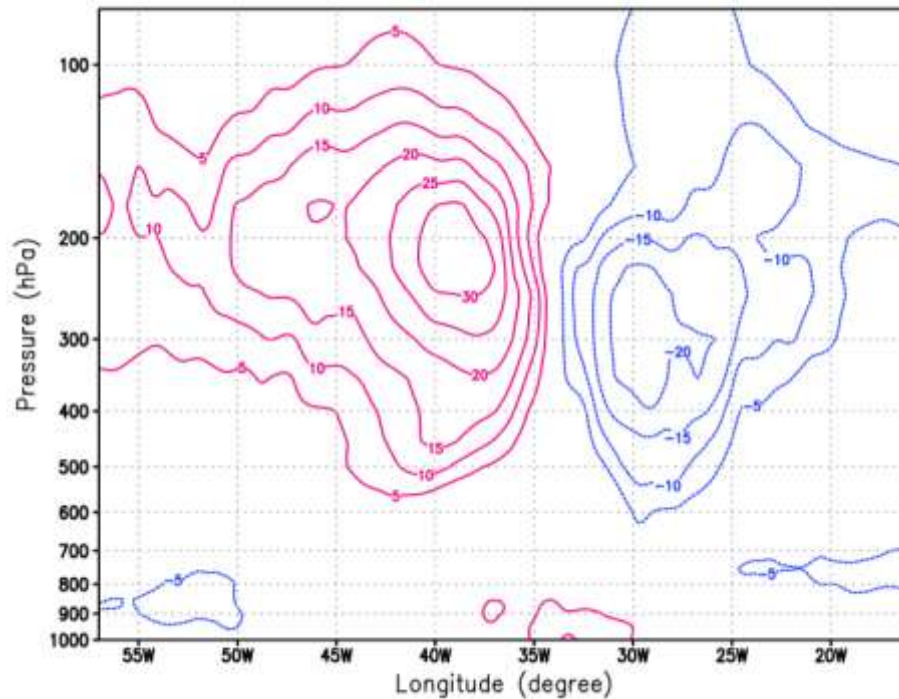
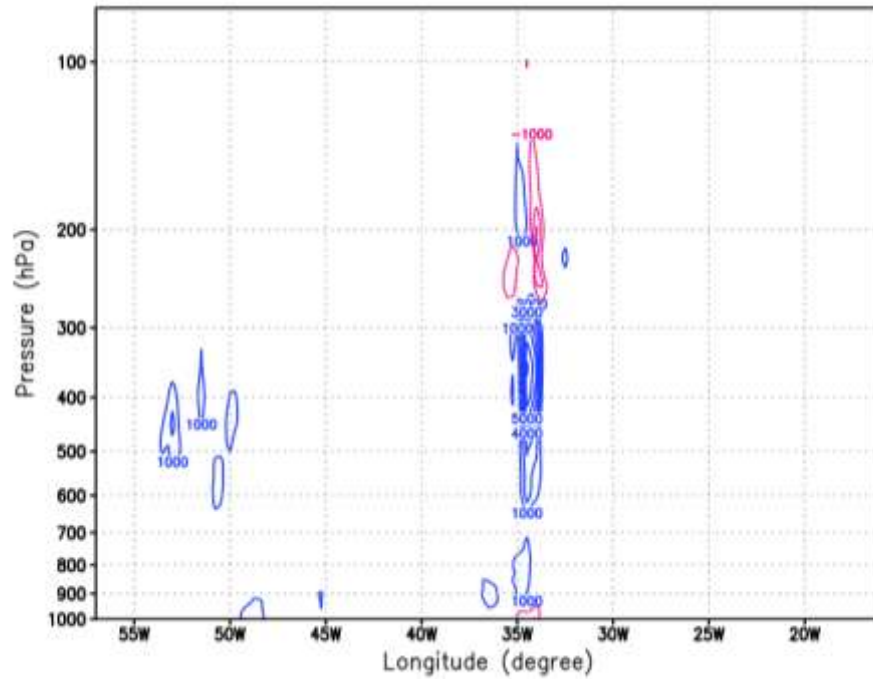


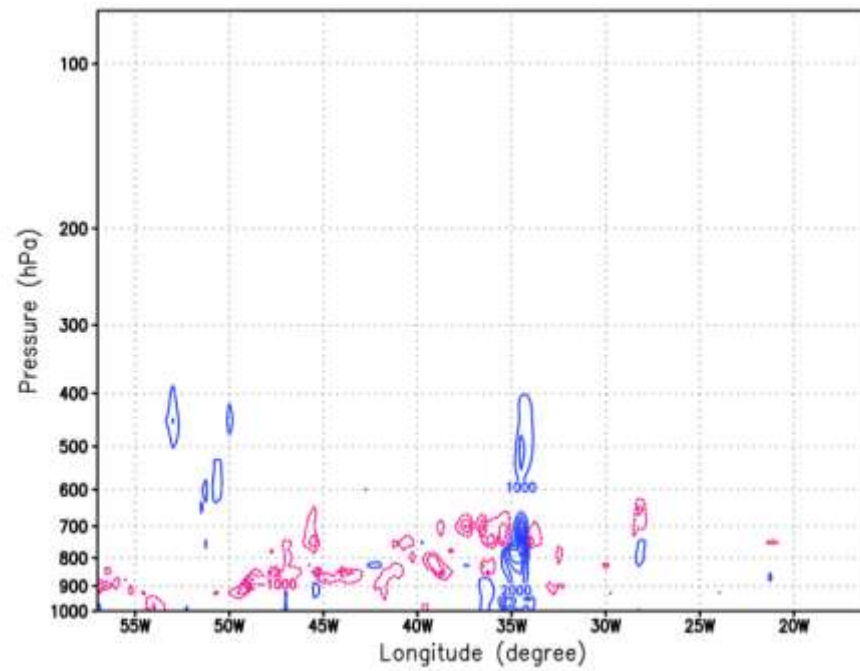
Figura 32 – Corte vertical da componente meridional do vento ao longo de 9°S (ms^{-1}), às 15:00 UTC do dia 29/01/2016.

5.9 Fonte Aparente de Calor (Q_1) e Sumidouro Aparente de Umidade (Q_2)

O campo de Q_1 (Figura 33a) e $-Q_2$ (Figura 33b) às 15:00 UTC, em 9°S, são expressos na Figura 33. Observa-se que ao longo de 35°W valores positivos (contorno azul) de Q_1 indicando liberação de calor latente, devido a condensação do vapor d'água. Entre 300 e 400 hPa, um núcleo positivo de Q_1 se mostra intenso, o que provavelmente está associado as nuvens convectivas com desenvolvimento profundo que se desenvolveram no núcleo do VCAN, e que liberaram calor por meio de condensação. Ao longo do mesmo meridiano, 35°W, no campo de $-Q_2$ (Figura 33b), mostra um núcleo positivo (contorno azul) entre 600 e 400 hPa, que indica que a umidade está sendo removida e sendo utilizada para a formação de nuvens e ao mesmo tempo valores positivos de $-Q_2$ estão sendo associados à precipitação que ocorre no núcleo do VCAN.



(a)

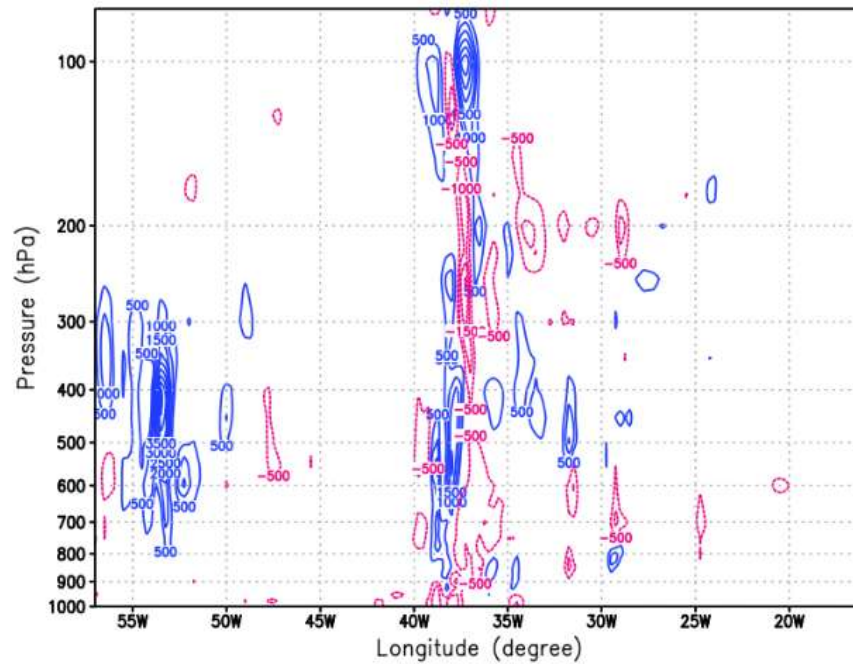


(b)

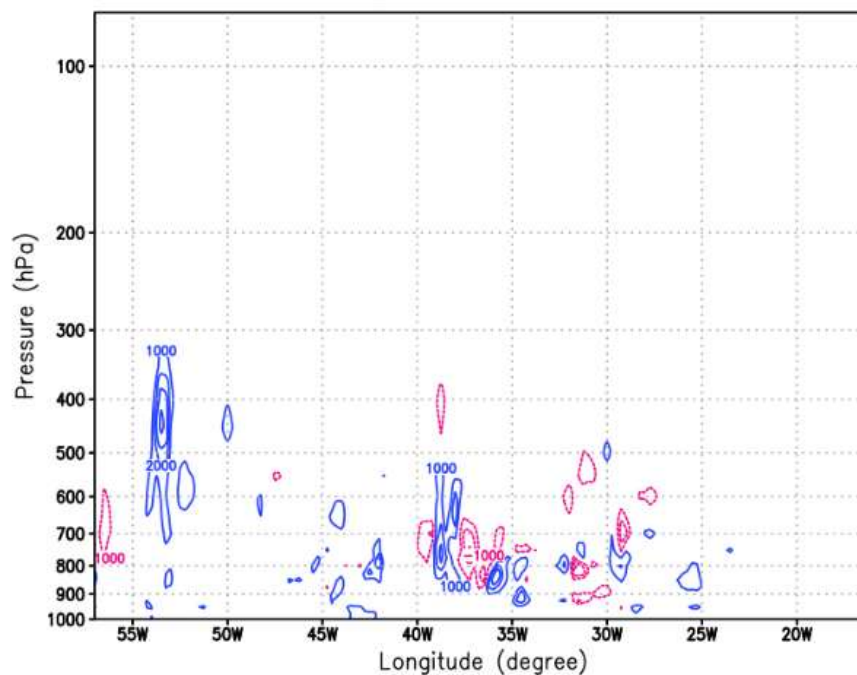
Figura 33 – Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (a) e sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (b) às 15:00 UTC.

O campo de Q_1 (Figura 34a) e $-Q_2$ (Figura 34b) às 21:00 UTC, em 9°S, são expressos na Figura 34. O que se observa no campo de Q_1 é uma alternância entre valores positivos (contornos azuis) e valores negativos (contornos magentas) o que sugere uma interação complexa entre processos de aquecimento (valores positivos) e resfriamento (valores negativos)

entre a região de 35°W e 40°W. Valores negativos de Q_1 (contornos magentas) entre 300 e 200 hPa, podem indicar o resfriamento radiativo no topo das nuvens convectivas. Os valores positivos (contornos azuis) de $-Q_2$ podem estar associados à ocorrência da precipitação. O aumento da área, na análise tanto de Q_1 quanto de $-Q_2$, quando comparada a figuras das 15:00 UTC está relacionada a expansão da convecção que ocorreu no decorrer das horas, no núcleo do VCAN.



(a)



(b)

Figura 34 – Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (a) e Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}), (b) às 21:00 UTC.

O perfil médio de Q_1 e $-Q_2$ (Figura 35) se destaca pela distribuição vertical de Q_1 das 12:00 até 23:00 UTC. Antecedendo às 12:00 UTC, tem-se em baixos níveis Q_1 negativo (linhas pontilhadas) e $-Q_2$ também negativo (contornos azuis), que estariam associados a convecção rasa.

O comportamento de Q_1 é marcado por uma alternância entre os sinais positivos e negativos. Na camada superficial, entre 1000 e 900 hPa, encontra-se Q_1 negativo (linhas pontilhadas) das 12:00 até 23:00 UTC. Entre 900 e 800 hPa, Q_1 passa a ser positivo (linhas contínuas), entre às 12:00 e 15:00 UTC. Entre 800 e 600 hPa, ao longo das 12:00 até 23:00 UTC, encontram-se Q_1 negativo e $-Q_2$ negativo (contornos verdes). Entre 400 e 300 hPa, aparecem dois núcleos positivos, um mais intenso entre às 12:00 e 15:00 UTC, $-Q_2$ se mostra positivo (contorno amarelo) entre 500 e 400 hPa, sobreposto ao núcleo de Q_1 . Outro núcleo menos intenso e positivo de Q_1 aparece entre 18:00 e 21:00 UTC. Em torno de 200 hPa, Q_1 volta a ser negativo.

Este caso, com máximos de Q_1 localizados acima dos máximos de $-Q_2$ indica a atuação da convecção profunda. A diferença de altitude é devida ao transporte vertical de umidade pelas nuvens (YANAI et al. 1973).

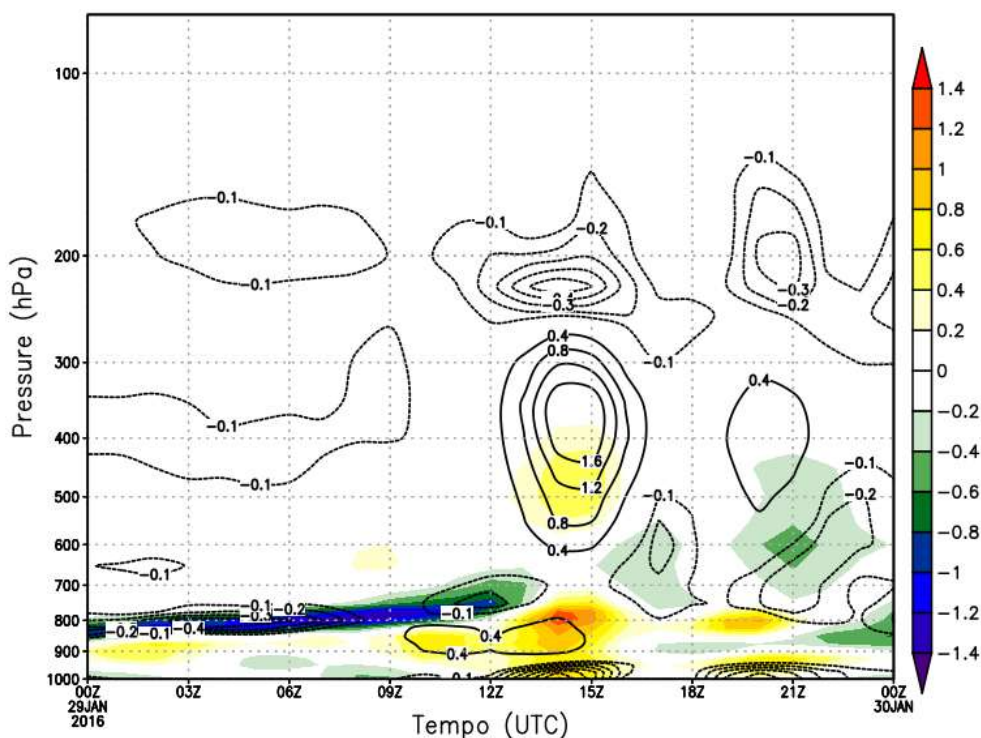


Figura 35 – Perfil médio da Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

A Figura 36 mostra a média da advecção de espessura e do sumidouro de umidade ($-Q_2$) para o dia 29-01-2016. Entre às 12:00 e 18:00 UTC, observa-se um núcleo de advecção de espessura negativo (contornos pontilhados) que se estende verticalmente de 700 a 200 hPa, aproximadamente. Em 400 hPa se encontra um núcleo de advecção de espessura negativo de -4,8. Esse núcleo negativo indica que na média há um aquecimento entre esses níveis. A espessura positiva indica que a camada está sob influência do núcleo do VCAN.

$-Q_2$ aparece sobreposto a advecção de espessura, entre 500 e 400 hPa com valores positivos, que chega variar entre 0.4 Kh^{-1} e 0.6 Kh^{-1} (em amarelo). Valores positivos de $-Q_2$ indicam que há uma área propensa a formação de atividade convectiva, através de condensação.

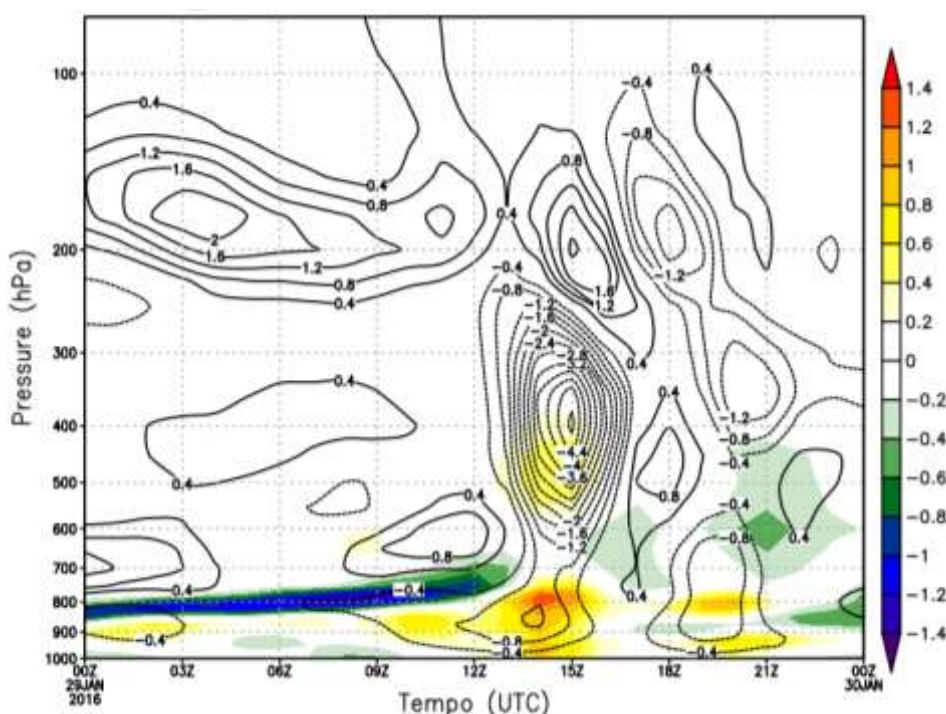


Figura 36 – Perfil médio da Advecção de espessura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

A média da advecção horizontal de temperatura e $-Q_2$ (Figura 37) mostra uma alternância ao longo das 15:00 UTC. Um núcleo positivo (linha constante) de 0.2 Kh^{-1} entre 800 e 600 hPa, que indica que há um transporte de ar quente nos baixos níveis, um núcleo negativo (contorno pontilhado) de -0.1 Kh^{-1} , entre 600 e 500 hPa, indicando um resfriamento, um núcleo positivo (linha constante) entre 400 e 300 hPa, indicando novamente um aquecimento, e um núcleo negativo entre 300 e 200 hPa, indicando um resfriamento. $-Q_2$ aparece positivo entre 500 e 400 hPa, mostra que há o indicativo da convecção.

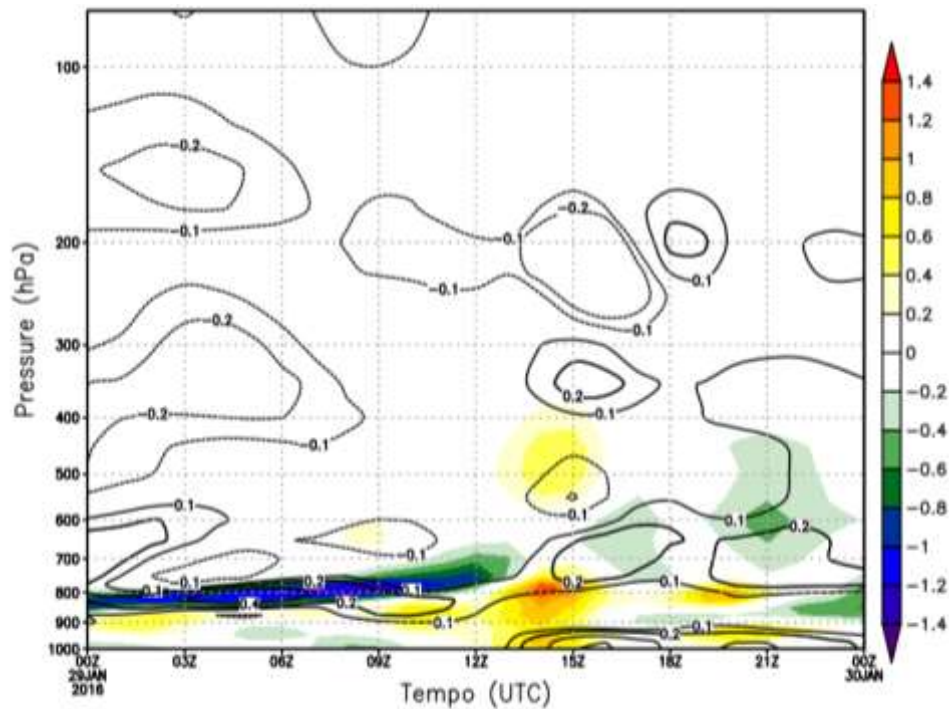


Figura 37 – Perfil médio da Advecção horizontal de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

O perfil médio da advecção vertical de temperatura e $-Q_2$ (Figura 38) se assemelha ao perfil anterior da média da advecção de espessura e $(-Q_2)$ (Figura 36), porém com o sinal invertido para a advecção vertical de temperatura. Entre as 12:00 e 18:00 UTC, observa-se um núcleo de advecção de espessura positivo (linhas contínuas) que se estende verticalmente de 700 até 200 hPa, aproximadamente. Entre 500 e 400 hPa se observa um núcleo de advecção de espessura positivo de $2,8 \text{ Kh}^{-1}$. Essa advecção vertical de temperatura positiva, transporta calor na vertical contribuindo para a convecção junto com $-Q_2$ positivo.

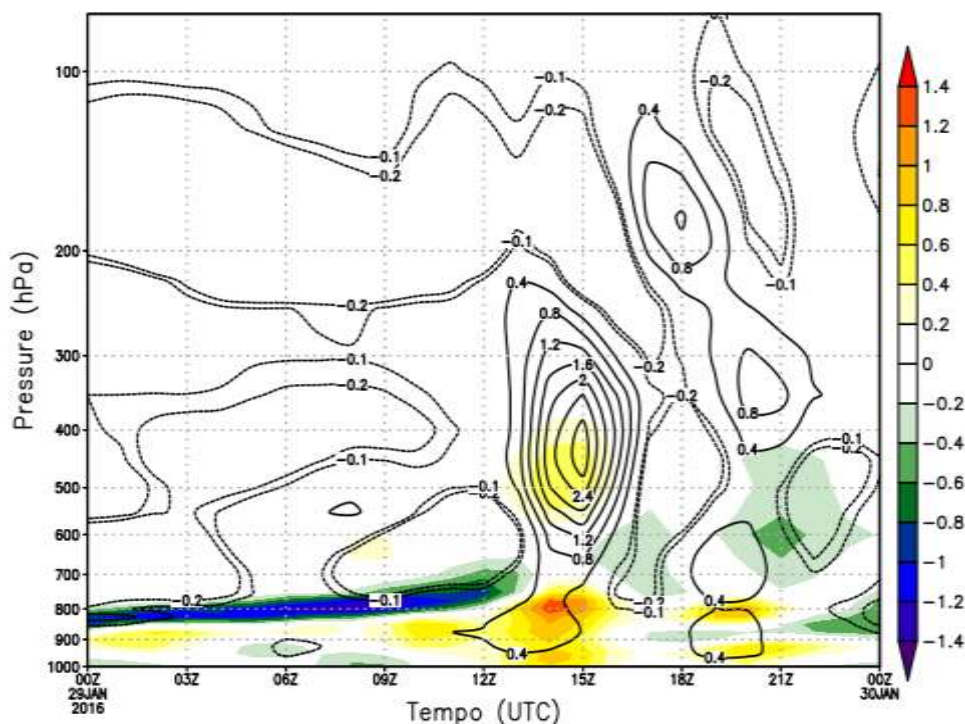


Figura 38 – Perfil médio da Advecção vertical de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

O perfil médio da tendência de temperatura e $-Q_2$ (Figura 39), mostra uma alternância vertical de sinais da tendência de temperatura entre as 12:00 e 15:00 UTC. Entre 1000 e 600 hPa encontra-se valores negativos (linhas pontilhadas), indicando uma tendência de resfriamento em baixos níveis. Esse resfriamento pode estar associado a evaporação da chuva que consome calor sensível da atmosfera, resfriando o ar.

Entre 600 e 300 hPa um núcleo positivo se destaca, sugerindo um aquecimento nessa camada. Que se sugere estar relacionado com a liberação de calor latente, devido a condensação do vapor d'água, aquecendo assim essa camada.

E entre 300 e 200 hPa um núcleo negativo indicando novamente uma tendência a resfriamento. Onde, esse resfriamento pode estar relacionado com a expansão adiabática e com o topo das nuvens, que são mais frias associadas a presença de convecção profunda.

A tendência de temperatura observada, com resfriamento em baixos e altos níveis e aquecimento em níveis médios, é um resultado direto dos processos físicos descritos nas análises anteriores, como a advecção de espessura (Figura 40), a advecção horizontal (Figura 41) e vertical de temperatura (Figura 42).

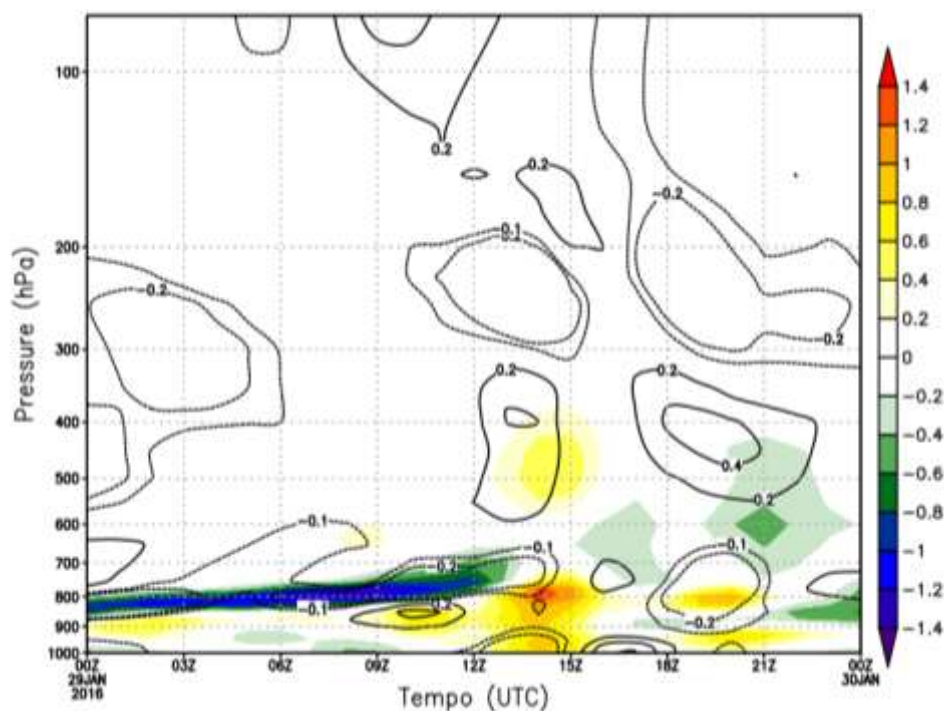


Figura 39 – Perfil médio da Tendência de temperatura (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Sumidouro de umidade ($-Q_2$) (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

O perfil médio entre a Fonte aparente de Calor (Q_1) e o Fluxo de massa (Figura 40), mostra que entre 12:00 e 18:00 UTC, um núcleo positivo (tons vermelhos) do fluxo de massa entre 600 e 300 hPa, isso indica que há um movimento ascendente nessa camada. Esse núcleo positivo pode estar associado a convecção profunda onde o ar quente e úmido sobe, resfria e condensa, liberando calor latente e formando nuvens. Na Figura 38 foi visto que entre esse nível existe um aquecimento gerado pela advecção vertical de temperatura. Logo, o núcleo positivo de Q_1 (linhas contínuas) indica que esse aquecimento está associado à liberação de calor latente.

Note-se que há uma diferença temporal entre os dois campos, indicando que o fluxo de massa máximo acontece após o máximo na convecção. Isso é um resultado importante, pois indica a transformação de energia convectiva em energia cinética da atmosfera.

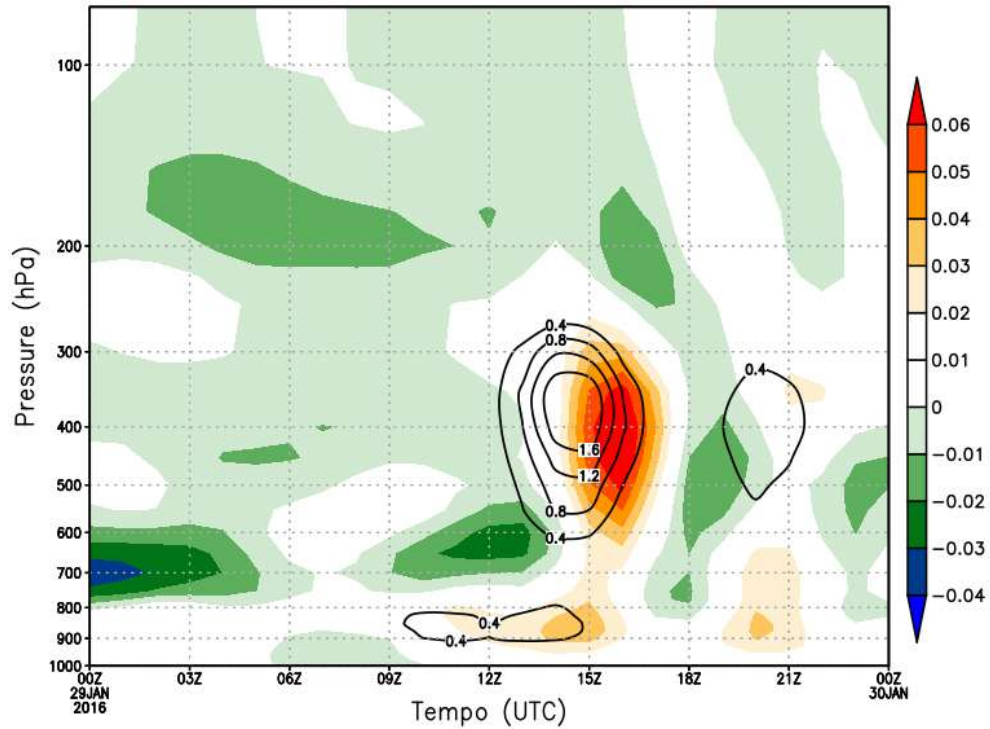


Figura 40 – Perfil médio da Fonte aparente de calor (Q_1) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e do Fluxo de massa ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) (Contornos coloridos).

Os perfis médios de Q_1 e advecção vertical de umidade (Figura 41), mostram que antecedendo as 12:00 UTC, em baixos níveis Q_1 é negativo (linhas pontilhadas) e advecção vertical de umidade é positivo (contornos amarelo e vermelho). Q_1 negativo em baixos níveis, pode estar associado ao resfriamento que ocorre próximo à superfície durante o período noturno. Apesar da advecção positiva contribuir para a formação de convecção, ela está sendo inibida por $-Q_1$.

Entre às 12:00 e 15:00 UTC surge novamente o mesmo padrão de alternância dos sinais entre Q_1 como já visto anteriormente. Próximo à superfície (em torno de 1000 hPa), Q_1 é negativo, e deve estar associado ao resfriamento devido a precipitação. Entre 900 e 800 hPa Q_1 é positivo, que pode estar associado ao aquecimento da superfície e a liberação de calor latente da convecção rasa. A advecção vertical de umidade também é positiva (contornos amarelo e laranja) indicando que ali há um ganho de umidade nessa camada. De 800 até 700 hPa, Q_1 é negativo. Entre 600 e 300 hPa, sobreposto Q_1 positivo, tem-se advecção de umidade também positiva o que favorece a formação de convecção. De 250 a 200 hPa, Q_1 volta a ser negativo, como discutido anteriormente, está associado ao resfriamento nos topos das nuvens.

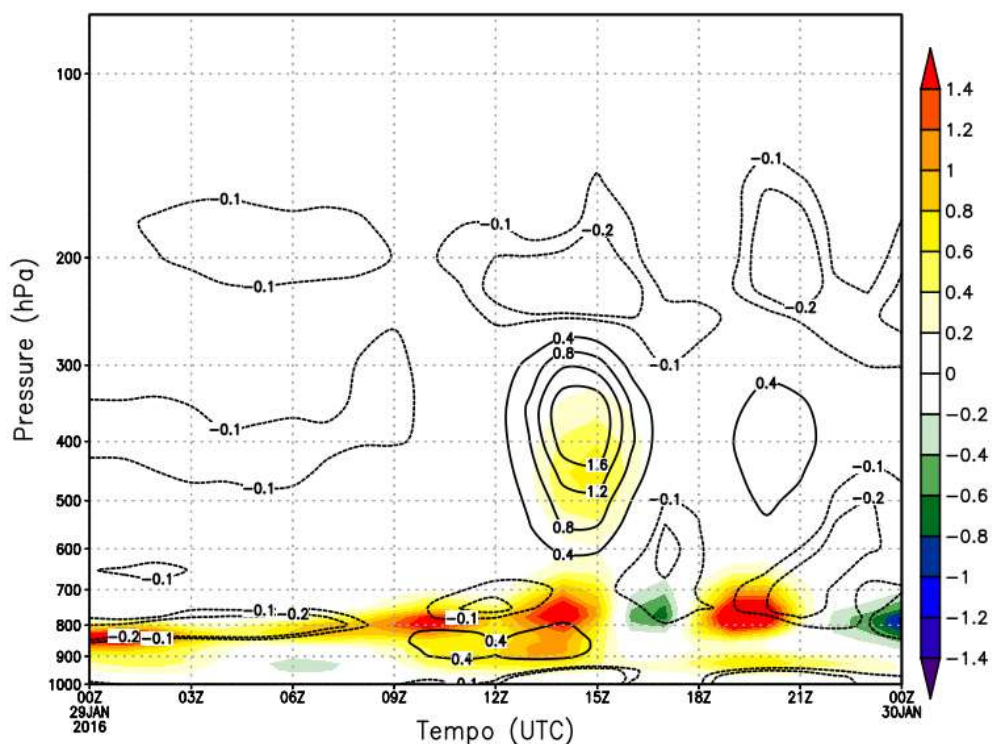


Figura 41 – Perfil médio da Fonte aparente de calor ($Q1$) (Kh^{-1}) (Linhas contínuas e pontilhadas) e advecção vertical de umidade (Kh^{-1}) (Contornos coloridos).

5.10 Análise dos componentes da Equação da Vorticidade para o dia 29-01-2016

As Figuras de 42 a 45 mostram os termos da equação tendência da vorticidade no nível de 250 hPa na forma de um diagrama Hovmöller cobrindo os dias de 28 a 30-01-2016, ao longo da latitude de 9°S . Os contornos coloridos mostram a vorticidade relativa ao longo das longitudes de 20° a 55°W . No dia 28-01-2016 observa-se um predomínio de vorticidade negativa na parte central do VCAN (tons azulados), entre 29° e 38°W , indicando vorticidade ciclônica mais intensa em relação ao ambiente, caracterizando o núcleo do VCAN. Fora dessa faixa, existe uma alternância entre núcleos de vorticidade positiva e negativa. Entre 00:00 e 12:00 UTC o sistema se desloca para oeste. Após esse horário, permanece estacionário entre 29° e 38°W até as 12:00 UTC do dia 30. Após as 15:00 UTC do dia 29, surge, por volta de 33°W , um núcleo de vorticidade positiva (tons amarelos), indicando movimento anticiclônico no núcleo do vórtice. Esse núcleo se desloca uns dois graus para leste, no final do dia 29 e, depois, se desloca para oeste ao longo do dia 30. Note-se que o deslocamento do núcleo anticiclônico antecede o deslocamento do VCAN.

A advecção horizontal de vorticidade (Figura 42) mostra que, entre 29° e 38°W, aproximadamente, na área onde está localizado o núcleo do VCAN, uma tendência de vorticidade horizontal positiva se forma antes das 15:00 UTC e por volta das 20:00 UTC do dia 29. Esses eventos acontecem antes do estabelecimento dos núcleos anticiclônicos, indicando que a advecção horizontal tem um papel nesse processo.

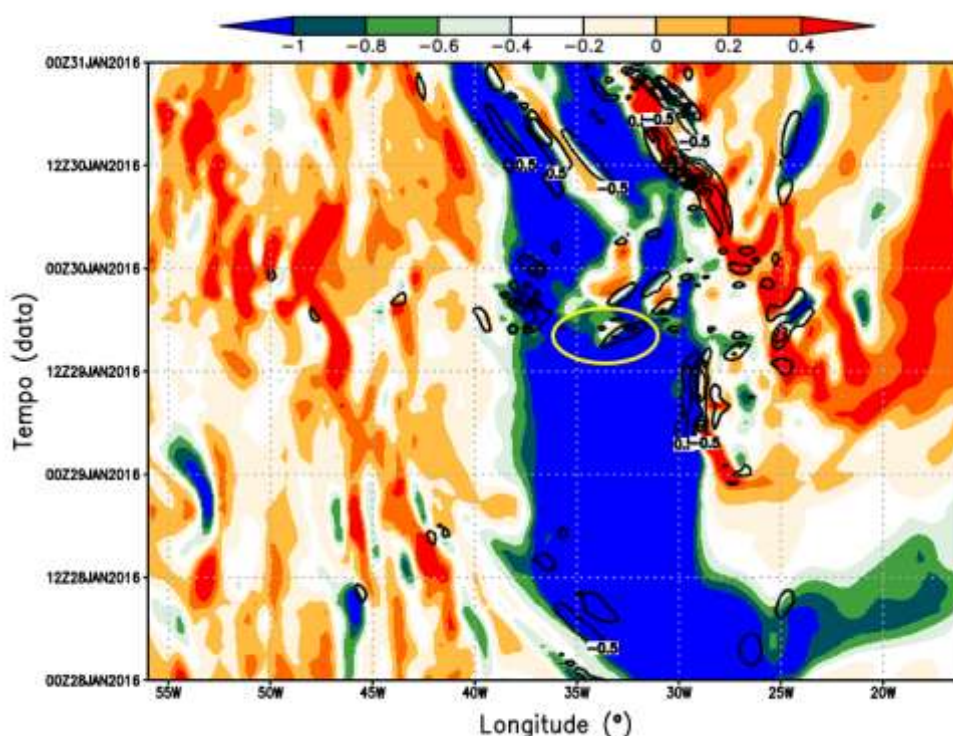


Figura 42 – Diagrama Hovmöller do termo de advecção horizontal de vorticidade (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 9°S. Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.

O termo de divergência é mostrado na Figura 43. Antes das 12:00 UTC dia 29, esse termo contribui, majoritariamente, para a intensificação da vorticidade do VCAN. Após esse horário, ele muda de sinal quando do desenvolvimento do sistema convectivo, indicando que passou da indução de vorticidade ciclônica para anticiclônica. Ao longo do dia 30, o termo de divergência alterna valores positivos e negativos, não indicando um papel claro no núcleo de vorticidade anticiclônica.

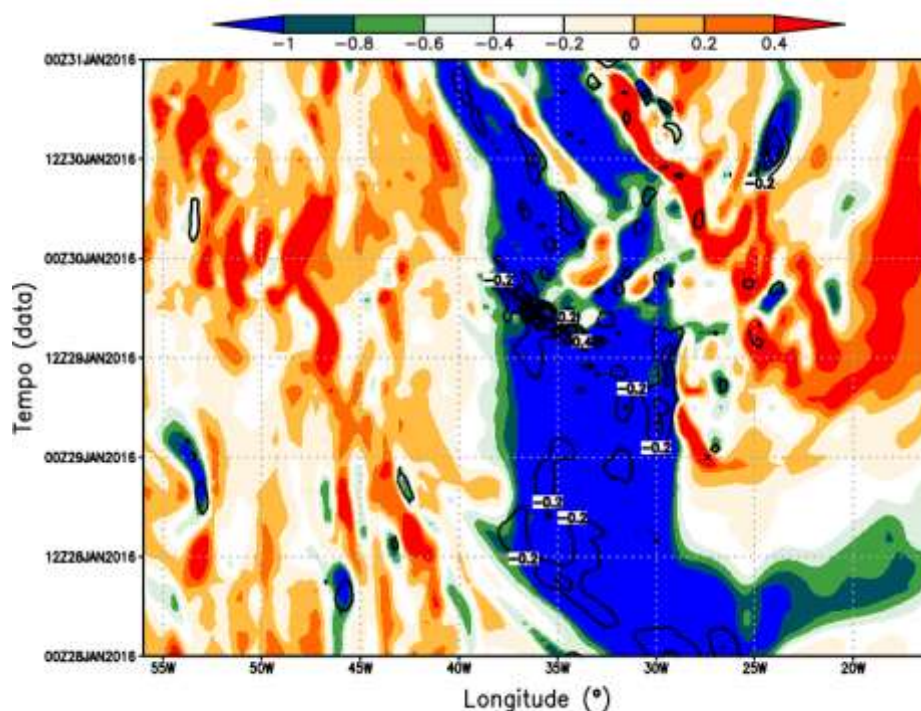


Figura 43 – Diagrama Hovmöller do termo de divergência (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 9°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.

O termo de advecção de vorticidade planetária (Figura 44) mostra um domínio de termos negativos na porção oeste do VCAN e positivo na porção leste, sugerindo que esse termo é responsável pela intensificação da parte oeste do VCAN e enfraquecimento da parte leste, comportamento este semelhante ao caso anterior do dia 16-01-2011 (Figura 13). Além disso, neste caso evidencia-se um núcleo positivo, onde a vorticidade é anticiclônica. Contudo, os valores são uma ordem de magnitude inferiores aos outros termos.

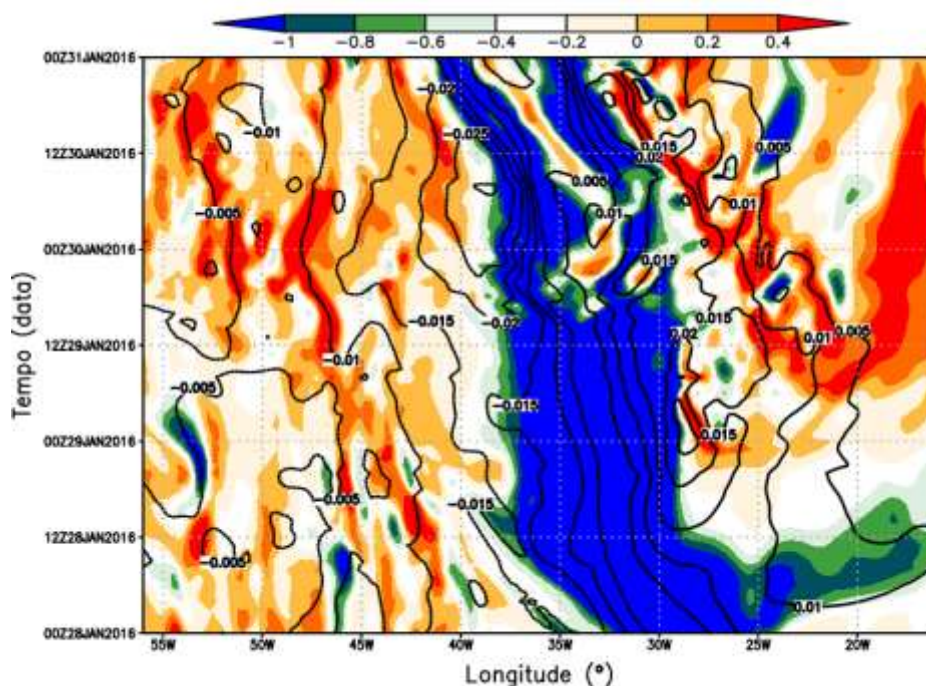


Figura 44 – Diagrama Hovmöller do termo de advecção de vorticidade planetária (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 9°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.

O termo da tendência de vorticidade (Figura 45) apresentou uma tendência negativa associada ao movimento ciclônico do VCAN no dia 29, aproximadamente entre 29°W e 37°W . No núcleo do VCAN, observou-se o surgimento de vorticidade positiva, associada a um movimento anticiclônico, que se desenvolveu entre 33°W e 35°W , aproximadamente. Essa tendência é resultado dos termos analisados previamente nas Figuras 42, 43 e 44.

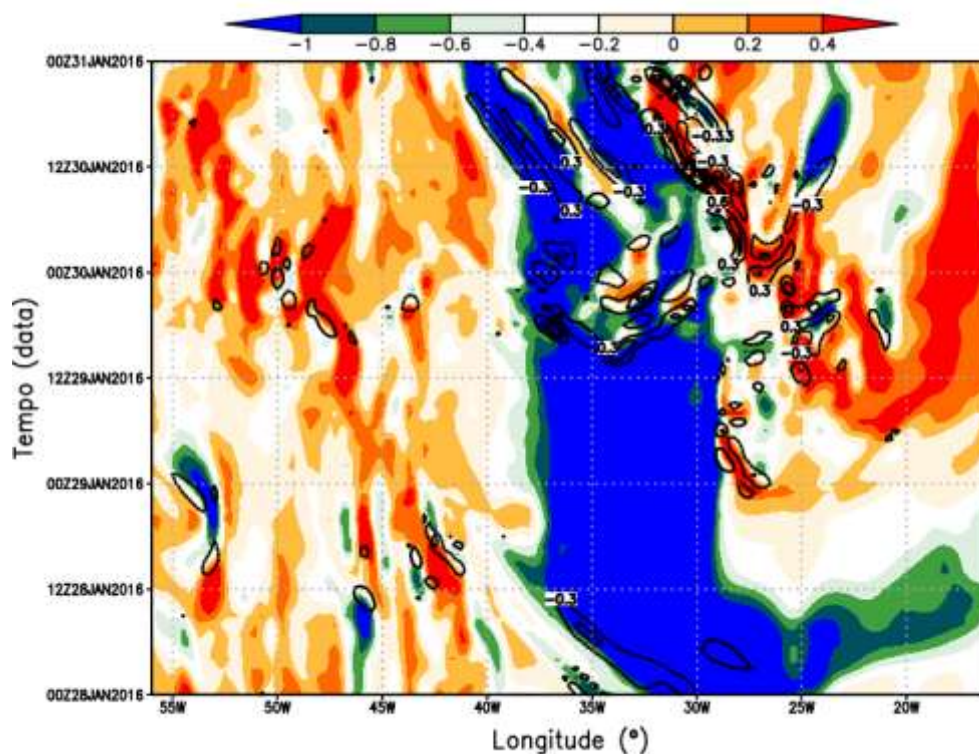


Figura 45 – Diagrama Hovmöller do termo de tendência de vorticidade (contornos de 10^{-9} s^{-2}), ao longo de 9°S . Contornos coloridos são da vorticidade relativa (valores em 10^{-4} s^{-1}) em 250 hPa.

5.11 Análise da vorticidade relativa para o dia 29-01-2016

As Figuras de 46 a 50 mostram o campo da vorticidade relativa, com o foco no núcleo do VCAN para os dias 28-01-2016 (Figura 46) e 29-01-2016 (Figura 47), destacando a sua característica de um núcleo com vorticidade negativa.

No dia 28-01-2016 (Figura 46), observa-se a estrutura do VCAN em termos de vorticidade relativa, quando não há presença de nebulosidade no interior do núcleo. A Figura 46a mostra o perfil vertical fixado na latitude de 9°S , onde é possível observar que o núcleo, está posicionado entre 35°W e 26°W , e entre os níveis de 400 e 300 hPa, no qual o núcleo possui apenas vorticidade negativa (contorno azul).

Na análise da vorticidade relativa para o campo horizontal (Figura 46b), no nível de 300 hPa, se observa que o núcleo do VCAN também apresenta vorticidade negativa (contorno azul), reforçando a configuração observada verticalmente.

Esse padrão consistente observado nas Figuras 48a e 48b, de vorticidade predominantemente negativa é uma característica típica de um VCAN que não possui nebulosidade em seu interior.

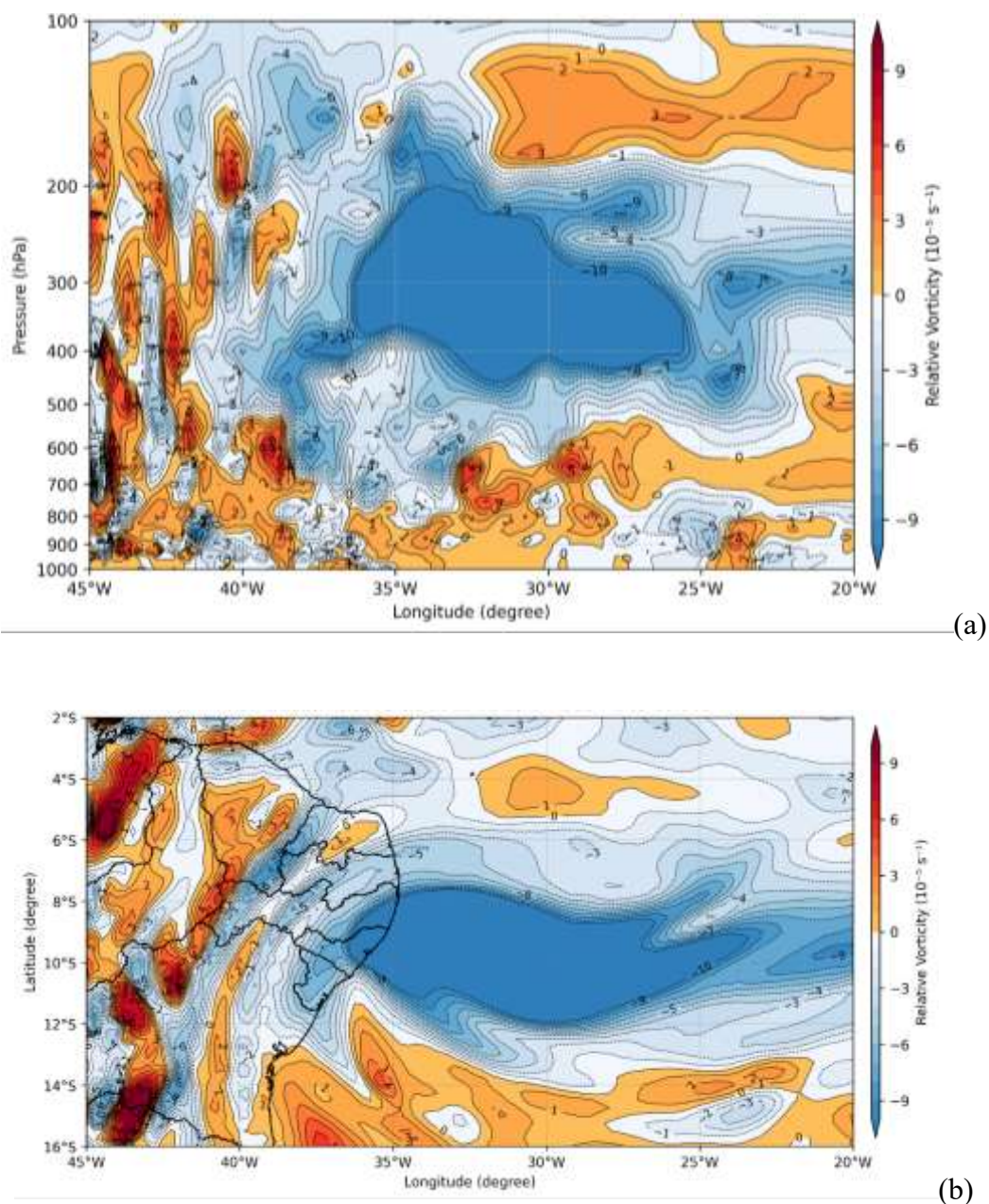


Figura 46 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 300 hPa, às 10:00 UTC do dia 28-01-2016.

Diante do núcleo do VCAN, espera-se um domínio de vorticidade negativa, como observado na figura anterior (Figura 46). No entanto, no dia 29-01-2016 (Figura 47), a vorticidade apresentou um comportamento diferente. Dentro do núcleo do VCAN, onde deveria

predominar a vorticidade negativa (movimento ciclônico), observou-se o surgimento de vorticidade positiva (movimento anticiclônico) ao longo do tempo.

No início do dia 29-01-2016, o campo de vorticidade relativa era semelhante ao da Figura 42, com o núcleo do VCAN apresentando vorticidade totalmente negativa, tanto no campo vertical quanto no horizontal, associada ao movimento ciclônico.

Às 12:00 UTC (Figura 47a), a configuração do campo da vorticidade relativa no núcleo do VCAN apresenta apenas vorticidade negativa em seu interior. Entre 35°W e 33°W, aproximadamente, e entre 600 e 500 hPa, surge um núcleo de vorticidade positiva (tons laranja e vermelho), indicando movimento anticiclônico.

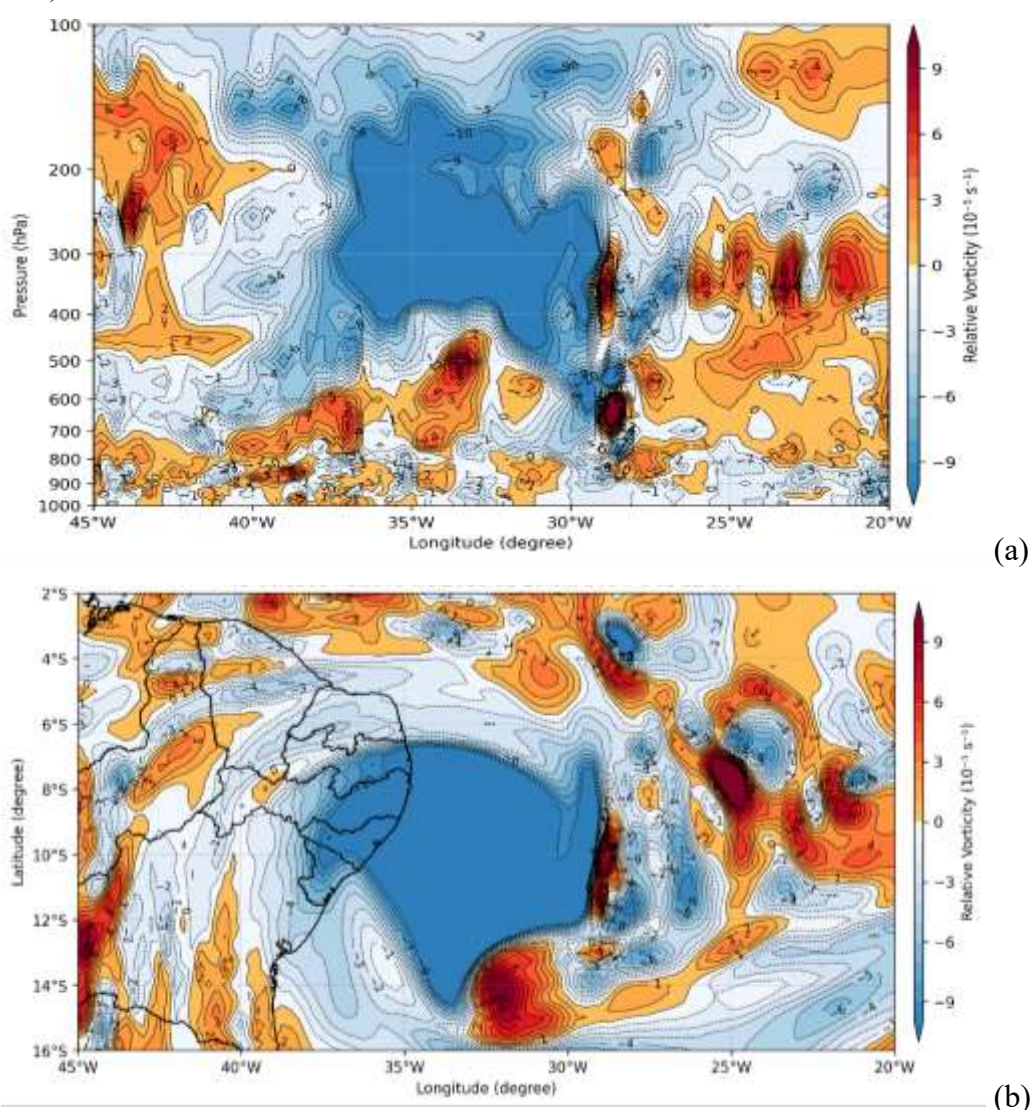


Figura 47 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 300 hPa, às 12:00 UTC do dia 29-01-2016.

Esse núcleo de vorticidade positiva citado na Figura 48a estende-se verticalmente, alcançando o nível de 400 hPa, conforme observado às 15 UTC (Figura 48a). No campo

horizontal (Figura 44b), não houve alterações, e o núcleo do VCAN continua apresentando apenas vorticidade negativa.

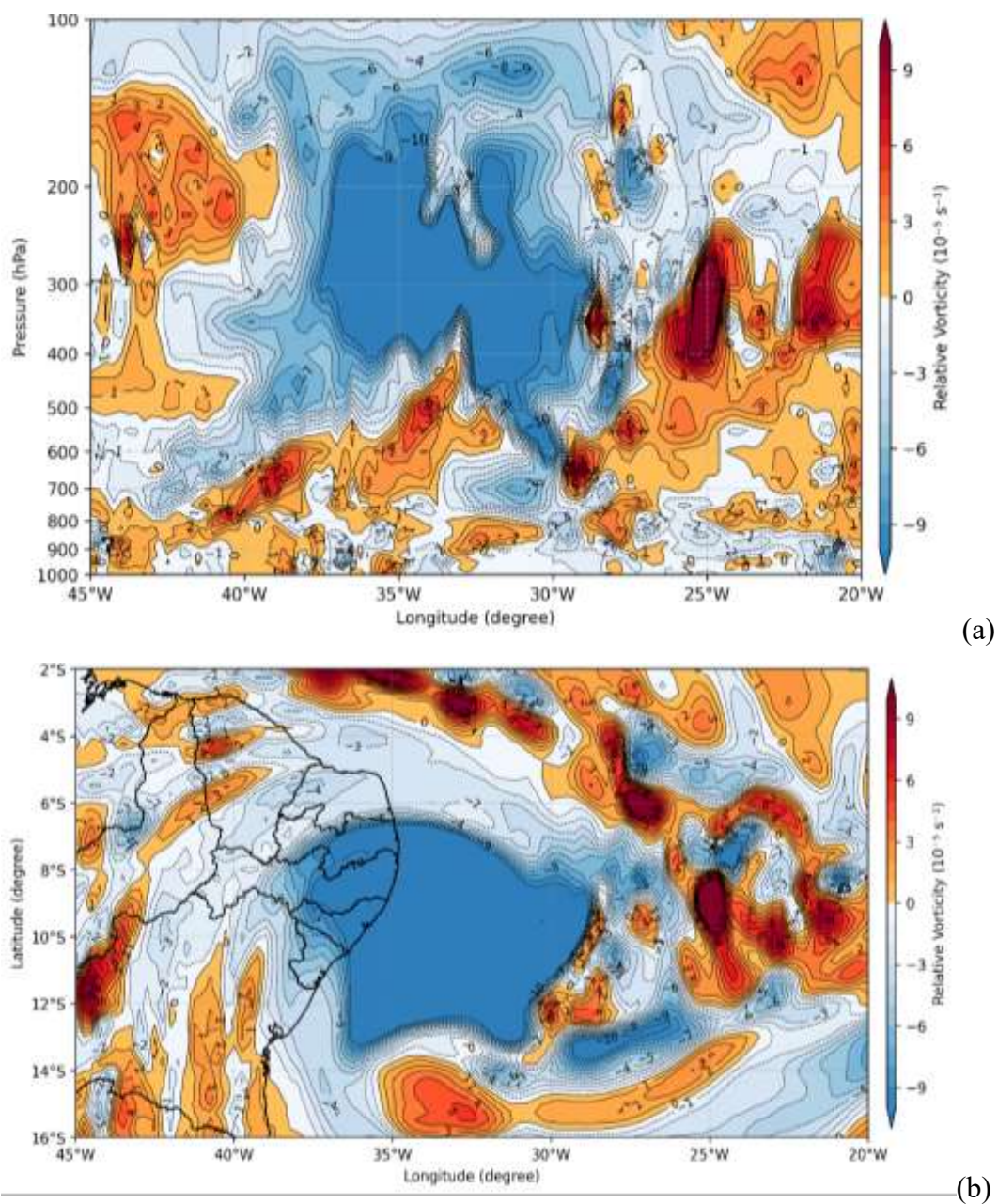


Figura 48 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}) (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 300 hPa, às 15:00 UTC do dia 29-01-2016.

Às 16:00 UTC (Figura 49), a vorticidade anticiclônica estendeu-se verticalmente, alcançando níveis acima de 300 hPa, como observado na Figura 49a, indicando uma mudança significativa na dinâmica do sistema.

É possível observar a presença de vorticidade positiva inserida no núcleo do VCAN no campo horizontal (Figura 49b). Note-se que, entre 35°W e 33°W, surgem dois pequenos núcleos de vorticidade positiva no núcleo do VCAN, localizados a leste do Estado de Pernambuco.

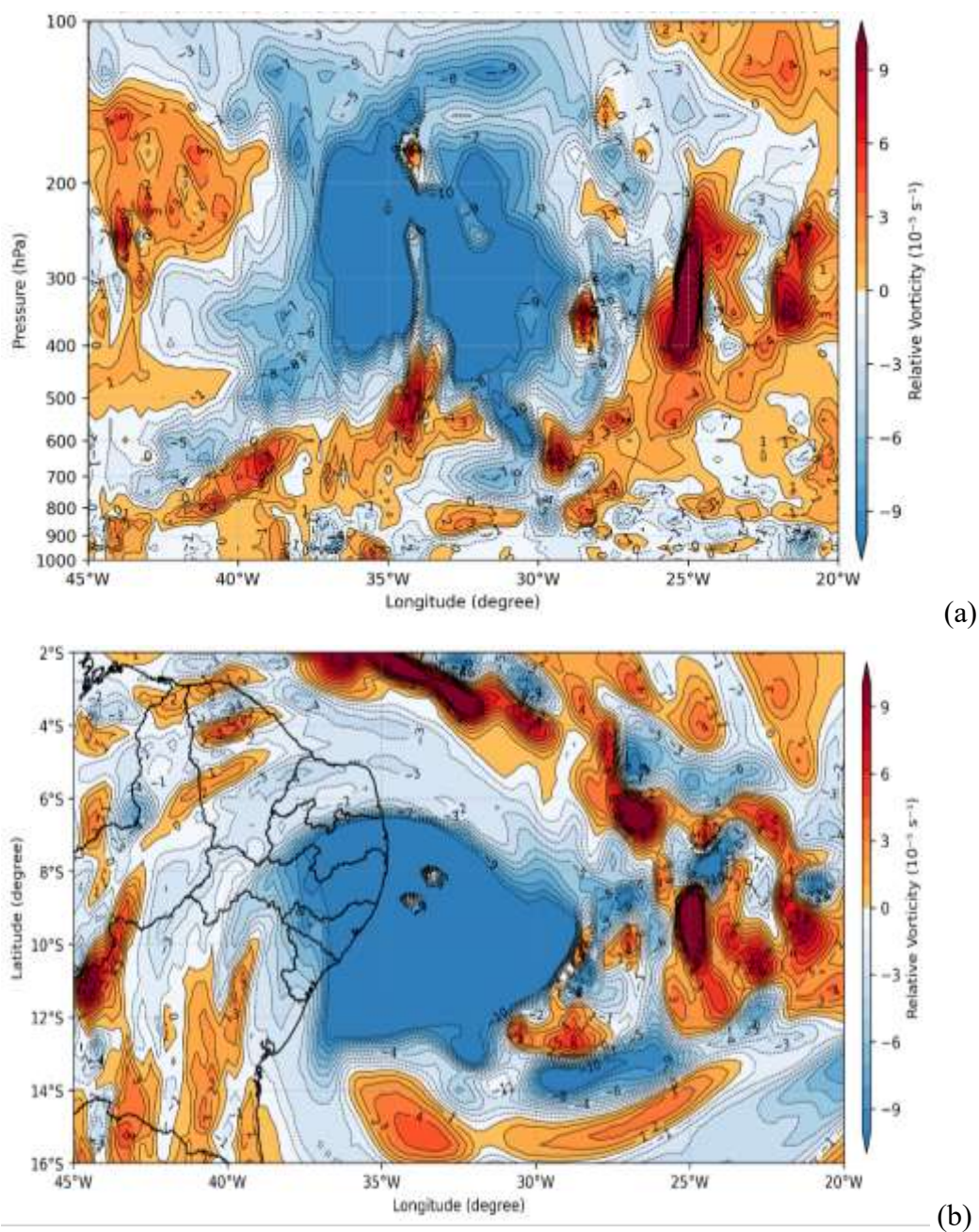


Figura 49 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 300 hPa, às 16:00 UTC do dia 29-01-2016.

Às 22:00 UTC (Figura 50), vorticidade anticiclônica expandiu-se, ocupando uma área significativamente maior dentro do núcleo do VCAN. Essa expansão é evidente tanto no campo vertical (Figura 50a) quanto no campo horizontal (Figura 50b).

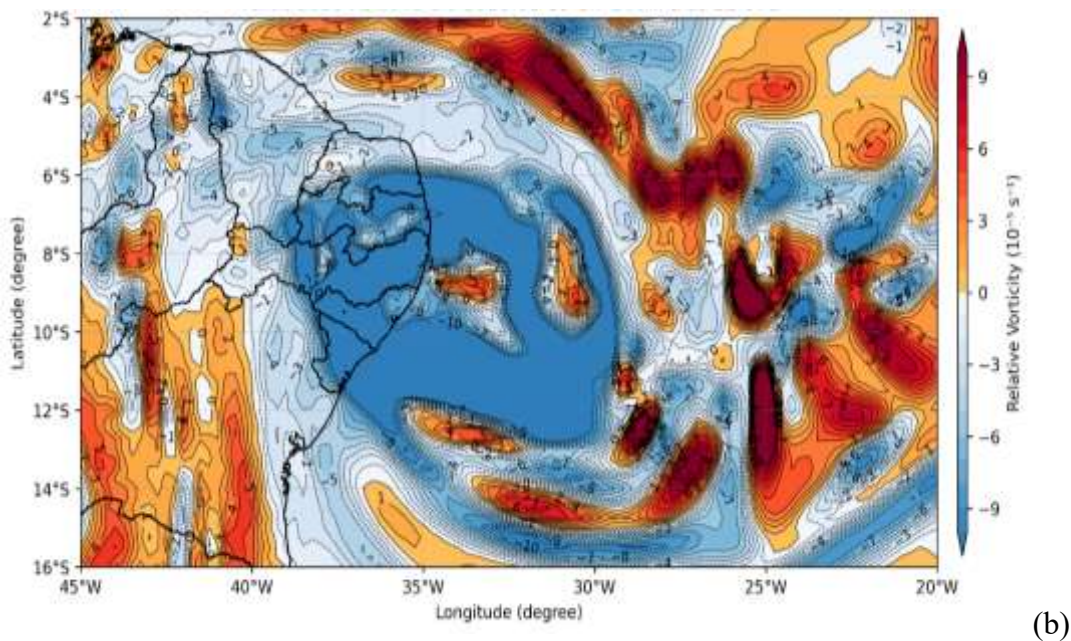
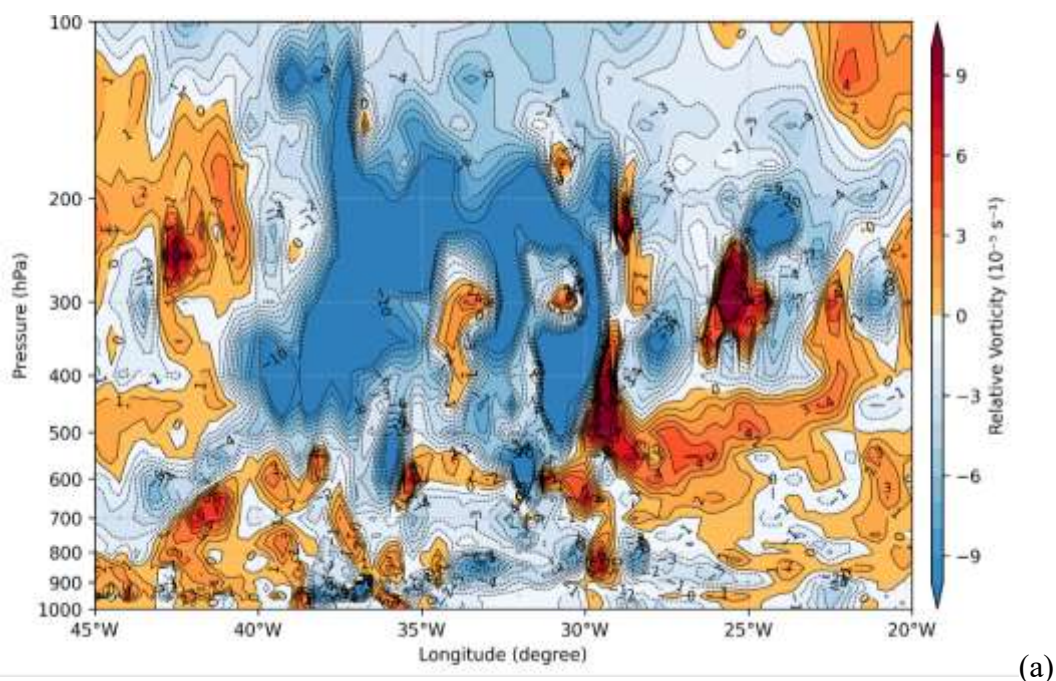


Figura 50 – Campo da vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}): (a) na vertical, (b) na horizontal no nível de 300 hPa, às 22:00 UTC do dia 29-01-2016.

6. DISCUSSÃO

A análise para ambos os dias, resultou em um estudo detalhado sobre os perfis verticais de variáveis termodinâmicas e dinâmicas, associadas aos parâmetros que ocorreram no interior do VCAN.

6.1 16-01-2011

Com o foco na Fonte aparente de Calor (Q_1) e no Sumidouro de umidade ($-Q_2$), como proposto nos objetivos deste trabalho, foi destacado que Q_1 representa o aquecimento devido à liberação de calor latente durante a condensação no processo de formação de nuvens. Diante do contexto apresentado essa era a única fonte possível de aquecimento.

Na média observou-se um Q_1 e $-Q_2$ positivo (Figura 14) entre às 9:00 e 21 UTC, que está relacionado ao aquecimento da superfície, influenciando uma formação de convecção rasa, mediante também a área na qual se encontra. Às 12:00 UTC, Q_1 se estendeu verticalmente, indicando ali um aquecimento até em torno de 200 hPa.

A advecção vertical de espessura e $-Q_2$ (Figura 15) mostrou dois núcleos positivos, entre os níveis de 400 e 250 hPa, entre às 0:00 e 12:00 UTC e o outro entre 15:00 e 21:00 UTC. Esses núcleos positivos estão relacionados ao movimento de subsidência do núcleo do VCAN. A advecção negativa de espessura que surge entre esses núcleos negativos indica que há um aquecimento, com Q_1 nessa região positivo, e que o movimento de subsidência foi rompido, abrindo espaço para um movimento ascendente.

As mesmas características se apresentam na advecção vertical de temperatura (Figura 17), porém com o sinal invertido, como já citado. Dois núcleos de advecção vertical de temperatura negativos indicam o núcleo do VCAN. Entre eles surge uma advecção vertical positiva, indicando que em meio ao resfriamento do núcleo, surge um aquecimento.

Todas essas características apresentadas indicaram que em meio ao núcleo do VCAN, surgiu uma fonte aparente de calor e uma tendência de aquecimento, que mudaram as características primárias, e que proporcionam a um ambiente favorável a formação de atividade convectiva naquele local.

Na análise dinâmica, observa-se que também houve uma mudança nas características primárias do VCAN, onde o interior de núcleo contém apenas vorticidade ciclônica. Como já citado em fontes de estudos anteriores a esse (KOUSKY E GAN, 1981; DE MORAIS, 2020; REIS et al, 2021).

No entanto, o que se observou nesse trabalho, foi que, a tendência (Figura 24) era de vorticidade negativa, associada ao movimento ciclônico, mas entre essa vorticidade negativa, surgiu em algum local do núcleo, vorticidade positiva, indicando um movimento anticiclônico. Essa vorticidade positiva pode ser observada níveis atmosféricos abaixo da base do núcleo do VCAN, e se desloca verticalmente até atingir e se posicionar no interior do núcleo.

A análise dinâmica para este dia foi complexa, devido a inclinação e o deslocamento do VCAN. Além do movimento de deslocamento, e do movimento ciclônico, o VCAN tem movimento aparente de ‘fechamento’, quando comparando as imagens de satélite para o dia 16-01-2011 e 18-01-2011, observa-se que o núcleo que antes compreendia uma extensa área, se encontra em uma área menor. Todos esses fatores contribuíram para que a análise fosse mais complexa para o dia 16-01-2011, embora se tenha encontrado padrões semelhantes ao caso do dia 29-01-2016.

6.2 29-01-2016

Os perfis médios de Q_1 e $-Q_2$ (Figura 35) destacaram dois principais núcleos de Q_1 positivo indicando uma fonte de calor entre às 12:00 e 15:00 UTC, que se estende de 600 a 300 hPa, e outro às 18:00 e 21:00 UTC, entre 500 e 350hPa. Pelo posicionamento e horário na qual se encontra essas fontes de calor, tudo indica que esse aquecimento estaria sendo provocado pela liberação de calor latente durante o processo de condensação, tanto para a formação de nuvens como para a precipitação, que ocorrem ao mesmo tempo. Dentro deste contexto essa seria a fonte mais provável. Reforçando a ação de Q_1 , $-Q_2$ encontra-se positivo, indicando que há um sumidouro de umidade, e que esta umidade está sendo utilizada para favorecer a formação de convecção.

A advecção de espessura teve um perfil semelhante ao do caso de 2011 (Figura42). Surgem núcleos de advecção de espessura negativos, entre às 12:00 e 15:00 UTC, e entre às 18:00 e 21:00 UTC, em torno de advecção de espessura positivos. Essa advecção negativa de espessura que surge entre esses núcleos negativos, indica que ali o movimento de subsidência foi rompido, abrindo espaço para um movimento ascendente.

A advecção vertical de temperatura (Figura 42) mostra que em meio ao resfriamento (linhas pontilhadas) do núcleo do VCAN, surge um aquecimento. Esse aquecimento, junto com a de espessura negativa, favorece a formação de convecção, visto que no mesmo local há uma fonte de calor.

A tendência de temperatura mostrou o surgimento de um aquecimento em meio ao núcleo frio do VCAN.

Sobre essa região se tinha um fluxo de massa (Figura 40) positivo, indicando que há um movimento ascendente nessa camada, e uma advecção vertical de umidade (Figura 41) positiva, contribuindo com a formação de convecção.

Todas essas interações entre as variáveis termodinâmicas, ocorreram no mesmo nível, entre 600 e 300 hPa, nos horários entre 12:00 e 15:00 UTC e entre 18:00 e 22:00 UTC.

A tendência de vorticidade (Figura 45) apresentou, nas primeiras horas do dia 29, uma tendência negativa, o que também pode ser observado no campo da vorticidade relativa (Figura 47). Surge, entre 600 e 500 hPa, uma vorticidade positiva, associada a um movimento anticiclônico, que se desenvolveu entre 33°W e 35°W. Essa vorticidade positiva se estendeu verticalmente, se aprofundando no núcleo de vorticidade negativa, como visto nas Figuras 48, 49, 50. Na figura da vorticidade relativa, às 22:00 UTC (Figura 50) e na imagem de satélite (Figura 29d), observa-se que a área na qual possui vorticidade relativa positiva dentro VCAN, corresponde a mesma área na qual se tem as nuvens convectivas.

7. CONCLUSÕES

Neste estudo, foram analisados os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) com convecção em seu interior, buscando identificar padrões ou condições semelhantes que proporcionassem a compreensão da formação de atividade convectiva no núcleo dos vórtices.

Por meio de imagens de satélite do Canal Realçado (GOES 10 e 12) e no Canal 14 (GOES 16), foram identificados os casos desses vórtices, e dois deles foram selecionados para uma análise dinâmica e termodinâmica: os casos dos dias 16-01-2011 e 29-01-2016.

Os dados de reanálise do ERA5, proporcionaram uma investigação para os campos termodinâmicos e dinâmicos, mostrando resultados bastante satisfatórios, que contribuiu para alcançar o objetivo desse estudo.

Os resultados obtidos mostraram que, em ambos os casos, houve uma intrusão de vorticidade positiva dentro do núcleo de vorticidade negativa. Essa vorticidade adentra o núcleo pela região que corresponde à sua base. E pode ser observada no campo vertical, como uma grande porção pertencente a níveis mais baixos da troposfera.

O aprofundamento da vorticidade positiva dentro do núcleo, proporcionou uma abertura para a formação de convecção no interior do núcleo, através das variáveis termodinâmicas. A correspondência espacial entre a região de atuação dessas variáveis e a área de convecção observada nas imagens de satélite, reforça a consistência e a veracidade dos resultados deste estudo.

Esta dissertação junto com o estudo de caso de Lopes (2023), apresentam uma nova característica aos Vórtices ciclônicos de altos níveis: a formação de convecção em seu interior. Além disso, realiza uma investigação e análise sobre a dinâmica e termodinâmica desse sistema meteorológico, contribuindo para o avanço de conhecimento tanto para literatura quanto para a meteorologia. Os resultados apresentam um novo comportamento dos VCANs, que pode influenciar a previsão do tempo quando um VCAN com esta característica estiver atuando.

Para estudos futuros propõe-se investigar a interação que ocorre entre a base do VCAN e os baixos níveis da atmosfera, podendo analisar os efeitos da camada limite atmosférica, eventos da área costeira e disponibilidade energética.

8. REFERÊNCIAS

- CASTAÑO, D., NAVARRO, M. C., HERRERO, H. Cyclonic and Anticyclonic Rotation in a Cylinder Cooled Inhomogeneously on the Top. **Chaos**, vol. 31, n. 9. 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1063/5.0061312>.
- CHEN, T. Maintenance of Summer Monsoon Circulations: A Planetary-Scale Perspective. **Journal of Climate**, v. 16, n. 12, p. 2022–2037. 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<2022:MOSMCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2022:MOSMCA>2.0.CO;2).
- COSTA, R. L.; SOUZA, E. P. DE. Aplicação de uma teoria termodinâmica no estudo de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 1, p. 96-104. mar, 2014.
- 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, p. 311–323. 2010.
- DE MORAIS, M. D. C., GAN, M. A., YOSHIDA, M. C. Features of the upper tropospheric cyclonic vortices of Northeast Brazil in life cycle stages. **International Journal of Climatology**, v. 41, p. 39-58. 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.6839>
- FERREIRA, R. R.; SOUZA, E. P. DE. Aspectos Termodinâmicos de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis sobre a Região Nordeste do Brasil: um Estudo de Caso. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 42, p. 504–513. 2019.
- 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.
- JOYCE, R. J., JANOWIAK, J. E., ARKIN, P. A., XIE, P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v.5, p. 487-503. 2004.
- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538–538, 1 dez. 1981.
- LIN LI, PINAKI CHAKRABORTY. “Birth of a Cold Core in Tropical Cyclones Past

Landfall.” **Physical Review Fluids**, vol. 6, no. 5, 26 mai. 2021. <https://doi.org/10.1103/physrevfluids.6.l051801>.

LOPES, B.A. **Aspectos dinâmicos e termodinâmicos de um vórtice ciclônico de altos níveis com precipitação no seu interior**. Trabalho de Conclusão de Curso, Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, p. 35. 2023.

MISHRA et al. Genesis of the Northeast Brazil Upper-Tropospheric Cyclonic Vortex: A Primitive Equation Barotropic Instability Study. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, 1379–1392. 2007, <https://doi.org/10.1175/jas3893.1>.

PAIXÃO, E. B.; GANDU, A. W. Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior sobre o Nordeste do Brasil (Parte I). In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, p. 3422-3428. 2000.

PEEL, MURRAY C.; FINLAYSON, BRIAN L.; McMAHON, Thomas A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s. l.], v. 11, n. 5, p. 1633-1644. 2007. DOI: 10.5194/hess-11-1633-2007.

PRAKKI SATYAMURTY; MARCELO ENRIQUE SELUCHI. Characteristics and structure of an upper air cold vortex in the subtropics of South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, n. 3-4, p. 203–220, 1 jun. 2007.

RAMÍREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, p. 45-62. 1996.

REIS, R. R., GONÇALVES, W. A., MENDES, D. Climatology of the dynamic and thermodynamic features of upper tropospheric cyclonic vortices in Northeast Brazil, **Climate Dynamics**, v.57, p. 3413-3431. 2021.

REPINALDO, H. F. B., et al. “Upper Tropospheric Cyclonic Vortex and Brazilian Northeast Jet Stream over Alagoas State: Circulation Patterns and Rainfall.” **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol. 35, no. spe, pp. 745–754, Dec. 2020. <https://doi.org/10.1590/0102-7786355000003>.

SILVA, P. L., et al. “Large-Scale Response of the Tropical Atmosphere to Transient Convection.” **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 40, no. 11, pp. 2689–2707, Nov. 1983. [https://doi.org/10.1175/15200469\(1983\)040%3C2689:LSROTT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200469(1983)040%3C2689:LSROTT%3E2.0.CO;2).

THORNTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev*, v.38, p.55-94. 1948.

VIRJI, H. An Estimate of the Summertime Tropospheric Vorticity Budget over South America. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 3, p. 217–224. 1982. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1982\)110<0217:AEOTST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0217:AEOTST>2.0.CO;2).

YANAI, M.; TOMITA, T. Seasonal and Interannual Variability of Atmospheric Heat Sources and Moisture Sinks as Determined from NCEP–NCAR Reanalysis. **Journal of Climate**, v. 11, n. 3, p. 463–482, mar. 1998.

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J. Determination of Bulk Properties of Tropical Cloud Clusters from Large-Scale Heat and Moisture Budgets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, n. 4, p. 611-627, mai. 1973.