

**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

Rosaria Rodrigues Ferreira

**Aspectos Termodinâmicos de um Vórtice Ciclônico
de Altos Níveis Sobre o Nordeste Do Brasil**

Campina Grande, Fevereiro de 2017.



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

**ASPECTOS TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO
DE ALTOS NÍVEIS SOBRE O NORDESTE DO BRASIL**

ROSARIA RODRIGUES FERREIRA

Campina Grande - PB
Fevereiro de 2017

ROSARIA RODRIGUES FERREIRA

**ASPECTOS TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO
DE ALTOS NÍVEIS SOBRE O NORDESTE DO BRASIL**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós Graduação em Meteorologia, da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Sub-área: Sinótica/Termodinâmica da Atmosfera

Orientador: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza

Campina Grande - PB
Fevereiro de 2017

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

F383a Ferreira, Rosaria Rodrigues.
Aspectos termodinâmicos de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o Nordeste do Brasil / Rosaria Rodrigues Ferreira. – Campina Grande, 2017.
85 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2017.
"Orientação: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza".
Referências.

1. Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN). 2. Comportamento Atmosférico – Forçamento Térmicos e Dinâmicos. 3. Balanços de Umidade e Calor – Nordeste do Brasil. I. Souza, Enio Pereira de. II. Título.

CDU 551.509 (043)

ROSARIA RODRIGUES FERREIRA

ASPECTOS TERMODINÁMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS
NÍVEIS SOBRE O NORDESTE DO BRASIL

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 24/02/2017

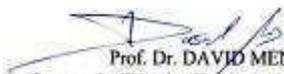
BANCA EXAMINADORA



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



Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. DAVID MENDES
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus e a Jesus Cristo, que sempre estiveram ao meu lado, me guiando, protegendo e levando para os caminhos certos da minha vida, e mostraram que eu poderia me tornar uma pessoa de sucesso através do conhecimento e da educação.

Agradeço ao meu orientador Professor Dr. Enio Pereira de Souza, por toda orientação dada nesse mestrado, por toda gentileza e paciência com que fui tratada. Serei eternamente grata a você, muitíssimo obrigado por tudo.

Agradeço a todos os amigos da turma de mestrado em meteorologia do ano de 2015, em especial a Nikolai Espinoza pelo grande amor, carinho e amizade.

À CAPES pelo apoio financeiro.

"Agradeço todas as dificuldades que enfrentei, se não fosse por elas, eu não teria saído do lugar. As facilidades nos impedem de caminhar. Mesmo as críticas nos auxiliam muito".

Chico Xavier

"Há um tempo em que é preciso abandonar as roupas usadas que já tem a forma de nosso corpo, e esquecer nossos caminhos que nos levam sempre aos mesmos lugares. É o tempo da travessia, e se não ousarmos fazê-la, teremos ficado para sempre, à margem de nós mesmos".

Fernando Teixeira de Andrade

RESUMO

Os balanços de calor e umidade são comumente utilizados no estudo do comportamento atmosférico na presença de forçamento térmicos e dinâmicos. Em 1973, alguns autores introduziram um método para o cálculo do que chamaram de fonte aparente de calor (Q_1) e sumidouro aparente de umidade (Q_2), obtidos como resíduos dos balanços de calor e umidade em grande escala. Com este trabalho pretende-se investigar as características dos balanços de umidade e calor para a região de atuação de um vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a região nordeste do Brasil (NEB), para um evento ocorrido durante o período de 13 a 24 de janeiro de 2011. A análise do ciclo de vida relacionada ao VCAN em termos do balanço de umidade e calor configura-se de grande relevância, já que as mudanças de fase da água são importantes fontes ou sumidouros de energia na atmosfera tropical, em que a condensação da grande quantidade de vapor d'água leva à liberação de grande quantidade de energia, na forma de calor latente de condensação. Os conjuntos de dados utilizados neste estudo foram de reanálises do ERA-Interim pertencentes ao European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) com uma resolução espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, juntamente com o uso de imagens de satélite GOES-12 do canal infravermelho realçado pertencente ao banco de imagens da Divisão de Satélites Ambientais (DSA/INPE), informações de radiossondagem atmosféricas, dados de precipitação estimada pelo satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), e ainda dados de estação meteorológica de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A justificativa que resultou na escolha deste caso de VCAN levou em consideração o fato deste evento ter sido bastante intenso durante seu tempo de vida, e teve características bem significativas nas áreas em que o seu centro e sua periferia atuaram. Foram definidos pontos de análises de Q_1 e Q_2 , esses pontos foram ditos como regiões onde o centro e a borda do vórtice estiveram atuando durante seu ciclo de vida. Como resultado foi observado que sobre o ponto da borda, houve uma evolução temporal de Q_1 e Q_2 desde o nível de 1000 até 200 hPa, durante o período de atuação do vórtice sobre Bom Jesus da Lapa, esses parâmetros mostraram que devido ao centro do VCAN atuar com mais intensidade sobre o local, a subsidência foi dominante, principalmente nos dias em que esse sistema esteve mais intenso. Os picos de Q_1 por volta de 400 hPa são indicativos de que o ar frio que advém do centro do VCAN, pode inibir o processo de convecção, e os picos de Q_2 por volta de 700 hPa podem estar associados a uma convecção rasa. Já para a cidade de Natal foi visto que durante a atuação da borda do VCAN, Q_1 e Q_2 se mostraram bem correlacionados, sendo isto um indicativo que o processo de formação de convecção profunda e a liberação de calor latente estiveram acontecendo.

Palavras-Chave: VCAN; Termodinâmica; Umidade; Nordeste do Brasil.

ABSTRACT

A Heat and moisture balance are commonly used in the study of atmospheric behavior in the presence of thermal and dynamic forcing. In 1973, some authors introduced a method for calculating what they called apparent heat source (Q_1) and apparent moisture sink (Q_2), obtained as a residual of large-scale heat and moisture balance. This work intends to investigate the characteristics of moisture and heat balance for the performance of a cyclonic vortex of upper levels (VCAN) in northeastern Brazil (NEB) that occurred during the period from 13 to 24 January 2011. The life cycle analysis of VCAN in terms of moisture and heat balance is of major importance, since the phase changes of water are important sources or sinks of energy for the tropical atmosphere, in which large amounts of condensation water vapour leads to release of large amount of energy, in the form of latent heat of condensation. The data set used in this study are of the ERA-Interim reanalysis of the European Centre for MediumRange Weather Forecasts (ECMWF) with a spatial resolution of 0.5° , along with the use of GOES-12 infrared-channel satellite imagery from the Division of Environmental Satellites (DSA/INPE), atmospheric apparatus information, estimated precipitation data the satellite Rainfall Tropical Measuring Mission (TRMM) , and weather station data of the surface of the National Institute of meteorology (INMET). The justification that resulted in the choice of this case VCAN took into account the fact this event was very intense during his time, life and it had very significant characteristics in the areas in which the center and its periphery acted. Points were defined analyses of Q_1 and Q_2 , these points were defined as regions where the center and the edges of the vortex were acting during their life cycle. As a result it was observed that at the border point, there was a temporal evolution of Q_1 and Q_2 since the 1000 level up to 200 hPa, during the period of operation of the vortex at Bom Jesus da Lapa these parameters showed that due to the center of the VCAN act with more intensity about this site, the subsidence was dominant, especially in the days when this system was more intense, the negative peaks of Q_1 around 400 hPa are indicative that the cold air comes from the center of the VCAN may inhibit the process of convection, and the peaks of Q_2 around 700 hPa can be associated with shallow convection. For the city of Natal it was seen during the performance of the VCAN, Q_1 and Q_2 were well correlated, being this an indication that the process of formation of deep convection and the latent heat release were occurring.

Key-Words: VCAN; Termodinâmico; Humidity; Northeastern Brazil.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ilustração esquemática do processo de formação de um VCAN clássico

Figura 2. Campo de linha de corrente em 200 hPa, ilustrando o mecanismo de formação de um VCAN clássico

Figura 3. Campo de linha de corrente em 200 hPa, ilustrando o mecanismo de formação de um VCAN proposto por Ramírez *et al.*, 1998

Figura 4. Campo de linha de corrente em 200 hPa, ilustrando o mecanismo de formação de um VCAN do tipo Formação Africana I

Figura 5. Campo de linha de corrente em 200 hPa, ilustrando o mecanismo de formação de um VCAN do tipo Formação Africana II

Figura 6. Ilustração esquemática do processo de formação de um VCAN e sua estrutura vertical observa-se a circulação termicamente direta

Figura 7. Isolinhas de movimento vertical em coordenadas de pressão (w) em 500 hPa. As linhas grossas representam valores de movimento vertical positivo, e as linhas pontilhadas representam movimento vertical negativo. Os vetores indicam a direção e o módulo do vento no nível de 200 hPa

Figura 8. Imagem de satélite do canal infravermelho realçado para o dia 02/03/2008 as 22:00 UTC, e Ilustração de nebulosidade associada ao VCAN durante o seu deslocamento

Figura 9. (a) Configuração de nebulosidade de formato tipo "S", (b) configuração de nebulosidade de formato tipo "Y"

Figura 10. Posição dos centros dos VCANS, com a indicação dos dias de atuação sobre a América do Sul, durante o mês de janeiro de 2011

Figura 11. Carta sinótica de altitude as 18 UTC para o dia 14/01/2011, e imagem de satélite do canal vapor de água, também para a mesma data e horário

Figura 12. Carta sinótica de altitude as 18 UTC para o dia 21/01/2011, e imagem de satélite do canal vapor de água, também para a mesma data e horário

Figura 13. Distribuição espacial das estações meteorológicas de radiossondagem utilizadas

Figura 14. Perfis verticais médios de Q_1 (Linha sólida), Q_2 (Linha pontilhada) , e Q_R (Linha sólida)

Figura 15. Campos linha de corrente do vento (m/s) e vorticidade relativa ($10^5 s^{-1}$) em 200hPa, junto com imagens de satélite do canal vapor d' água. Todas as imagens são referentes ao horário de 18:00 UTC para cada um dos dias em que o VCAN esteve atuando

Figura 16. (a) Evolução diária de Q_1 durante atuação do VCAN para o ponto de PT variando, desde 1000 até 100 hPa. (b) Evolução diária de Q_2 durante atuação do VCAN para o ponto de PT variando, desde 1000 até 100 hPa. (c) Evolução diária de Q_1 durante atuação do VCAN para o ponto de NT variando, desde 1000 até 100 hPa. (d) Evolução diária de Q_2 durante atuação do VCAN para o ponto de NT variando, desde 1000 até 100 hPa

Figura 17. (a) Evolução diária de Q_1 durante atuação do VCAN para o ponto de BJL, variando desde 1000 até 100 hPa . (b) Evolução diária de Q_2 durante atuação do VCAN para o ponto de BJL variando, desde 1000 até 100 hPa, (c) Evolução diária de Q_1 durante atuação do VCAN para o ponto de SV variando, desde 1000 até 100 hPa. (d) Evolução diária de Q_2 durante atuação do VCAN para o ponto de SV variando, desde 1000 até 100 hPa

Figura 18. (a) Espacialização de Q_1 no dia 13/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 13/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 13/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 13/jan

Figura 19. (a) Espacialização de Q_1 no dia 14/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 14/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 14/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 14/jan

Figura 20. (a) Espacialização de Q_1 no dia 15/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 15/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 15/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 15/jan

Figura 21. (a) Espacialização de Q_1 no dia 21/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 21/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 21/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 21/jan

Figura 22. (a) Espacialização de Q_1 no dia 22/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 22/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 22/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 22/jan

Figura 23. (a) Espacialização de Q_1 no dia 23/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 23/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 23/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 23/jan

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Estações meteorológicas de superfície utilizadas

Tabela 2. Classificação de CAPE

Tabela 3. Classificação de CINE

Tabela 4. Distribuição de CAPE, CINE, e chuva observada para a cidade de Petrolina durante a atuação do VCAN

Tabela 5. Distribuição de CAPE, CINE, e chuva observada para a cidade de Natal durante a atuação do VCAN

Tabela 6. Distribuição de CAPE, CINE, e chuva observada para a cidade de Bom Jesus da Lapa durante a atuação do VCAN

Tabela 7. Distribuição de CAPE, CINE, e chuva observada para a cidade de Salvador durante a atuação do VCAN

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB - ALTA DA BOLÍVIA

AAN - ALTA DA ANGOLA

AN - ALTA DO NORTE

AASAS - ALTA DO ATLÂNTICO SUL DE AR SUPERIOR

AM - AMÉRICA DO SUL

BIAF - BIFURCAÇÃO INTER-HEMISFÉRICA DO OESTE DA ÁFRICA

BJL - BOM JESUS DA LAPA

CAPE - *CONVECTIVE AVAILABLE POTENTIAL ENERGY*

CAN - CAVADO DE ALTOS NÍVEIS

CINE - *CONVECTIVE INHIBITION ENERGY*

CJNEB - CORRENTE DE JATO DO NORDESTE BRASILEIRO

CMORPH - *PREDICTION CENTER MORPHING METHOD*

CU - CUMULUS

CPTEC - CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS

DOL - DISTURBIOS ONDULATÓRIOS DE LESTE

DSA - DIVISÃO DE SATÉLITES E SISTEMAS AMBIENTAIS

ECMWF - *EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM RANGE WEATHER FORECASTS*

ENOS - EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL

GOES - *GEOSTATIONARY OPERATIONAL ENVIRONMENTAL SATELLITE*

HN - HEMISFÉRIO NORTE

HS - HEMISFÉRIO SUL

INMET - INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA

INPE - INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

NCEP - *NATIONAL CENTERS FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION*

NCAR - *NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH*

NCE - NÍVEL DE CONVECÇÃO ESPONTÂNEA

NE - NÍVEL DE EQUILÍBRIO

NEB - NORDESTE DO BRASIL

NT - NATAL

PT - PETROLINA

Q_1 - FONTE APARENTE DE CALOR

Q_2 - SUMDOURO APARENTE DE UMIDADE

SF - SISTEMA FRONTAL

SV - SALVADOR

TRMM - *RAINFALL TROPICAL MEASURING MISSION*

TV_p - TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL DA PARCELA

T_v - TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL DO AMBIENTE

VCAN - VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS

ZCAS - ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

ZCIT - ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 JUSTIFICATIVA	2
2 OBJETIVO GERAL	3
2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
3.1 GÊNESE	4
3.2 MANUTENÇÃO	10
3.3 ESTRUTURA VERTICAL DO VCAN	11
3.4 DESLOCAMENTO, TEMPO DE VIDA E VARIABILIDADE	12
3.5 NEBULOSIDADE ASSOCIADA E PRECIPITAÇÃO	14
3.6 ESTUDOS TERMODINÂMICOS DIRECIONADOS À VCAN.....	17
3.7 MÉTODOS DE IDENTIFICAÇÃO E RASTREAMENTO	19
3.8 FONTE APARENTE DE CALOR (Q_1) E SUMIDOURO APARENTE DE UMIDADE (Q_2).....	21
4 MATERIAL E MÉTODOS	24
4.1 JUSTIFICATIVAS PARA O CASO DE VCAN ESCOLHIDO	24
4.2 DADOS	26
4.3 DESCRIÇÃO DOS ÍNDICES TERMODINÂMICOS	29
4.4 UTILIZAÇÃO DA FONTE APARENTE DE CALOR (Q_1) E SUMIDOURO APARENTE DE UMIDADE (Q_2)	32
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	34
5.1 CARACTERIZAÇÃO E ANÁLISE SINÓTICA DO VCAN.....	34
5.2 ANÁLISES DOS PERFIS VERTICAIS DA FONTE APARENTE DE CALOR (Q_1) E SUMIDOURO DE UMIDADE (Q_2), VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO ACUMULADA, E ÍNDICES TERMODINÂMICOS PARA OS PONTOS DE PETROLINA (PT) E NATAL (NT).	41

5.3 ANÁLISES DOS PERFIS VERTICAIS DA FONTE APARENTE DE CALOR (Q_1) E SUMIDOURO DE UMIDADE (Q_2), VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO ACUMULADA, E ÍNDICES TERMODINÂMICOS PARA OS PONTOS DE BOM JESUS DA LAPA (BJL) E SALVADOR (SV).....	47
5.4 VARIABILIDADE ESPACIAL DA FONTE APARENTE DE CALOR E SUMIDOURO APARENTE DE UMIDADE.....	53
6 CONCLUSÕES E SUGESTÕES	63
7 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65

1 INTRODUÇÃO

O regime de precipitação na região nordeste do Brasil (NEB) depende muito do tipo de sistema meteorológico que estará atuando. Dentre estes sistemas destacam-se: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é responsável pelo regime de chuvas que ocorrem no centro e norte da região; os Sistemas Frontais (SF) que podem provocar chuva na parte sul; os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) responsáveis pelas chuvas na costa leste do NEB; e os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), que produzem chuvas, principalmente, na parte norte e leste dessa região (Kousky, 1979; Gan e Kousky, 1986; Molion e Bernardo, 2002; Polzin e Hastenrath, 2014; Gomes et al., 2015). A costa leste do NEB é uma região de frequente ocorrência de um distúrbio ciclônico de escala sinótica. Este sistema é conhecido VCAN, e é considerado um dos principais sistemas meteorológicos que influencia diretamente no tempo na região tropical, principalmente na região NEB (Aragão, 1975).

O VCAN pode ser definido como uma baixa fria em escala sinótica, formados inicialmente na alta troposfera, que em algumas situações se estende até os níveis inferiores, e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que sua periferia (Kousky e Gan, 1981). Para região NEB esse sistema pode contribuir para o aumento da subsidência em alguns locais, ou para ocorrência de chuvas. As chuvas esporádicas que ocorrem por causa da presença do vórtice, tem uma grande importância para o NEB, e isso acaba se tornando notícia quando se trata do tempo na região, principalmente pra aquelas áreas que são castigadas pela seca, como o sertão, o agreste e o cariri. Isso porque depois de um longo período de estiagem, as chuvas que vem por conta do VCAN podem contribuir por exemplo, pra recarga de rios e açudes, etc.

Os VCANs são classicamente conhecidos como sistemas ambíguos, pois, se por um lado são capazes de produzir grandes totais pluviométricos, devido à atuação da convecção gerada ao longo de sua periferia, por outro lado, podem inibir drasticamente a formação de nuvens devido ao movimento descendente de ar frio e seco no seu centro (Costa, 2009). Esse potencial em influenciar fortemente o regime

pluviométrico de uma localidade em um curto espaço de tempo, faz com que ele seja classificado como um sistema extremamente importante independentemente da região em que atue.

1.1 JUSTIFICATIVA

A motivação para o presente trabalho voltado aos VCANs reside no fato de que esse sistema meteorológico pode ser responsável por grandes acumulados de chuva sobre a região que atua, ou pode trazer período de estiagem, a depender da posição do seu centro. Assim, os mecanismos associados à sua gênese, evolução e manutenção não são ainda totalmente conhecidos. Com base nas ferramentas de estudo e na metodologia que será proposta aqui, espera-se que algumas informações sobre os aspectos termodinâmicos desses vórtices sejam encontradas.

Em geral a maioria dos estudos sobre os VCANs são voltados para a parte observacional das nuvens convectivas associadas à forte precipitação, ou a períodos de estiagem que podem ser favorecidos pelo deslocamento do centro do vórtice. Alguns aspectos desses vórtices ainda permanecem com pouca exploração, como por exemplo, o entendimento dos processos termodinâmicos que diferem um VCAN que consegue adentrar sobre o continente de outro que não consegue penetrar no continente, permanecendo ou se dissipando sobre sua região de origem. O trabalho feito por Coutinho (2016) teve um caráter climatológico voltado para os VCANs, num estudo observacional e numérico, durante a evolução desses sistemas. Mas uma lacuna de informações em relação aos processos termodinâmicos envolvidos no ciclo de vida desses vórtices ainda precisa ser preenchida, e isso serviu como motivação para que, neste estudo.

2 OBJETIVO GERAL

Tem-se como objetivo geral estudar as condições termodinâmicas de um VCAN, a fim de compreender os mecanismos termodinâmicos de manutenção do sistema, e identificar a sua evolução temporal.

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Caracterizar as fases ao longo do ciclo de vida de um VCAN ocorrido em janeiro de 2011.
2. Estudar a energética do sistema através da fonte aparente de calor (Q_1) e sumidouro aparente de umidade (Q_2), seguindo a metodologia proposta por Yanai *et al.*, (1973).
3. Usar indicadores termodinâmicos como: CAPE (Convective Available Potential Energy), e o CINE (Convective Inhibittion Energy).

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta seção discutirá um pouco dos vários aspectos relacionados ao VCAN, tais como sua origem, manutenção, estrutura vertical, deslocamento, persistência e tempo de Vida, variabilidade, nebulosidade associada e precipitação, e ainda alguns métodos de identificação e rastreamento. No presente trabalho o enfoque será voltado ao VCAN do tipo Palmer atuante na região tropical.

3.1 GÊNESE

Palmèn (1949) introduziu as pesquisas sobre os vórtices que tinham sua gênese ligada ao escoamento de cavados em altos níveis, associados a bolsões de ar frio que se desprendiam da sua região de origem. Alguns anos depois Simpson (1951), verificou em algumas áreas na região do Hawai tempestades que ele denominou de "Kona", localizadas sobre o oceano Pacífico leste, tinham as mesmas características dos vórtices que Palmèn (1949) tinha observado. Algumas das principais características desses vórtices (Ciclones desprendidos ou Cut-Off Low) são:

- a) Se formam a partir do desprendimento de extensos cavados de ar superior associados a bolsões de ar frio.
- b) Ao penetrar nos subtropicais, podem ter uma inclinação meridional bem acentuada.
- c) Se deslocam no sentido de oeste para leste.
- d) Se formam de maneira mais frequente durante o inverno e primavera.
- e) Sua origem é aproximadamente sobre a região do Oceano Pacífico.

Num estudo posterior ao de Palmèn (1949), Palmer (1951) identificou alguns vórtices em ar superior na região equatorial, que até então não tinham sido documentados. A partir daí ele verificou que esses vórtices de origem tropical, tinham sua gênese associada a cavados corrente abaixo de uma circulação anticiclônica sobre a AS, que geralmente se intensificava durante a primavera e verão, e sua zona de atuação era a sobre o Oceano Atlântico Sul.

Alguns dos estudos clássicos que ao longo da história objetivaram analisar os VCANs, oriundos da região tropical e atuantes sobre o NEB foram realizados por Frank (1970); Dean (1971); Aragão (1975); Kousky e Gan (1981); Virji (1981); Gan e Kousky (1986); Rao e Bonatti (1987); Figueroa (1997); Ramírez *et al.*, (1999); Paixão (1999).

Kousky e Gan (1981), Gan e Kousky (1986), desenvolveram estudos sobre a atuação do VCAN na região tropical, objetivando um melhor entendimento sobre a variabilidade sazonal e interanual desse sistema. Uma das justificativas desses estudos foi que por volta da década de 80, era muito importante ter uma melhor compreensão das secas e enchentes que ocorriam na região NEB. Com base em análises feitas com o uso de dados convencionais de imagens de satélite, Kousky e Gan (1981) verificaram o comportamento desses sistemas que eles denominaram de "vórtice ciclônico da alta troposfera", e ainda verificaram as possíveis causas de sua formação. Um dos mecanismos de formação que os autores atribuíram à gênese do VCAN dizia que, a entrada de um SF nos subtropicais provocava advecção de ar quente no seu lado leste, e isto serviria para amplificar a crista do nível superior, conseqüentemente, o cavado que estava ao leste do escoamento era intensificado, formando assim o VCAN. A Figura 1 ilustra esse processo de formação de VCAN descrito pelos autores.

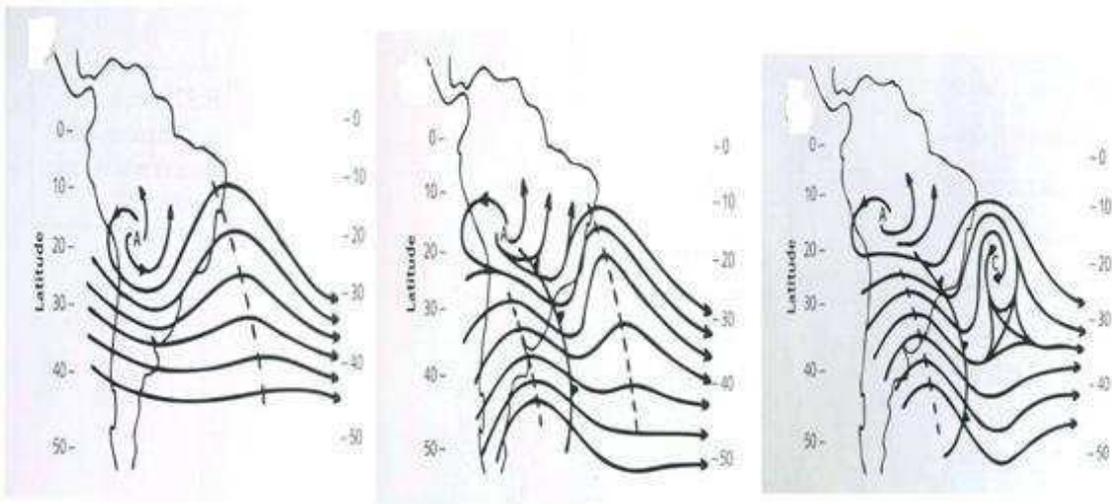


Figura 1. Ilustração esquemática do processo de formação de um VCAN clássico.
Fonte: Adaptado de Kousky e Gan (1981).

Alguns autores discutiram sobre outros mecanismos de formação do VCAN além do modelo conceitual de formação proposto por Kousky e Gan (1981). Figueroa (1997) atribuiu como principal fator para a formação do VCAN uma fonte de calor em baixos níveis próxima à costa dos estados do Espírito Santo e Bahia.

Do ponto de vista termodinâmico, Rao e Bonatti (1987) sugeriram que a formação do VCAN envolve a variação diurna da intensidade do anticiclone em altos níveis, localizado sobre o platô boliviano junto com a liberação de calor latente, além da instabilidade barotrópica.

Paixão (1999), com o intuito de avaliar os processos envolvidos na formação de VCANs restritos ao verão de 1995-1996, fez análises utilizando dados de linha corrente e vorticidade no nível de 200 hPa, campos de radiação de onda longa e imagens de satélite. Como resultados, foram constatados dois mecanismos de formação de VCAN além daqueles propostos por Kousky e Gan (1981) e Ramírez *et al.*, (1999). Assim, os mecanismos de formação do VCAN discutidos foram:

a) *Formação Clássica*: é formado pelo mecanismo proposto por Kousky e Gan (1981), que está associado diretamente à intensificação da AB, e ao deslocamento de frentes frias para latitudes baixas. A Figura 2 mostra o campo de linhas de corrente em 200 hPa para um dos casos classificados como clássico em estágio maduro. Nota-se a presença da AB bastante intensa, com o VCAN sobre a costa do NEB, resultado da intensificação e fechamento do cavado formado pelo mecanismo anteriormente citado.

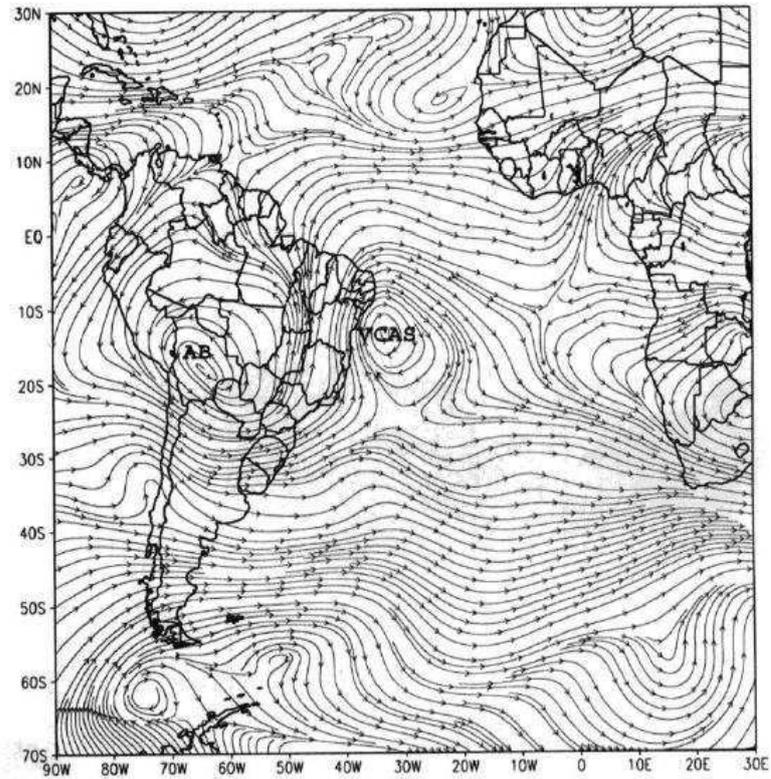


Figura 2. Campo de linha de corrente em 200 hPa, ilustrando o mecanismo de formação de um VCAN clássico.

Fonte: Paixão (1999).

b) *Formação Alta*: neste caso a formação do VCAN deve-se à intensificação da ZCAS, que por sua vez causa a formação da Alta do Atlântico Sul de Ar Superior (AASAS), resultando na formação de um cavado a norte/noroeste desse anticiclone (concordando com o resultado encontrado por Ramírez *et al.*, 1999). A Figura 3 mostra um exemplo de VCAN em estágio maduro, formado por esse mecanismo. Nota-se neste escoamento a presença de outros sistemas de grande escala, tais como a Alta do Norte (AN) no norte da AS, a Alta da Angola (AAN) no sul da África, e uma bifurcação inter-hemisférica na costa oeste da África (BIAF), muito semelhante à observada no Pacífico equatorial leste.

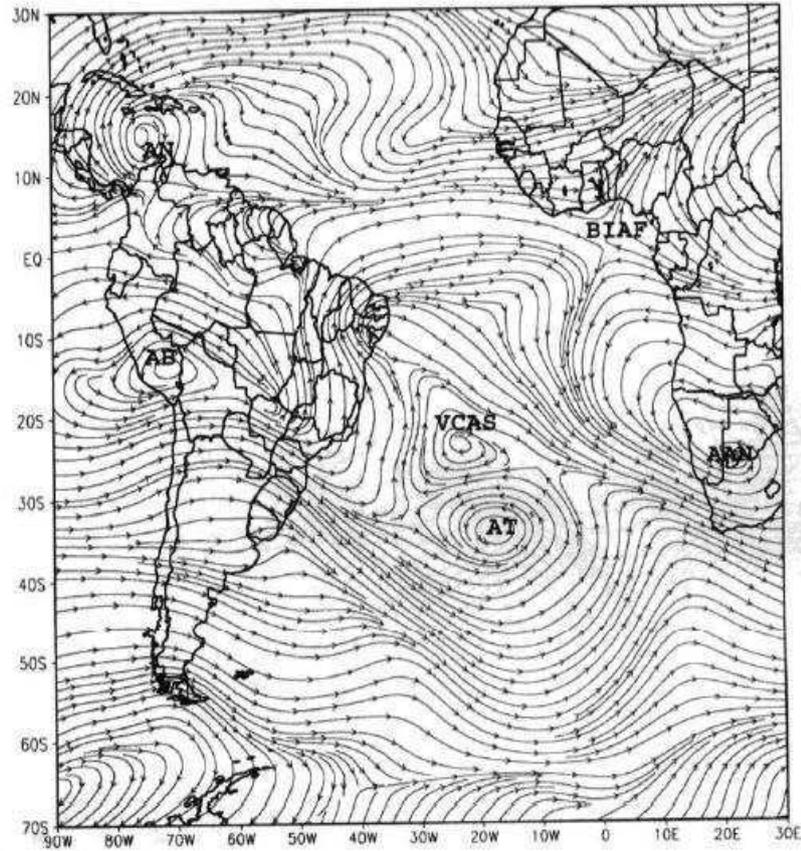


Figura 3. Campo de linha de corrente em 200 hPa, ilustrando o mecanismo de formação de um VCAN proposto por Ramírez *et al.*, 1999.

Fonte: Paixão (1999).

c) *Formação Africana I*: a formação deste tipo de vórtice ocorre devido à intensificação da convecção na África, que faz surgir um par de anticlones em altos níveis. Esses anticlones aparentemente induzem um aprofundamento do cavado a oeste dos mesmos, como exemplificado na Figura 4, onde o VCAN é formado a sudoeste da BIAF.

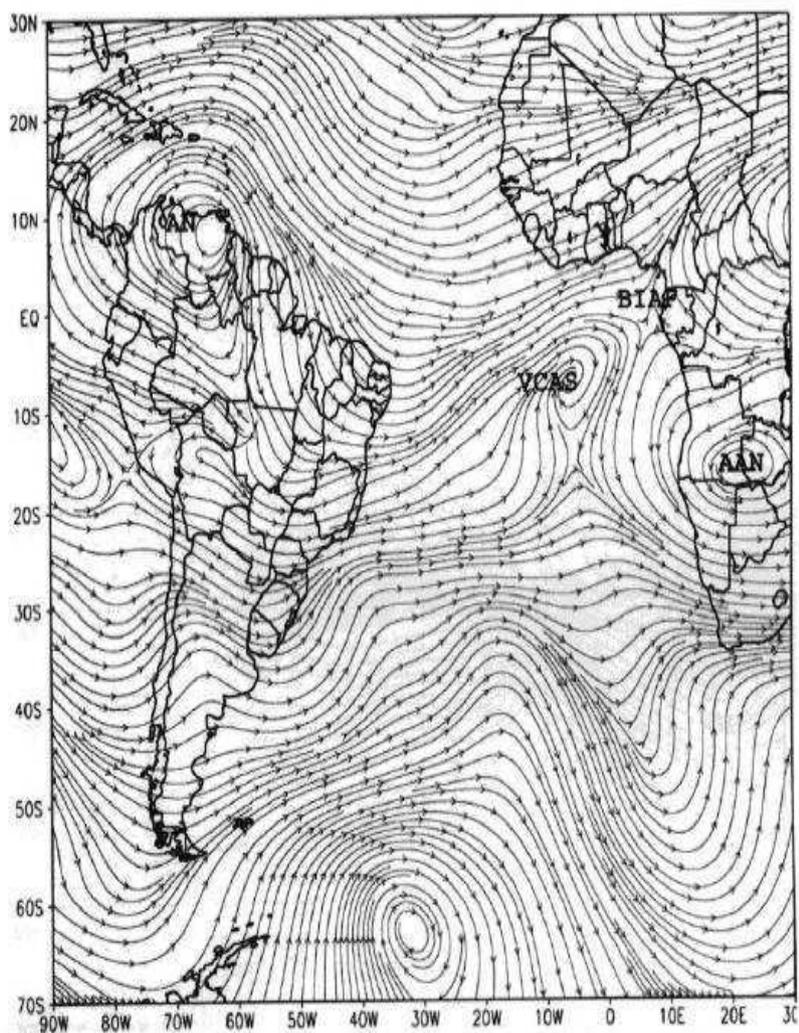


Figura 4. Campo de linha de corrente em 200 hPa, ilustrando o mecanismo de formação de um VCAN do tipo Formação Africana I.

Fonte: Paixão (1999).

d) *Formação Africana II*: neste caso, atribui-se a formação do vórtice ao desacoplamento em altos níveis de um cavado vindo da região sudoeste do Saara. Na Figura 5 observa-se o VCAN próximo a linha do Equador ainda acoplado ao escoamento da África. Nota-se, nesse caso, uma extensa faixa de anticlones próximos a latitude de 20° S, porém com a AB menos intensa do que nos casos de formação clássica e alta.

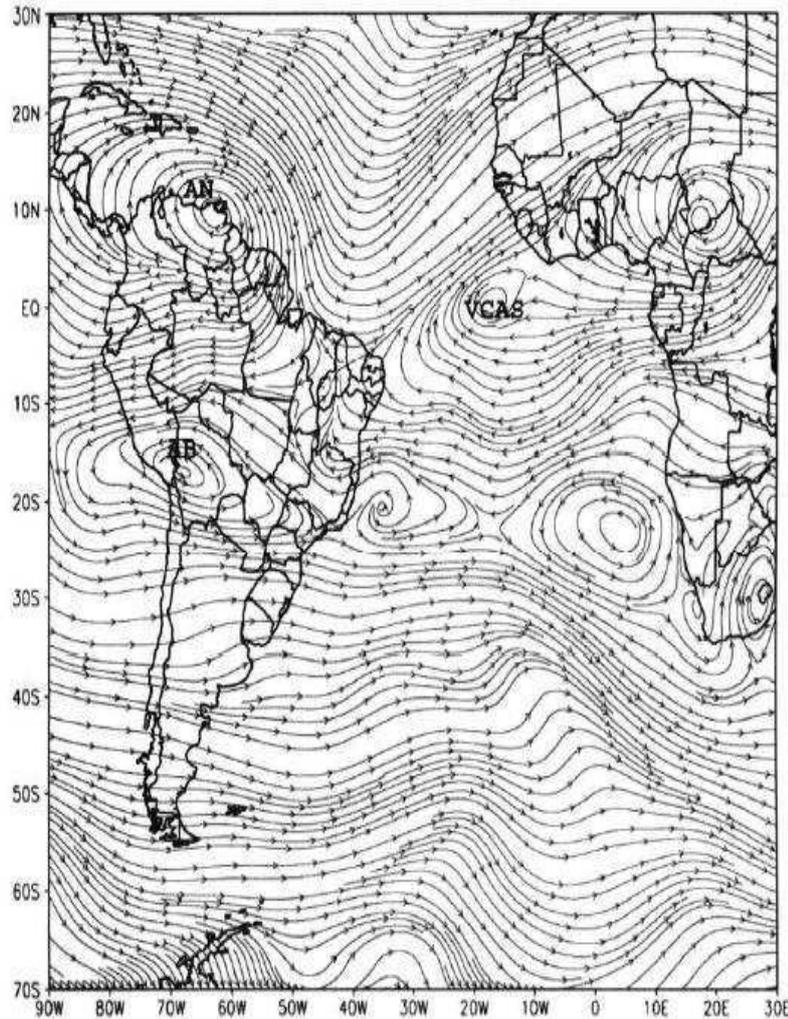


Figura 5. Campo de linha de corrente em 200 hPa, ilustrando o mecanismo de formação de um VCAN do tipo Formação Africana II.

Fonte: Paixão (1999).

3.2 MANUTENÇÃO

Diversos autores discutiram a questão da manutenção do VCAN, aferindo que esse sistema caracteriza-se por ter movimento descendente de ar frio e seco no seu centro, e movimento ascendente de ar quente e úmido em sua periferia, caracterizando uma circulação termicamente direta (Figura 6), por conservação de massa ocorre então divergência na região do centro do VCAN, e convergência em sua periferia (Frank, 1970; Kousky e Gan, 1981; Kelley e Mock, 1982). De acordo com Gan (1982), essa circulação termicamente direta, pode proporcionar então, a conversão de energia potencial em energia cinética (Rao e Bonatti, 1987). Através desse processo de

conversão de energia, foi visto que o gradiente térmico horizontal do vórtice pode ser mantido pela perda radiativa no centro do vórtice, e liberação de calor latente na sua periferia.

Nos trabalhos de Frank (1970) e Kelley e Mock (1982), foram encontradas conclusões em relação à manutenção do VCAN assim como em Gan (1982). Mostrando que esses vórtices são mantidos pela conversão de energia potencial disponível em energia cinética através de movimentos descendentes no centro e ascendentes na periferia.

Mishra *et al.*, (2001) defendem a instabilidade barotrópica como sendo responsável pela manutenção do VCAN. Os autores concluíram que a instabilidade barotrópica e a convecção de cúmulus também fazem a manutenção do sistema.

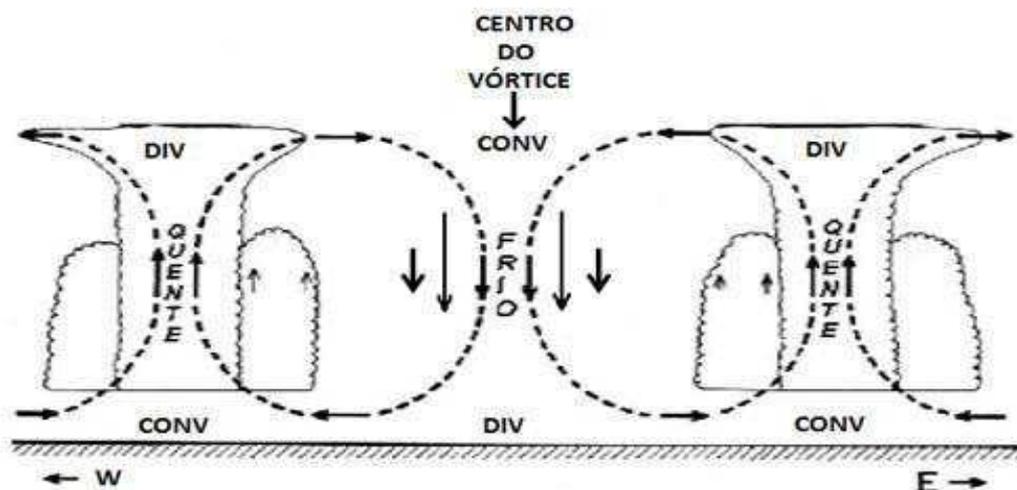


Figura 6. Ilustração esquemática do processo de formação de um VCAN, e em sua estrutura vertical observa-se uma circulação termicamente direta.

Fonte: Kousky e Gan (1981).

3.3 ESTRUTURA VERTICAL DO VCAN

Frank (1970) quando analisou 114 VCANs no Atlântico Tropical Norte encontrou uma relação direta entre a intensidade do ciclone e sua extensão vertical. Seus resultados mostraram que a maioria dos sistemas permaneceram concentrados na alta troposfera, (entre 200 e 300 hPa) e apenas 10% dos casos se estenderam entre 500 e

700 hPa. De acordo com Coutinho (2016), a estrutura vertical dos VCANs é um aspecto ainda pouco explorado.

3.4 DESLOCAMENTO, TEMPO DE VIDA E VARIABILIDADE

De acordo com Simpson (1951), a trajetória do VCAN é irregular e ele pode se deslocar tanto para leste quanto para oeste. Para Kousky e Gan (1981) e Gan (1982), a trajetória dos VCANs que penetravam sobre o continente, era interrompida devido a perda de força do sistema, pois devido ao aquecimento da superfície continental ele acabava se dissipando.

Ramírez *et al.*, (1999) mostraram que o deslocamento do VCAN pode ser regular ou irregular, esses dois padrões de deslocamento foram discutidos pelos autores a partir das características dos padrões de circulação de verão sobre a AS. Estes padrões de deslocamento estão descritos a seguir:

a) Deslocamento Irregular

VCANs com deslocamento irregular movimentam-se em geral numa área compreendida entre o Atlântico Tropical Sul e o NEB, embora alguns se movimentem apenas sobre o Atlântico Tropical Sul. Além disso, durante o tempo de vida destes VCANs, a Bifurcação Inter-hemisférica em altos níveis está presente, com ventos relativamente fortes, que circundam o setor sul e sudeste da AB. Uma vez formado um VCAN, a incursão de Cavados de Latitudes Médias em altos níveis, associados a Sistemas Frontais aparentemente colaboram para seu deslocamento irregular.

b) Deslocamento regular

Neste caso os VCANs geralmente são mais intensos, estendem-se na vertical até 500 hPa e diferenciam-se dos demais pela ausência da Alta Norte localizada no HN associada à Bifurcação Inter-hemisférica. Além dos VCANs com deslocamento regular que atingem a região leste do NEB, existem outros que se deslocam até o centro-oeste dessa região.

Quanto à persistência e tempo de vida do VCANs, diversos autores encontraram vórtices com tempo de vida de 2 a 3 dias, e outros com tempo médio de até 7,1 dias (Ramirez, *et al.*, 1999; Nieto *et al.*, 2008; Campetella e Possia, 2006).

Os fatores que determinam a duração dos VCANs ainda não foram bem compreendidos e explorados ao longo dos anos, entretanto, Coutinho (2008) sugeriu que processos diabáticos, como a liberação de calor latente pela convecção durante o verão, próximo ao centro deste sistema contribuem para o seu decaimento.

Chen e Chou (1994) analisaram 60 casos de baixas frias da alta troposfera que se formavam no oeste do Pacífico Norte, durante os meses de verão no hemisfério norte (HN). Seus resultados mostraram que esses sistemas geralmente se moviam na direção oeste, e apresentavam um tempo de vida médio de 6,3 dias.

Em relação a variabilidade do VCAN, Ramírez *et al.*, (1999) analisou o vórtice sob o ponto de vista da variabilidade interanual, e encontraram uma relação entre a extensão vertical (profundidade) e os extremos de ENOS (*El Niño Oscilação Sul*). Os VCANs observados nos verões de El Niño (1982-1983; 1988-1989), foram mais profundos e persistentes, quando comparados com os vórtices observados em anos da La Niña (1984-1985; 1988-1989).

Nesse contexto, Repinaldo (2010) deu uma ênfase à variabilidade interanual do ENOS, e a relação entre a corrente de jato do nordeste brasileiro (CJNEB) e o VCAN, utilizando dados de reanálise do National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR), juntamente com imagens do satélite europeu METEOSAT no canal infravermelho, para o período de 1988 a 2000. O autor observou que em anos de El Niño, houve um aumento dos casos de CJNEB associados à VCAN, enquanto que em anos de La Niña o número de ocorrências foi praticamente o mesmo que em anos considerados neutros. Foi observado que nos períodos com El Niño, houve uma maior preponderância da associação do sistema CJNEB-VCAN, correspondente a 61%, enquanto que nos períodos com La Niña, a CJNEB esteve associada em 45,8% dos casos.

3.5 NEBULOSIDADE ASSOCIADA E PRECIPITAÇÃO

Dean (1971) e Aragão (1975), mostraram que as chuvas excessivas no NEB poderiam estar relacionadas aos VCAN. Nas discussões feitas por Gan e Kousky (1986), em relação aos efeitos do VCAN no NEB, os autores descreveram que quando há a atuação do VCAN, geralmente são encontradas nuvens altas e médias na região periférica do vórtice, enquanto que o seu centro é caracterizado por céu limpo.

O movimento vertical característico de um VCAN é analisado na Figura 7. Observa-se que à sudoeste do centro do vórtice ($10^{\circ}\text{S} - 35^{\circ}\text{W}$) na região da periferia, há a existência de um centro de máximo de omega negativo bem pronunciado. Em resposta a isto, uma área de bastante nebulosidade convectiva é esperada em baixos níveis (Gan e Kousky, 1986).

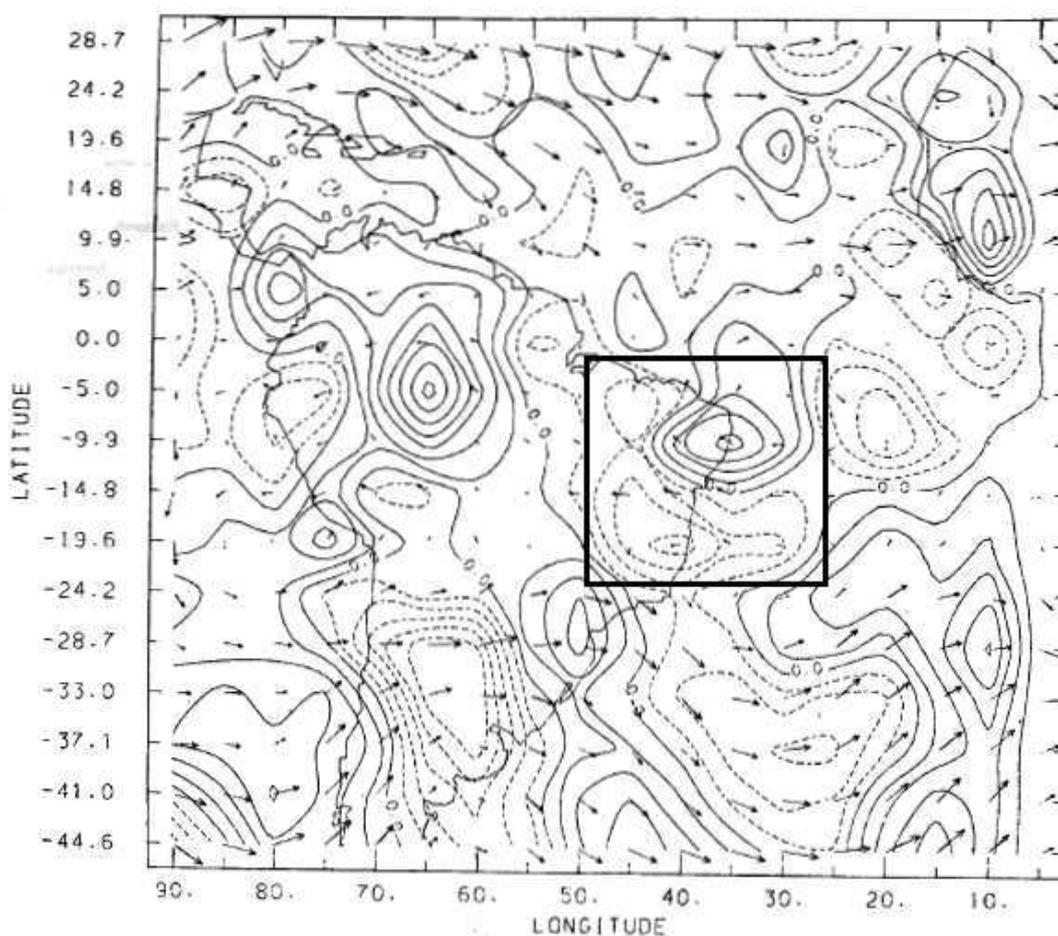


Figura 7. Isolinhas de movimento vertical em coordenadas de pressão (w) em 500 hPa. As linhas grossas representam valores de movimento vertical positivo, e as linhas pontilhadas representam movimento vertical negativo. Os vetores indicam a direção e o módulo do vento no nível de 200 hPa. Fonte: (Gan e Kousky, 1986).

De acordo com Frank (1970) a nebulosidade associada ao VCAN pode variar consideravelmente, dependendo da intensidade e profundidade do mesmo, e tem uma tendência a se concentrar na região da periferia do vórtice, e apresentar características assimétricas em torno de sua estrutura. Os VCANs podem também ser classificados como "úmidos" ou "secos", dependendo da quantidade de nebulosidade associada.

O modelo conceitual de VCAN proposto por Kousky e Gan (1981), mostrou que a nebulosidade associada ao vórtice é geralmente maior na direção em que este se desloca. A Figura 8 mostra a junção esquemática de uma imagem de satélite do canal infravermelho realçado e uma figura clássica do trabalho de Kousky e Gan (1981), que mostra a nebulosidade associada ao VCAN durante seu deslocamento. Observa-se que na imagem de satélite há um VCAN bem pronunciado com o seu centro sobre a costa leste do NEB, e a nebulosidade convectiva é encontrada em maior quantidade a oeste, noroeste e norte do centro do vórtice, tomando o formato da ilustração de Kousky e Gan (1981).

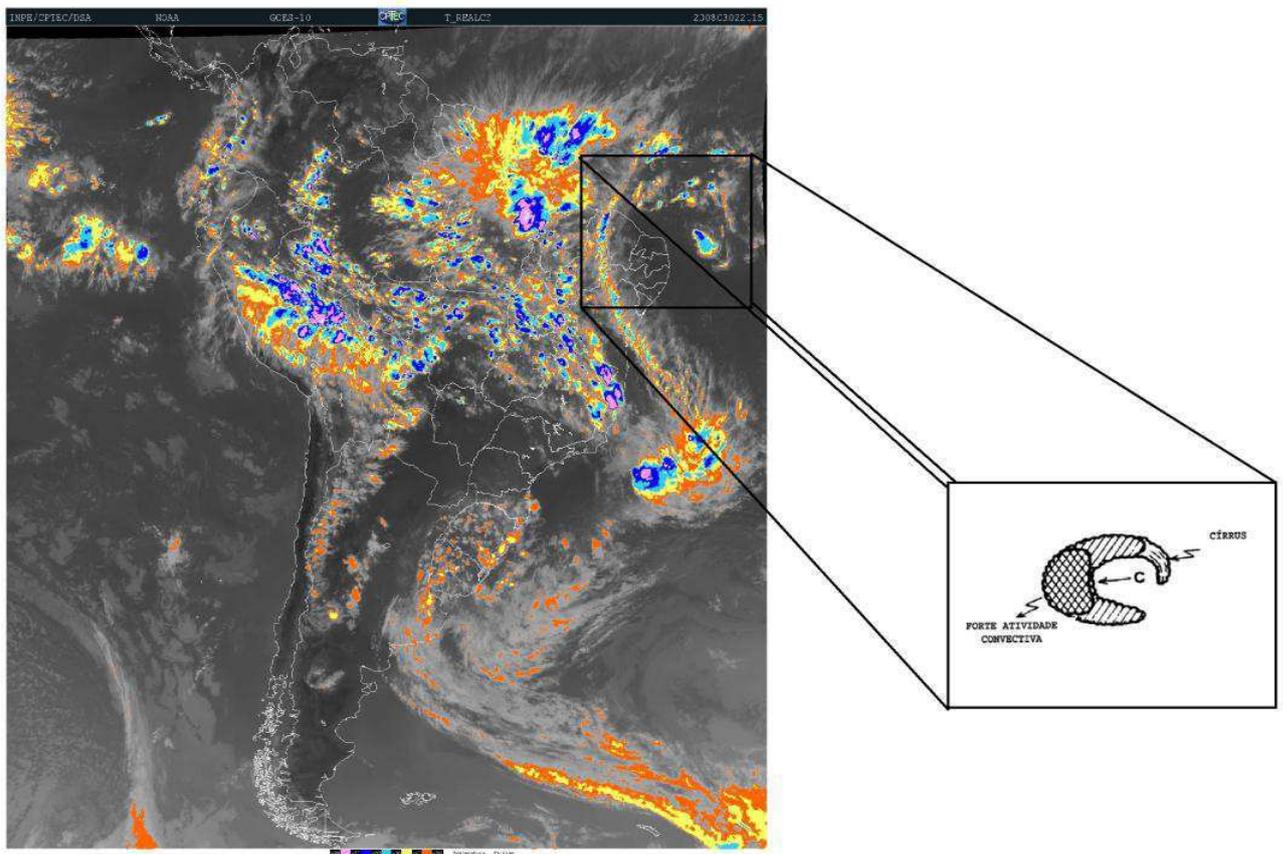


Figura 8. Imagem de satélite do canal infravermelho realçado para o dia 02/03/2008 as 22:00 UTC, e Ilustração de nebulosidade associada ao VCAN durante o seu deslocamento.

Os vórtices confinados na média e alta troposfera possuem pouca nebulosidade e são denominados secos. Os vórtices "secos", descrito por Frank (1970), são caracterizados por movimento descendente e seco no seu centro. Os vórtices que atingem os níveis mais baixos da troposfera possuem bastante nebulosidade, são chamados de vórtices "úmidos".

Ferreira *et al.*, (2001) mostraram que, quando a banda de nuvens de um VCAN interage com a banda de nuvens de um SF, ocorre a formação de um padrão de nebulosidade de formato "S" (Figura 9a). Oliveira e Nobre (1986) conseguiram identificar um padrão de nebulosidade no formato "Y" (Figura 9b), e sugeriram que este tipo de formato surge a partir da interação entre as nuvens convectivas encontradas sobre a região Amazônica, com a nebulosidade de um SF (ou até a nebulosidade da ZCAS) e de um VCAN, uma característica típica da convecção que ocorre no Brasil durante o verão.

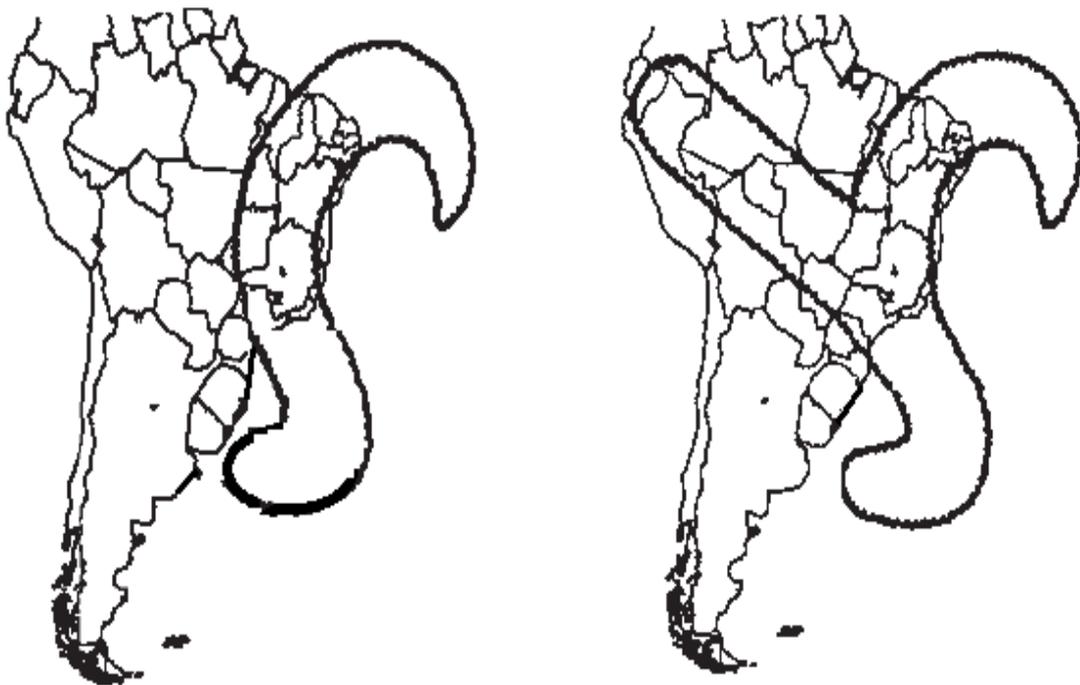


Figura 9. (a) Configuração de nebulosidade de formato tipo "S", (b) configuração de nebulosidade de formato tipo "Y".

Fonte: Adaptado de Ferreira *et al.*, (2001).

Em um estudo de caso que analisou as chuvas ocorridas em Pernambuco no período de 29/12/2001 a 18/01/2002, Souza *et al.*, (2002) encontraram precipitação acima da média histórica para a região do Sertão e Agreste Pernambucano, onde o posicionamento favorável de um VCAN foi fator primordial para a ocorrência de grande quantidade de chuva. Do ponto de vista socioeconômico e ambiental, essa precipitação abundante que ocorreu neste período, contribuiu bastante para o bem estar da população local, isso porque essas chuvas foram fortes suficientes para gerar recargas em várias bacias hidrográficas, principalmente, no Sertão, onde a falta d'água estava ocasionando transtornos para a sociedade e agricultura.

Silva (2005), verificou a influência da borda dos VCANs formados no NEB durante sete verões, sobre a chuva em determinadas áreas denominadas de “áreas alvo”. Seus resultados mostraram que, quando o sistema esteve muito longe (distância do centro a área alvo maior que 2000 km), o efeito da borda era reduzido, já quando a distância entre o centro do VCAN e a área alvo variou entre 1000 e 2000 km, houve um aumento na frequência de chuvas moderadas e fortes. Silva (2005) constatou ainda que quando a borda oeste do VCAN está próxima ou sobre uma sub-região do interior do NEB, a precipitação teve um aumento, este resultado concordou com o modelo de VCAN apresentado por Kousky e Gan (1981).

3.6 ESTUDOS TERMODINÂMICOS DIRECIONADOS À VCAN

Silva Dias *et al.*, (1983) analisaram os efeitos de uma fonte de calor sobre a região equatorial da AS, num regime de verão e concluíram que os vórtices ciclônicos na vizinhança do NEB resultam da dispersão de ondas de Rossby, ondas mistas de Rossby e gravidade. Muitas vezes, devido à amplificação desse cavado formou-se um VCAN. Em resumo, os autores mostraram que o intenso aquecimento do continente, no verão do HS, implicava numa relação direta entre a intensidade da AB e a formação dos VCANs sobre o oceano Atlântico, em altos níveis.

Do ponto de vista termodinâmico dos VCANs atuantes na vizinhança do NEB, Alves *et al.*, (1996) desenvolveram uma pesquisa com o objetivo de investigar a

estrutura termodinâmica da atmosfera, no dia de atuação de um VCAN sobre o Atlântico Tropical Sul, e compará-la com as características observadas durante a ocorrência de ciclones da média alta troposfera, localizados sobre as latitudes médias do HN. Além disso, foram analisadas possíveis diferenças locais na configuração termodinâmica da atmosfera para o dia de atuação do VCAN e para o dia de atuação de um Cavado de Altos Níveis (CAN). Em resumo, alguns dos resultados encontrados mostraram que o perfil vertical de temperatura potencial, apresentou uma condição associada ao desenvolvimento de atividade convectiva, em particular na borda continental do VCAN. Nessa região, foi evidente a maior concentração de umidade, que de certa forma, favoreceu a maior atividade convectiva observada.

Mishra e Rao (2001), calcularam o balanço das componentes zonal e turbulenta da energia cinética, e energia potencial disponível numa área limitada, na presença de um VCAN sobre o NEB. Nesse estudo, foi ressaltada a importância da instabilidade barotrópica e da convecção de cúmulus na formação e também manutenção do sistema. Ambas as conversões barotrópica e de energia potencial disponível turbulenta em energia cinética turbulenta foram apontadas como responsáveis pela manutenção dos vórtices, com o domínio da primeira sobre a segunda.

Costa *et al.*, (2014) teve como objetivo principal aplicar a teoria da máquina térmica (Emanuel, 1986; Rennó e Ingersoll, 1996) num estudo de VCAN, com o intuito de analisar os mecanismos de manutenção desse tipo de sistema. A teoria da máquina térmica apresentou-se como uma ferramenta capaz de ser utilizada no estudo dos VCANs, mostrando boa concordância com as simulações realizadas com o modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System* - BRAMS. Esse modelo representou bem o evento ocorrido no período de 10 a 21 de janeiro de 2011. A teoria da máquina foi aplicada, para avaliar de forma mais simples a diferença de pressão não-hidrostática entre dois pontos, e assim, estudar as características termodinâmicas em áreas distintas, sob a atuação de um VCAN, mais precisamente, na região da periferia do sistema e no seu centro.

3.7 MÉTODOS DE IDENTIFICAÇÃO E RASTREAMENTO

Por se tratar de um sistema complexo do ponto de vista dinâmico, inúmeras investigações recorrem às pesquisas climatológicas sobre os VCANs, na tentativa de reproduzir e melhor compreender o seu comportamento. Deste modo, surgiu a necessidade de criar diversos métodos objetivos e/ou subjetivos de análises, assim, alguns métodos foram desenvolvidos para rastrear a trajetória dos VCANs (Barreto, 2015).

Para a localização e rastreamento de ciclones foram desenvolvidos alguns métodos, como por exemplo, os de Le Treut e Kalnay (1990); Murray e Simmonds (1991); Sinclair (1994); Hodges (1994); Fuenzalida et al., (2005); Sugahara (2005); Hoskins e Hodges (2005), Silva (2005) e Coutinho (2010; 2016). Todos esses trabalhos tinham como objetivo em comum, a busca pela identificação de centros ciclônicos de acordo com alguma característica específica desses sistemas.

Sinclair (1994) desenvolveu um método objetivo que identificava centros de vorticidade ciclônica no HS, através de dados de geopotencial no nível de 1000 hPa pertencentes ao European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) para o período de 1980 a 1986. Segundo o autor, a principal vantagem do uso da vorticidade relativa ao invés dos mínimos de pressão, foi a identificação de sistemas com lentos deslocamentos ou mais intensos. O esquema automático para identificar as trajetórias dos sistemas foi semelhante ao de Murray e Simmonds (1991).

Fuenzalida *et al.*, (2005) propôs um método subjetivo para o rastreamento dos VCANs do HS, utilizando uma climatologia de 1979 a 1999, baseado no algoritmo proposto por Murray e Simmonds (1991). O rastreamento dos VCANs foi possível, utilizando dados de geopotencial e temperatura do ar em 500 hPa, nos intervalos entre 10°S e 60°S, os autores consideraram apenas os VCANs que apresentaram tempo de vida superior a 1,5 dias, com a finalidade de identificar características da distribuição de frequência, intensidade, duração e velocidade do sistema.

Um estudo que também empregava uma metodologia para a identificação objetiva de movimento ciclônico, foi realizado por Coutinho (2008). Em que a autora aperfeiçoou um método objetivo anteriormente elaborado por Silva (2005), que tinha como finalidade identificar os centros de VCAN no nível de 200 hPa. Além disso, a autora elaborou uma refinada climatologia, a fim de compreender a variabilidade temporal, sazonal e interanual do comportamento desse sistema. Foi usado como parâmetro, a variação horizontal do vento em torno do centro de um escoamento de máxima circulação ciclônica, inclusive separando os VCANs dos cavados de altos níveis (CAN).

Costa (2010) avaliou a influência do VCAN associado com a corrente de jato do nordeste brasileiro durante 10 anos, visando uma melhoria na previsão de tempo no Estado de Alagoas. Para isso foram feitas análises de 10 anos (1997-2007), com dados de vento em 200 hPa de reanálise do NCEP/NCAR, observando as ocorrências, intensidades, e sentidos da CJNEB na periferia do VCAN próximo do Estado de Alagoas. Dentre os resultados obtidos neste estudo foi verificado que 63% dos eventos de VCAN estavam associados com a CJNEB, sendo que a maior frequência de VCAN com essa associação foi observada no período entre os meses de novembro a março.

Coutinho (2016) desenvolveu uma pesquisa que objetivou a realização de um estudo observacional e numérico da estrutura dinâmico-físico, e da evolução dos VCANs do NEB. Ela realizou uma climatologia de 30 anos de características do mesmo, com o intuito de avaliar campos compostos de variáveis meteorológicas em toda a troposfera na região do centro e da periferia deste sistema, e por fim realizou-se a simulação numérica de um caso de vórtice e experimentos de sensibilidade, com o propósito de avaliar o efeito do aquecimento por condensação, proveniente da convecção Cu e microfísica de nuvens para a formação, desenvolvimento e manutenção do VCAN.

A autora examinou as principais características em diferentes estágios do ciclo de vida, através de uma climatologia objetiva, para o período de 1984 a 2013,

usando os dados das reanálises do ERA-INTERIM pertencentes ao ECMWF. Em seguida, um novo modelo conceitual foi elaborado, por meio da técnica de campos compostos, usando dados do ERA-INTERIM e do Prediction Center Morphing Method (CMORPH), de 2003 a 2013. Este modelo descreveu a evolução do comportamento médio de variáveis atmosféricas na troposfera, entre o centro e a periferia, de quatro grupos de vórtices (profundos, rasos, lentos e rápidos). Foi observado que os VCANs profundos mostraram consideráveis gradientes horizontais de vento, temperatura, umidade e omega, entre o centro e a periferia, acima do nível de 700 hPa. Estes gradientes horizontais foram mais fracos e semelhantes, entre os lentos e rápidos, que se diferenciaram em termos dinâmicos. Em adição, foi verificado que os VCANs profundos, foram mais intensos, extensos verticalmente, e estavam associados à precipitação substancial. Por outro lado, os rasos foram mais fracos, com extensão vertical menor e precipitação amena. Constatou-se que o desenvolvimento da convecção, no centro dos vórtices e proximidades, foi um possível indicativo para a dissipação dos vórtices.

3.8 FONTE APARENTE DE CALOR (Q_1) E SUMIDOURO APARENTE DE UMIDADE (Q_2)

Com o estabelecimento da capacidade de se fazer previsões numéricas de tempo, na década de 1950, surgiram necessidades de se compreender os processos físicos que determinavam o balanço de energia da atmosfera. A importância da função desempenhada pelas nuvens cúmulus profundas no balanço de calor da atmosfera tropical, foi apontada inicialmente por Riehl e Malkus (1958) e Yanai *et al.*, (1973). Eles mostraram que tais nuvens poderiam conduzir o calor latente de condensação para atmosfera superior, e o gradiente vertical da energia estática úmida era positivo.

Nesse contexto, como a região tropical é uma grande fonte de calor para a atmosfera, a análise do ciclo de vida relacionada aos VCANs em termos do balanço de umidade e calor configura-se de grande relevância, pois a condensação de grande quantidade de vapor d'água leva à liberação de grande quantidade de energia, que é o calor latente de condensação.

Yanai *et al.*, (1973), em um trabalho que se tornou um clássico da literatura meteorológica, introduziram os termos fonte aparente de calor (Q_1) e sumidouro aparente de umidade (Q_2), obtidos, respectivamente, como resíduos dos balanços de calor e umidade em grande escala. Os autores mostraram o balanço de umidade e calor de grande escala, simultaneamente com um simples modelo de um grupo de cúmulos. Com isso, foi possível obter um elevado número de informações tais como fluxo de massa, excesso de temperatura, conteúdo de água líquida e umidade das nuvens cúmulos.

Outros estudos, como por exemplo: Johnson (1976); Thompson *et al.*, (1979); Esbensen e Wang (1988); Frank e McBride (1989); McBride e Holland (1989); Gallus e Johnson (1991); Yanai e Tomita (1998), Guerra (2005) utilizaram os cálculos de Q_1 e Q_2 para casos especiais de acordo com o sistema meteorológico que lhes era de interesse.

Seguindo a metodologia proposta por Yanai *et al.*, (1973), Guerra (2005) investigou a fonte aparente de calor e o sumidouro aparente de umidade para os anos de El Niño, de La Niña e anos normais, com o objetivo de determinar o nível de máximo Q_1 e Q_2 , as intensidades e a posição de Q_1 em relação a Q_2 . Nesse estudo o foco foi voltado para a região Amazônica e NEB, com o uso de análises em relação a intensidades de Q_1 e de Q_2 em dois níveis de referência através de diagramas de Hovmöller ao longo da latitude de 5°S.

Recentemente, Tang *et al.*, (2016) publicou um pesquisa voltada a analisar as variações da fonte aparente de calor e do sumidouro aparente de umidade, na forma de estudo de caso feito para um evento de forte atuação de um sistema convectivo de meso-escala ocorrido na cidade de Manaus - Amazonas, com dados do projeto GoAmazon. Em seus resultados, os autores mostraram que sobre o ponto de vista do ciclo diurno de Q_1 e Q_2 , pela parte da manhã, os processos de aquecimento da superfície contribuem para um aumento na intensidade de Q_1 , e na parte da tarde quando em Manaus geralmente ocorrem as fortes chuvas, devidos a esses processos

radiativos de aquecimento, o Q_2 se mostra mais intenso. Eles concluíram também que o umedecimento e a secagem da atmosfera local podem ser bem representados pelas variações desses indicadores de umidade.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 JUSTIFICATIVAS PARA O CASO DE VCAN ESCOLHIDO

O caso de VCAN estudado teve início no dia 13/01/2011 e se dissipou no dia 24/01/2011. A justificativa que resultou na escolha desse evento diz que, foi levado em consideração o fato dele ter sido bastante intenso durante seu tempo de vida, e teve características bem significativas nas áreas em que o seu centro e sua periferia atuaram.

A identificação do VCAN pode ser feita através de uma análise subjetiva, usando algumas ferramentas como imagens de satélite, análise dos campos de linha de corrente e magnitude do vento em 200 hPa, leitura de cartas sinóticas de altitude, e também através da leitura do Boletim Climanalise (Figura 10), do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). Os VCANs atuaram durante todo o mês de janeiro de 2011, e totalizaram nove episódios, sendo esse de origem tropical e subtropical. Para esse estudo foi escolhido o VCAN que se configurou entre os dias 13 a 24/01/2011, com duração de 12 dias.

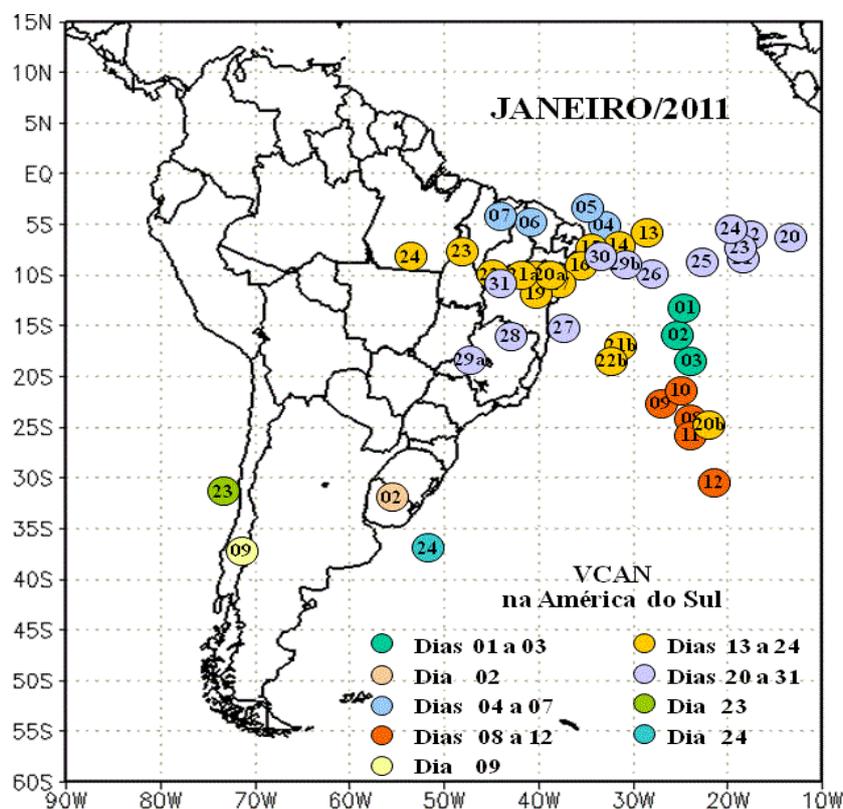


Figura 10. Posição dos centros dos VCANs, com a indicação dos dias de atuação sobre a América do Sul, durante o mês de janeiro de 2011.

Fonte: Boletim Climanalise CPTEC/INPE, 2011.

Após a sua identificação, o VCAN pode ser verificado a partir do dia em que a circulação do CAN corrente abaixo da AB em 200 hPa começou a se fechar. Enquanto a sua dissipação foi observada quando a circulação ciclônica do vórtice não esteve mais presente.

Durante a primeira quinzena do mês de janeiro de 2011, o VCAN em questão atuou com centro mais ao norte do NEB, como consequência, houve uma inibição das chuvas em parte dessa área (Figura 11). Já Durante a segunda quinzena do mês em questão, a borda do VCAN deslocou-se bem mais para o interior do continente, e seu centro se posicionou mais ao sul, favorecendo o aumento da convecção em parte do NEB (Figura 12). Esse sistema contribuiu para chuvas acima da média histórica principalmente nos Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e oeste da Paraíba (Barreto, 2015).

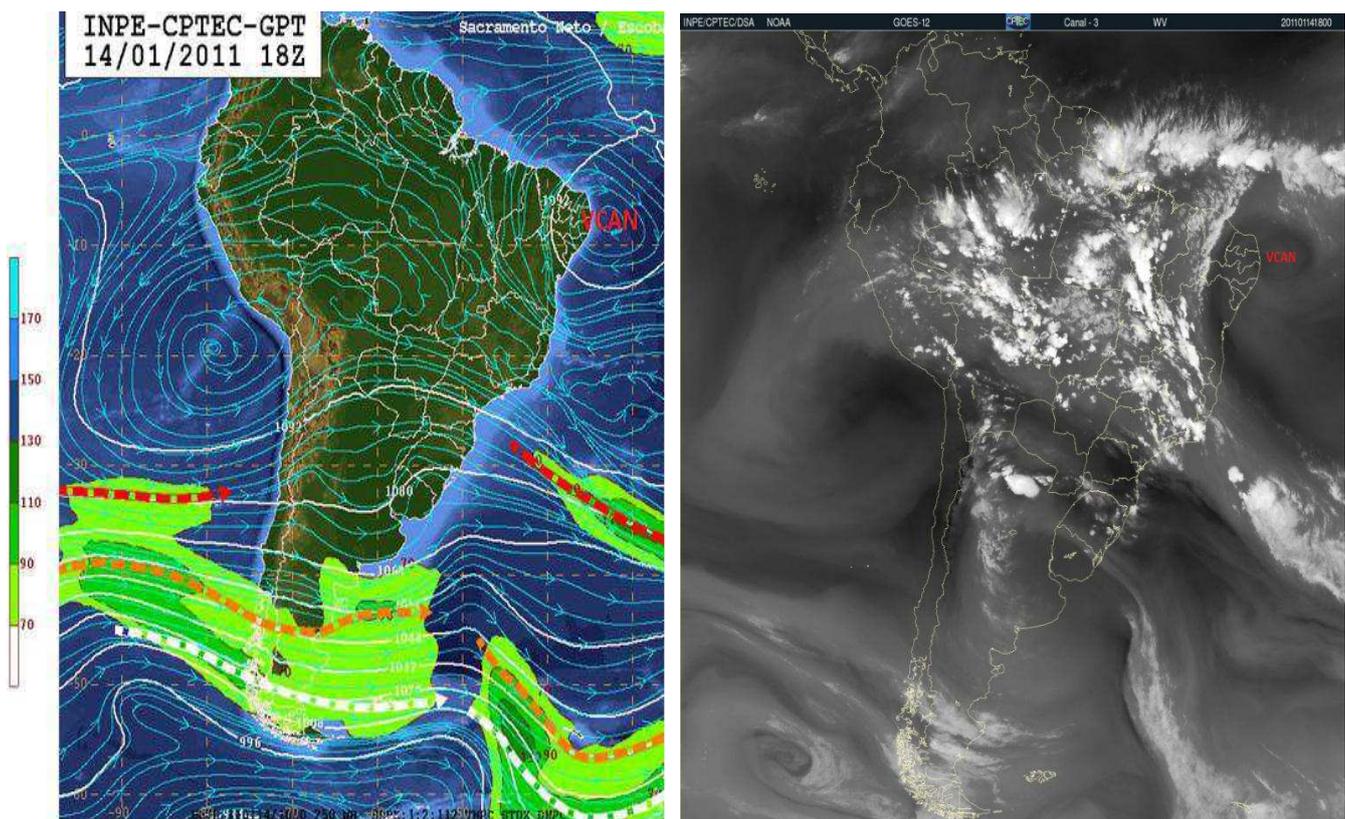


Figura 11. Carta sinótica de altitude as 18 UTC para o dia 14/01/2011, e imagem de satélite do canal vapor de água, também para a mesma data e horário.

Fonte: Boletim Climanálise CPTEC/INPE e DAS/INPE.

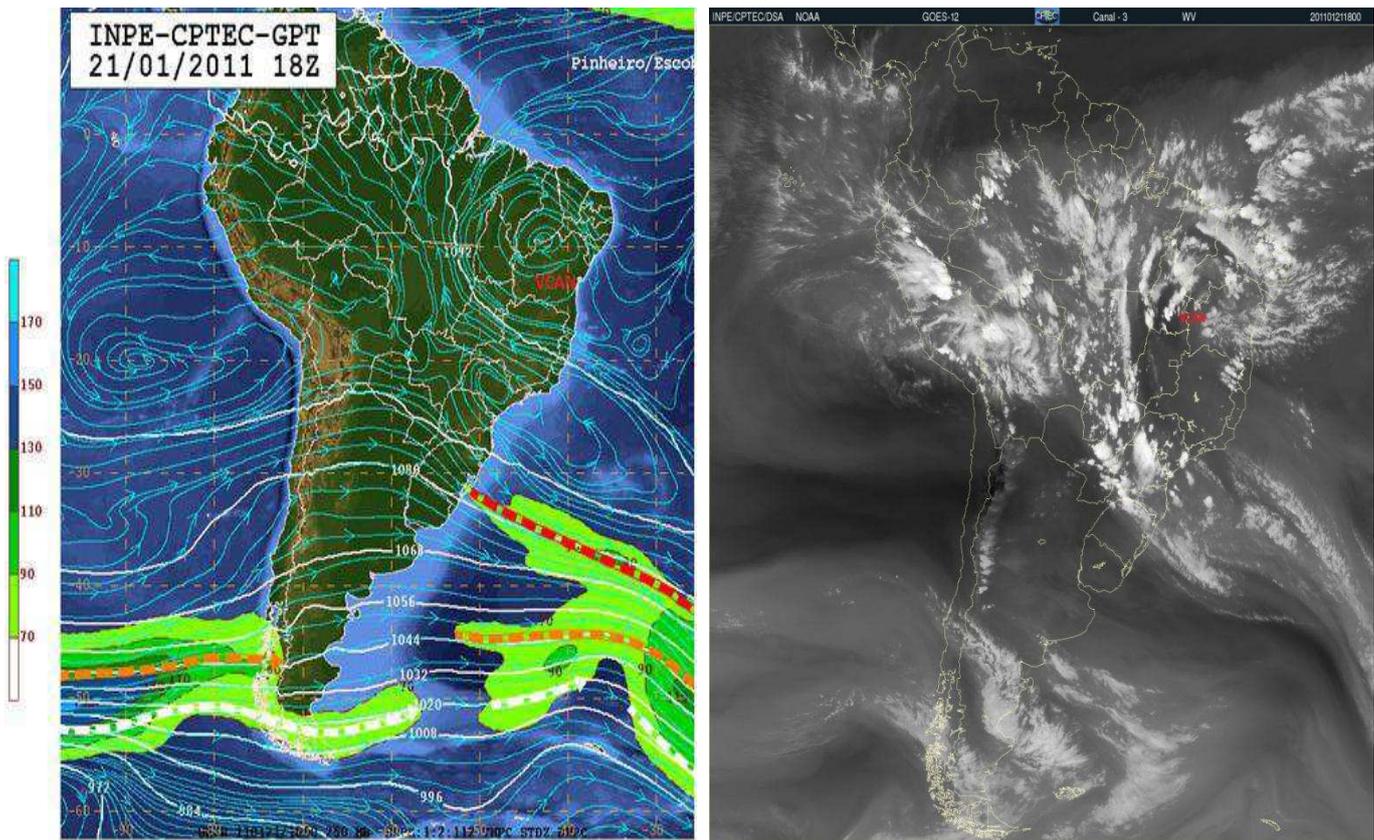


Figura 12. Carta sinótica de altitude as 18 UTC para o dia 21/01/2011, e imagem de satélite do canal vapor de água, também para a mesma data e horário.

Fonte: Boletim Climanálise CPTEC/INPE e DAS/INPE.

4.2 DADOS

O conjunto de dados que foi utilizado nesse estudo foi, em parte, de reanálises do ERA-Interim pertencentes ao ECMWF, e estão disponíveis na homepage <http://apps.ecmwf.int/datasets/>. A resolução espacial desses dados é de 0.5° graus. As variáveis que serão utilizadas são: componente meridional do vento (v); componente zonal do vento (u); geopotencial; temperatura do ar; omega; e umidade específica. Essas informações estão dispostas em 28 níveis de isobáricos (1000, 975, 950, 925, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125, 100, 70, 50). Todos estes dados foram obtidos para os horários de 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC.

Do ponto de vista observacional, a análise sinótica do VCAN, foi feita com base em análise de imagens de satélite para o canal infravermelho realçado e canal do vapor de água. Dessa forma, a nebulosidade característica do VCAN, e também a falta

dessa nebulosidade foi observada. Essas imagens de satélite foram provenientes da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DSA/INPE), disponível na homepage <http://satelite.cptec.inpe.br/>

Para analisar a precipitação espacial associada ao VCAN, foram utilizados dados precipitação estimada pelo satélite Tropical Rainfall Measuring Mission TRMM, através do produto 3B42 (Santos, 2005; Collischonn *et al.*, 2007), com resolução espacial de 0.25° graus. Já os dados de precipitação *in situ*, foram oriundos de estações meteorológicas que pertencem ao INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), localizadas em cada uma das quatro cidades, que servirão de ponto de análise, e que sofreram influências do deslocamento do VCAN (Tabela 1).

Tabela 1. Estações meteorológicas de superfície utilizadas.

Estação	Código	Latitude	Longitude
Bom Jesus da Lapa (BA)	83288	13.26 S	43.41 W
Natal (RN)	82599	5.92 S	35.25 W
Petrolina (PE)	82983	9.38 S	40.48 W
Salvador (BA)	82983	13.01 S	38.51 W

As informações sobre radiossondagens de ar superior, foram obtidas do banco de dados da universidade norte americana de *Wyoming*. Os pontos de estações foram definidos de acordo com o movimento migratório do VCAN, onde houveram dias que sua borda se descolou sobre a parte leste do NEB, e outros onde seu centro esteve mais situado sobre o sul do NEB. Assim, as estações escolhidas estão descritas na Figura 13, com destaque para a localização de cada uma delas:

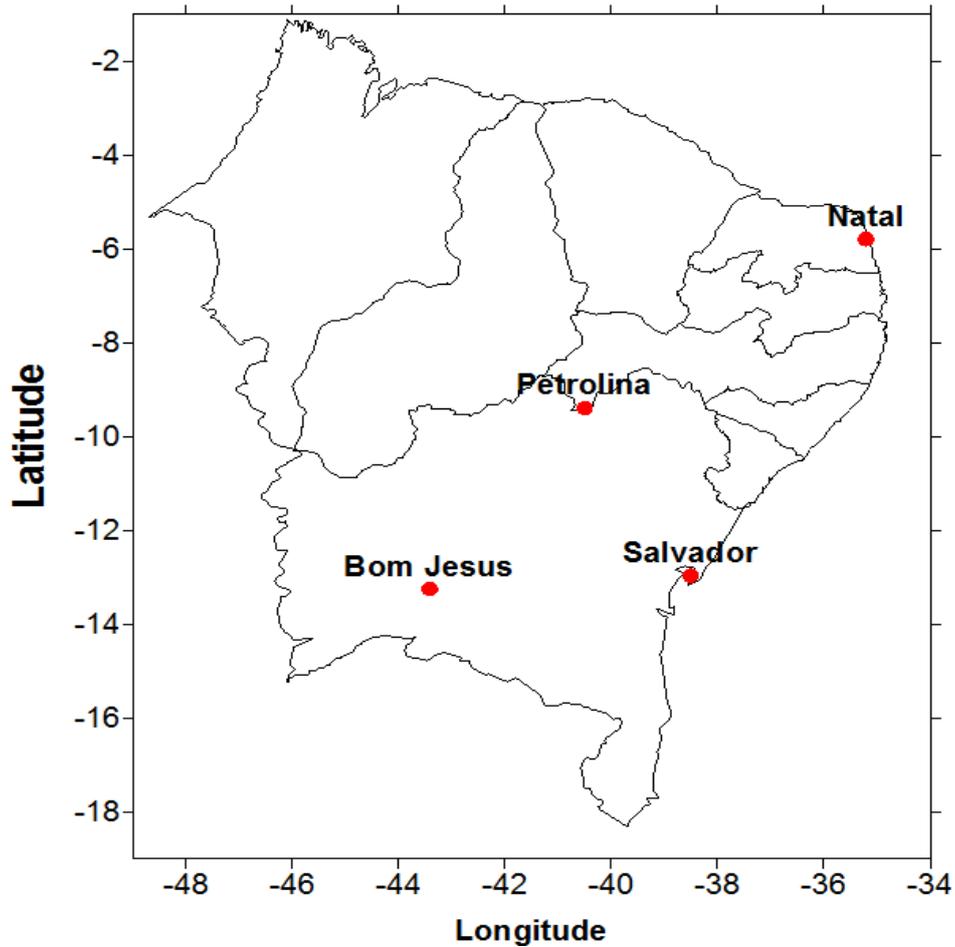


Figura 13. Distribuição espacial das estações meteorológicas de radiossondagem utilizadas.

4.3 DESCRIÇÃO DOS ÍNDICES TERMODINÂMICOS

Os índices de instabilidade são contextualizados a partir dos conceitos de padrões de estabilidade estática da atmosfera. Os perfis termodinâmicos (perfil vertical de temperatura e umidade do ar) geralmente são obtidos através de radiossondagens (em geral realizadas em aeroportos) e intensidade dos ventos.

Como forma de complementar a análise das condições termodinâmicas nesse trabalho, foram utilizados os índices CAPE e CINE. O CAPE representa um dos índices mais utilizados para avaliar a possibilidade de ocorrer, ou não convecção em função das condições termodinâmicas em superfície. O seu calculo pode ser feito de acordo com a equação 1:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \frac{T_{VP} - T_V}{T_V} dz \quad (1)$$

em que T_{VP} e T_V são a temperatura potencial virtual da parcela que experimenta uma ascensão adiabática úmida e a temperatura potencial virtual do ambiente, respectivamente, e g é a aceleração devido a aceleração gravitacional. NCE é o Nível de Convecção Espontânea, NE é o Nível de Equilíbrio. A unidade deste índice é Joules por kilograma (J/kg).

Esse índice é um bom indicador do potencial para convecção profunda (processo de ascensão vertical de uma parcela de ar até os altos níveis da troposfera) e intensidade convectiva. Uma das vantagens do CAPE é que ele fornece uma medida da estabilidade atmosférica integrada sobre a extensão de uma sondagem, ao contrário de outros índices que utilizam informações apenas de alguns níveis. Os valores comumente utilizados para o CAPE são encontrados na Tabela 2.

Tabela 2. Classificação de CAPE

CAPE	Condições de Instabilidade
0	Estável
0-1000	Limite para formação de convecção profunda
1000-2500	Convecção profunda moderada
2500-4000	Convecção profunda forte
>4000	Convecção severa

Fonte: Gille e Mota (2014).

O CINE corresponde à região dos primeiros níveis da atmosfera, na qual uma parcela em convecção está mais densa que o ar do ambiente e necessita, portanto, de um forçante externo para elevá-la até o NCE (Williams e Rennó, 1993). Na disponibilidade de sondagens atmosféricas, o CINE pode ser obtido de forma semelhante ao CAPE, porém deve-se mudar os limites de integração, enquanto o CAPE vai do NCE até o NE, o CINE é integrado desde a superfície até o NCE, como mostra a equação 2:

$$CINE = g \int_{SUP}^{NCE} \frac{T_{VP} - T_V}{T_V} dz \quad (2)$$

Algumas atribuições ao CINE são importantes, isso porque esse índice contabiliza a barreira energética que uma parcela de ar precisa superar para alcançar o NCE. Logo, de uma maneira geral, quanto maior a CINE menor é a probabilidade de ocorrência de tempestades, isso porque será mais difícil para uma parcela de ar em superfície ascender para os níveis mais altos da atmosfera.

Os valores comumente utilizados para avaliar o CINE são mostrados na Tabela 3.

Tabela 3. Classificação de CINE

CINE	Inibição Convectiva
0	Nenhuma
50	Média
100	Alta

Fonte: Nascimento (2005).

Esses dados foram organizados em Tabelas juntamente com os dados de chuva acumulada, para cada uma das quatro cidades que estão servindo de ponto de análise da ação da borda e do centro do VCAN, com o intuito de verificar se houve alguma relação entre as variações de CAPE e CINE e a chuva observada.

4.4 UTILIZAÇÃO DA FONTE APARENTE DE CALOR (Q_1) E SUMIDOURO APARENTE DE UMIDADE (Q_2)

De acordo com Yanai *et al.*, (1973) as nuvens cúmulos têm uma importante função na manutenção dos campos de temperatura e umidade na baixa troposfera, pois retiram a umidade dos baixos níveis e a transportam para os altos níveis, proporcionando um equilíbrio natural na estrutura termodinâmica da troposfera. Isso justifica a sua representação nesse estudo voltado para o VCAN.

O modelo conceitual utilizado nesse trabalho é o de Yanai *et al.*, (1973). Esse modelo considera, essencialmente, o efeito estatístico que um conjunto de nuvens cúmulos causa na grande escala na qual está embebido. Na essência do modelo, um esquema que represente um conjunto de cúmulos, em associação com os balanços de calor e umidade de grande escala, pode possibilitar a obtenção de um grande número de informações das nuvens cúmulos, tais como: fluxo de massa, excesso de temperaturas, conteúdos de umidade e precipitação. De acordo com Yanai *et al.*, (1973), os balanços de energia e de umidade na atmosfera podem causar uma fonte aparente de calor, e um sumidouro aparente de umidade, que podem ser escritos, respectivamente, como:

$$Q_1 \equiv \frac{\partial s}{\partial t} + \nabla \cdot s\vec{V} + \frac{\partial s\omega}{\partial p} \quad (3)$$

$$Q_2 \equiv L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q\vec{V} + \frac{\partial q\omega}{\partial p} \right) \quad (4)$$

em que s é a energia estática seca ($s = C_p T + gz$), V é o vetor velocidade horizontal, ω é a velocidade vertical média em coordenadas de pressão, q é a umidade específica do vapor de água e L é o calor latente de condensação.

Quando a distribuição da Q_1 apresenta uma boa correlação com o Q_2 , em uma determinada região, pode-se supor que, grande parte desse aquecimento decorreu da liberação de calor latente de condensação em cúmulos. As unidades de Q_1 e de Q_2 são em K/dia, porque é comum que os resultados sejam divididos pelo calor específico (C_p).

Os perfis de Q_1 e de Q_2 geralmente são dispostos de acordo como mostra a Figura 14, extraída de Yanai *et al.*, 1973. Note que existe uma diferença entre eles. O perfil de Q_1 médio tem um máximo em torno de 475 hPa. Já no perfil de Q_2 , observa-se um máximo em um nível muito mais baixo, e um pico secundário a 525 hPa. Na Figura 14, é possível observar que os valores de Q_1 são em parte maiores do que os valores de Q_2 , isso pode ser explicado pelo fato de o calor quando é liberado num nível geralmente é transportado pra cima através pelas correntes ascendentes de ar, dessa forma, os valores de Q_1 tem um aumento nos níveis mais altos da atmosfera. Em contrapartida a isto, no perfil de Q_2 há uma diminuição à medida que ascende na atmosfera, isso está associado ao fato de que o aquecimento foi devido ao processo de mudança de fase e liberação de calor latente.

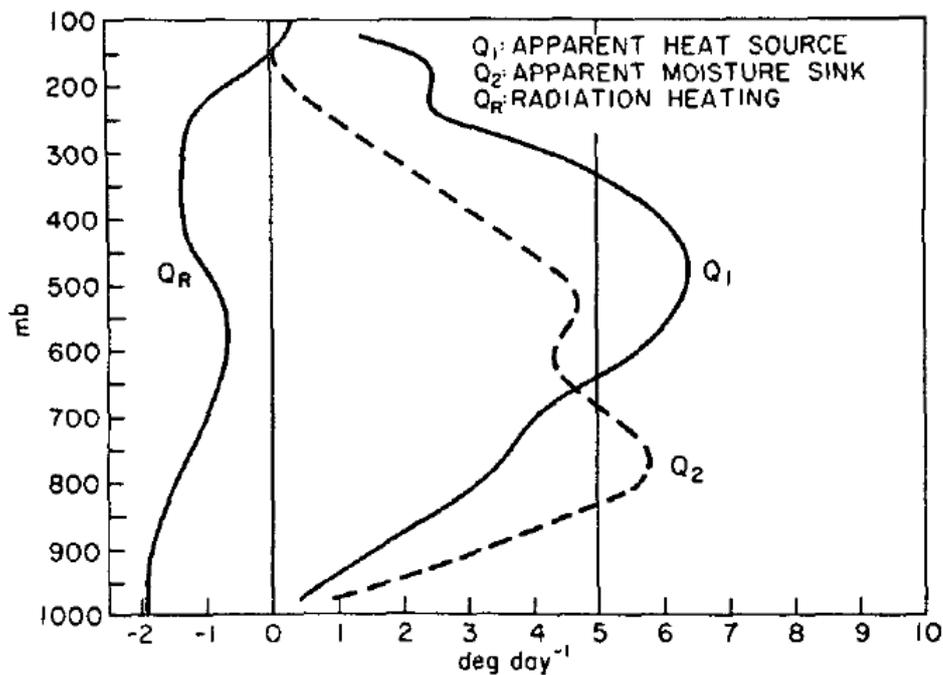


Figura 14. Perfis verticais médios de Q_1 (Linha sólida), Q_2 (Linha pontilhada), e Q_R (Linha sólida).
Fonte: Yanai *et al.*, 1973.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 CARACTERIZAÇÃO E ANÁLISE SINÓTICA DO VCAN

A Figura 15 mostra um conjunto de imagens de linhas de corrente e vorticidade relativa, no nível de 200 hPa, durante o tempo de vida do VCAN que compreende o período 13 a 24 de janeiro de 2011. Para verificar a nebulosidade ou a falta dela na superfície, é mostrado também uma sequência de imagens de satélite do canal vapor de água sempre para as 18:00 UTC.

Inicialmente é possível observar o VCAN formado sobre a região NEB, e oceano adjacente no dia 13/jan. Esse sistema foi oriundo de um cavado que estava alongado sobre o NEB, associado ao escoamento da AB. Ao analisar os primeiros dias de vida do vórtice, observa-se que prevaleceu uma região de subsidência, que seriam essas áreas escuras na imagem de satélite (Figura 15 b-d-f), situada sobre o oceano atlântico adjacente, enquanto que uma banda de nebulosidade associada ao sistema apresentava-se sobre parte do NEB.

Costa *et al.*, (2014), ao analisar as condições sinóticas desse mesmo evento de VCAN, encontrou um forte padrão ciclônico configurando o vórtice, sobre os estados de Pernambuco e Alagoas entre 13/jan e 15/jan. Nesse sentido, com a análise de imagens de satélite do canal infravermelho realçado, a autora inferiu que, inicialmente, a atividade convectiva apresenta-se com uma configuração amena, com algumas áreas onde se observou convecção profunda isolada. Nos dias seguintes, a atividade convectiva começa a se intensificar, atingindo vários Estados do NEB.

Através do campo de linha de corrente em 200 hPa e vorticidade relativa do dia 13/jan, foi observado a AB com o centro provavelmente sobre o sul do Peru (fora do limite da Figura 15-a), que influenciou na intensificação do cavado dando origem ao VCAN. Nessa junção entre VCAN e AB, a proximidade e confluência das linhas de corrente na área do vórtice, pode ter provocado na superfície uma convergência de massa, que por sua vez induziu a divergência em altos níveis, caracterizando um

escoamento difluente sobre o NEB. A partir do dia 15/jan, o VCAN ficou deslocado com o seu centro em torno de $09S^{\circ}/40^{\circ}$, e esse posicionamento intensificou a formação de áreas de instabilidade no sul do Maranhão e Piauí, nos setores oeste de Pernambuco e Paraíba, e ainda o sul do Rio Grande do Norte (Figura 15-o até Figura 15-t). Essa configuração prevaleceu até o dia 24/jan, dia esse em que o VCAN se dissipou totalmente. Vale destacar também que houve o alongamento de uma crista sobre o Brasil central que pode ter também contribuído para permanência do VCAN.

Em relação à variação da vorticidade relativa na estrutura do VCAN, alguns autores sugerem que espera-se que haja menores valores dessa variável geralmente em seu núcleo (Wang *et al.*, 2012; Gan e Dal Piva, 2013; Hirota *et al.*, 2016; Pinheiro *et al.*, 2016). Nas Figuras de linha de corrente e vorticidade em 200 hPa, os mínimos de vorticidade ciclônica em torno de $-1,2 \times 10^5 S^{-1}$ e $-1,4 \times 10^5 S^{-1}$ são vistos sobre o núcleo do VCAN durante sua atuação. Pinheiro *et al.*, 2016, diz que no HS os movimentos ciclônicos de um VCAN podem ser identificados através de regiões que apresentem valores negativos no campo de vorticidade relativa, e buscando os mínimos valores na região central do vórtice. Santos (2005) em sua pesquisa também voltada para VCAN, afirma que a vorticidade pode ser uma variável que se enquadra muito bem no processo de identificação de um VCAN, e pode ser usada durante a determinação da sua trajetória, através da observação de valores de vorticidade relativa ciclônica sobre o centro do sistema.

Ao longo do tempo, nota-se que a vorticidade ciclônica se intensificou sobre a região central do VCAN, principalmente à medida que ele se movimentou para oeste do NEB a partir do dia 17/jan (Figura 15 i-j). Já quando o sistema se enfraqueceu no dia 24/jan (Figura 15 w-x), essa variável também se mostrou menos intensa e sem as configurações vistas anteriormente.

Alguns autores sugerem que o enfraquecimento do VCAN pode estar associado a processos de conversão de energia potencial em energia cinética, ou a liberação de calor latente durante o seu tempo de vida (Coutinho, 2016). Esse VCAN teve um tempo de vida de 12 dias, e o seu escoamento estabeleceu-se de acordo com o tipo de

formação clássica descrita Kousky e Gan (1981), os quais constataram a presença de nebulosidade nas bordas leste e oeste do vórtice e o centro sem nebulosidade. Os autores concluíram que esse sistema se manteve devido a uma circulação termicamente direta da sua estrutura, devido ao resfriamento radiativo que ocorre no centro do vórtice, que induz a movimentos subsidentes, e ao aquecimento convectivo da sua borda.

Em resumo, a gênese ou tipo de formação do VCAN em questão foi classificada como sendo do tipo formação clássica, descrita no modelo conceitual de Kousky e Gan (1981), em que há uma intensificação em altos níveis da AB, que fortalece o escoamento do cavado sobre o NEB, até que a circulação ciclônica se fecha e se torna VCAN.

Esse vórtice pode ser classificado como sendo um VCAN do tipo 'úmido' (Frank, 1970), devido a ter bastante nebulosidade assimétrica em torno de sua estrutura. O padrão ciclônico configurado no nível de 200 hPa, foi observado em todo o período de vida do VCAN, porém, houve um aumento por volta do dia 18/jan (Figura 7a), quando se movimentou com mais intensidade em direção ao sul do NEB. A partir do dia 23/jan o VCAN foi perdendo sua configuração ciclônica e começou a se dissipar. O deslocamento do sistema foi classificado como do tipo "regular", de acordo com o que foi mostrado no trabalho de Ramirez *et al.*, (1999), em que os autores descrevem sobre o tipo de deslocamento que o vórtice pode ter durante a sua permanência sobre a região NEB.

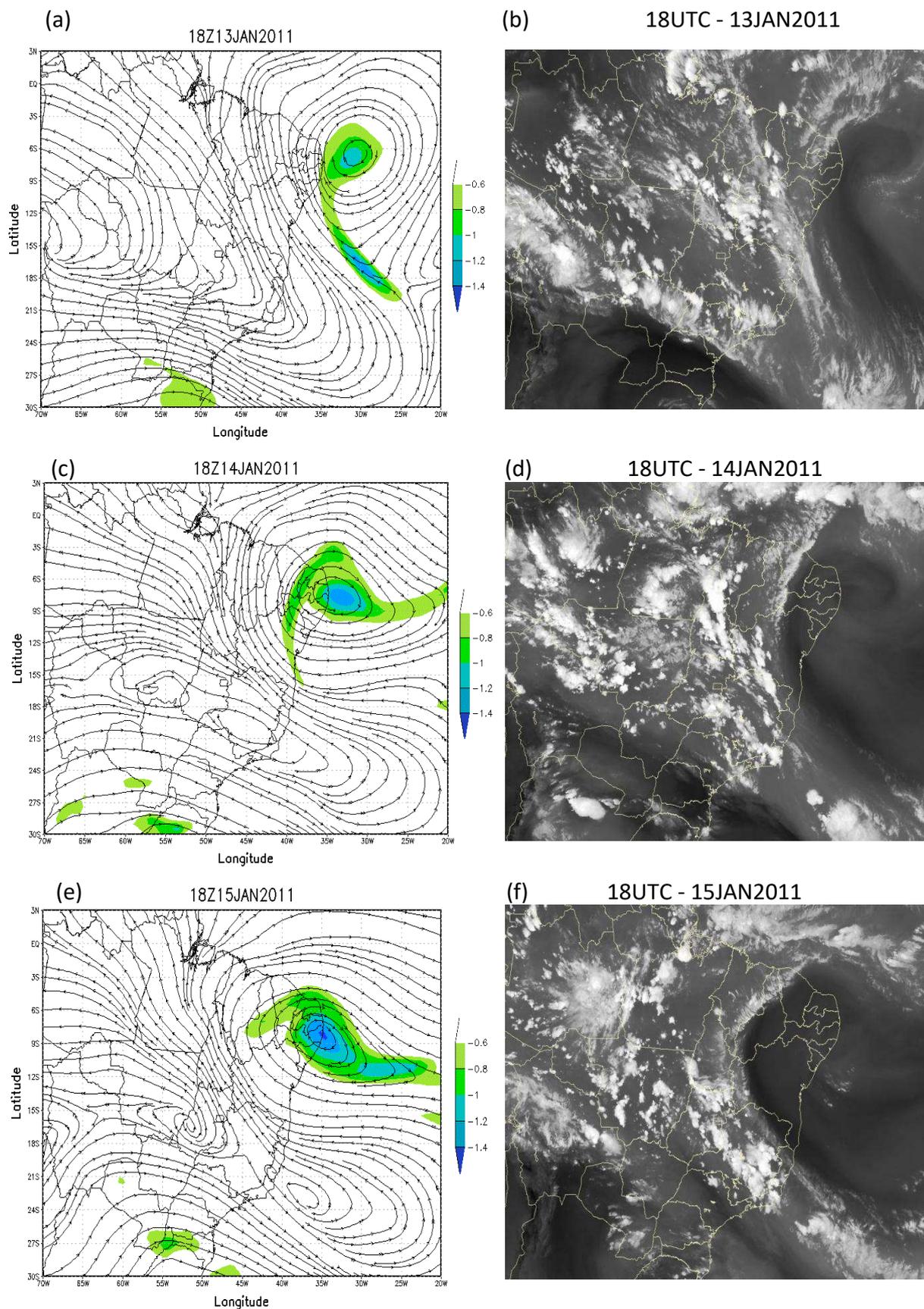


Figura 15. Campos linha de corrente do vento (m/s) e vorticidade relativa ($10^5 s^{-1}$) em 200hPa, junto com imagens de satélite do canal vapor d' água. Todas as imagens são referentes ao horário de 18:00 UTC para cada um dos dias em que o VCAN esteve atuando.

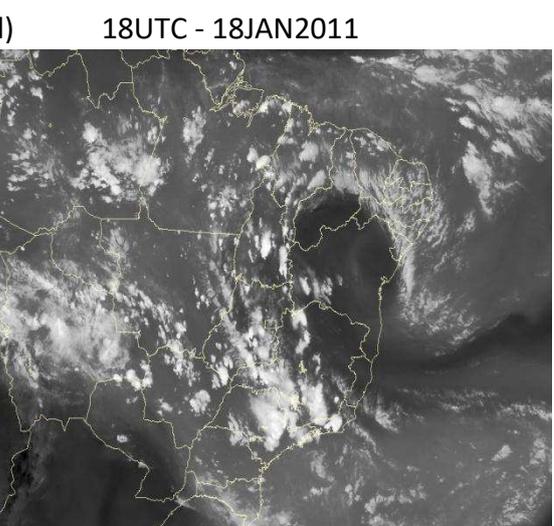
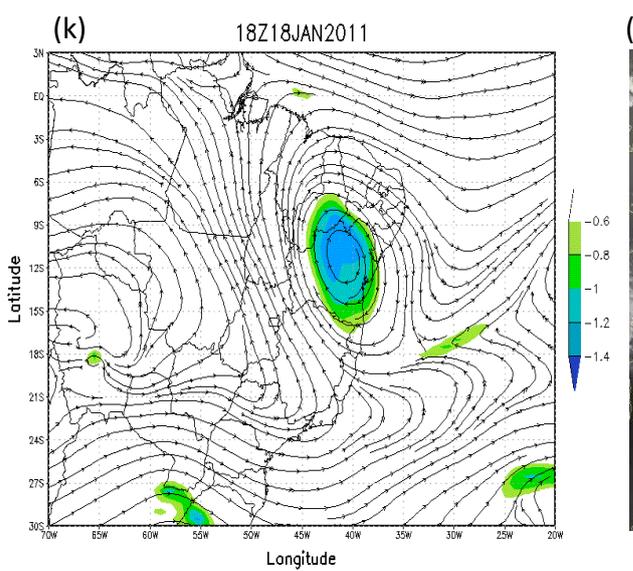
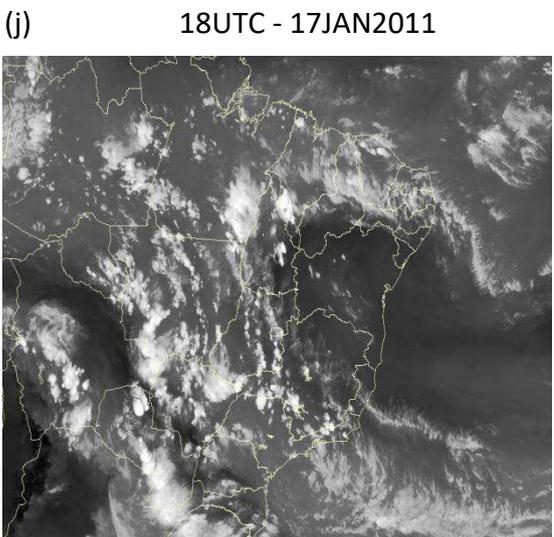
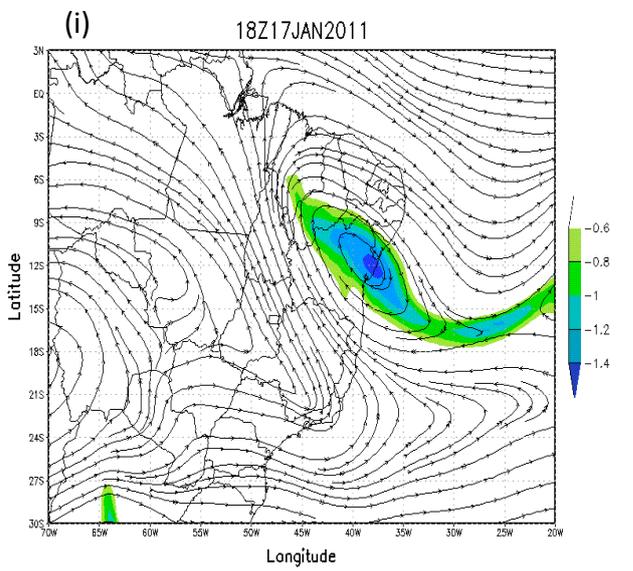
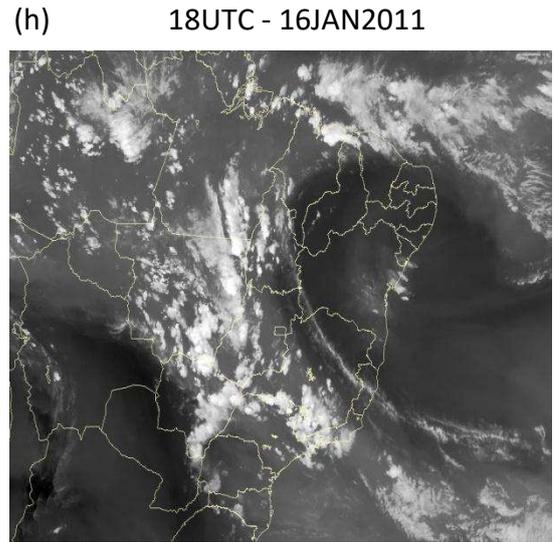
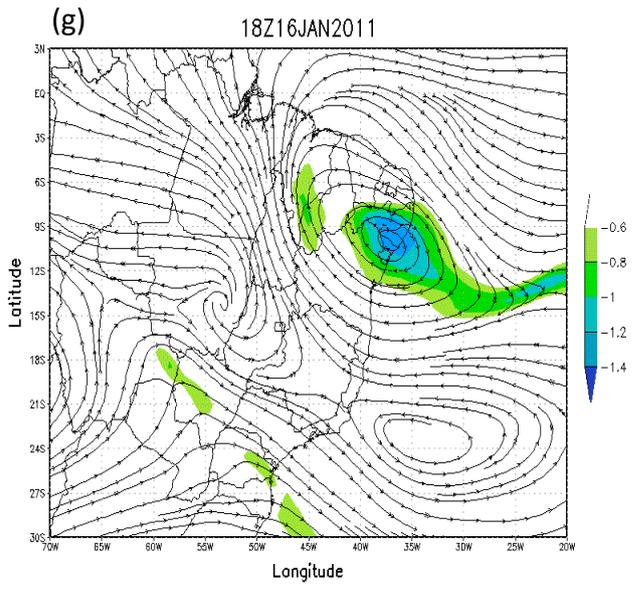


Figura 15. Continua.

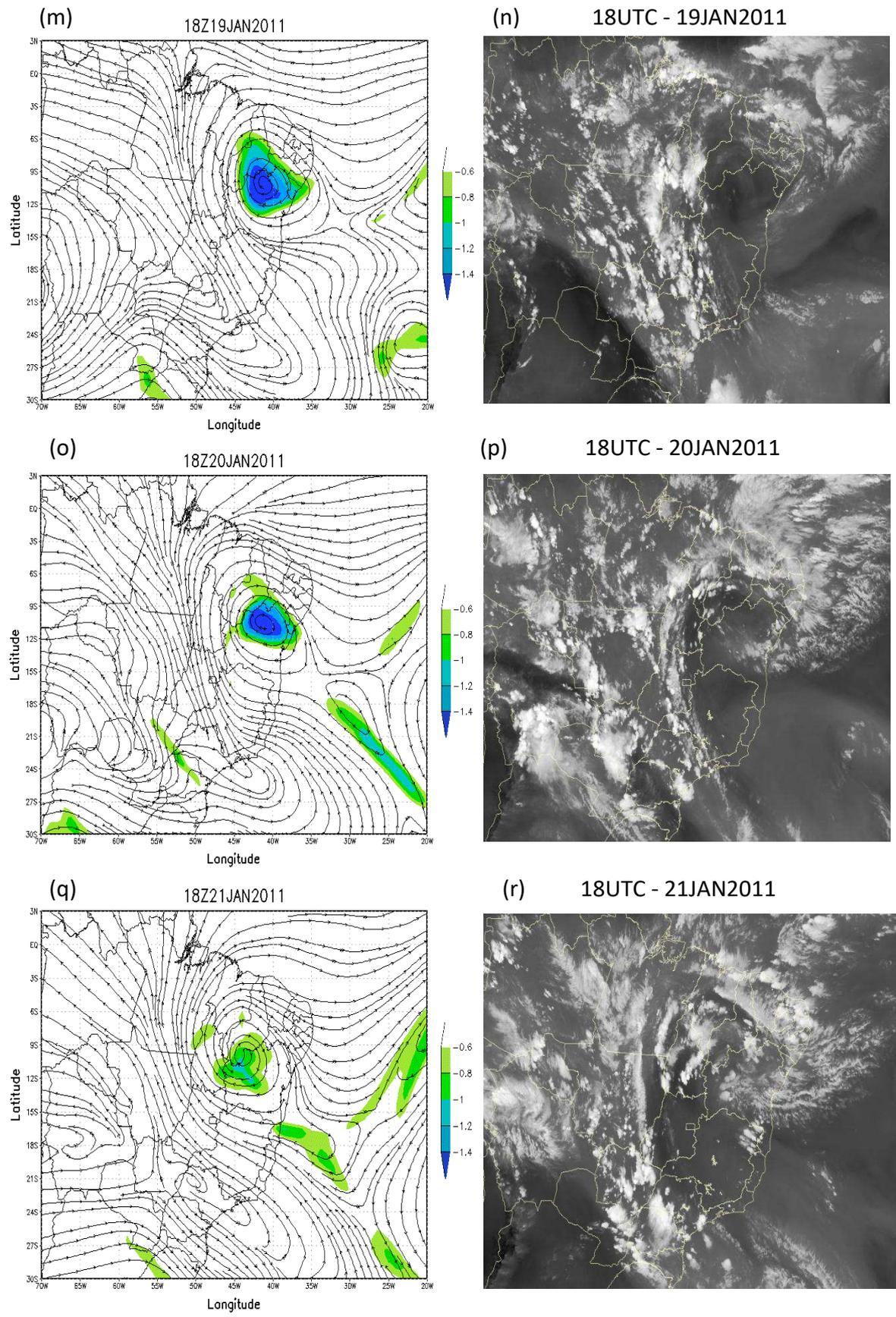


Figura 15. Continua.

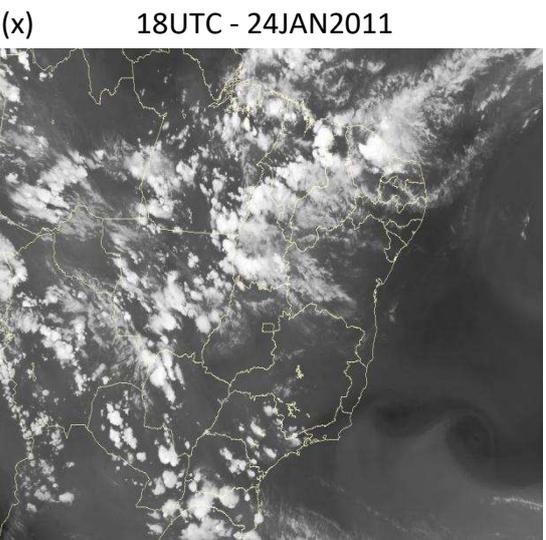
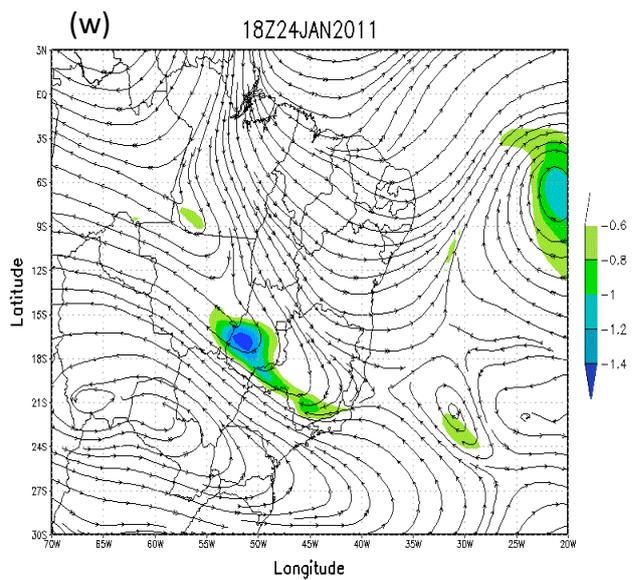
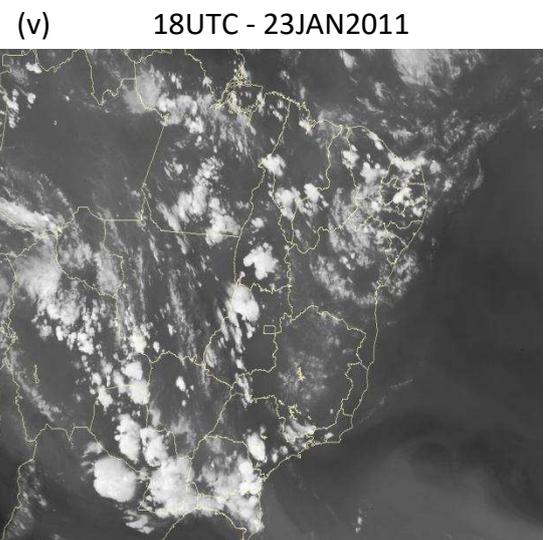
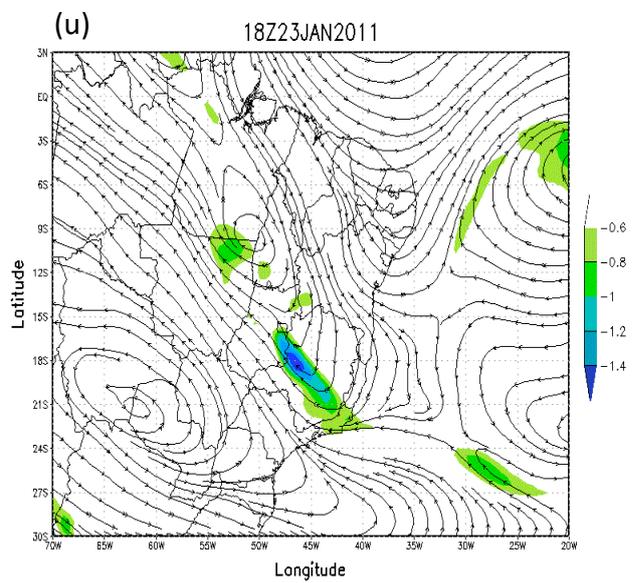
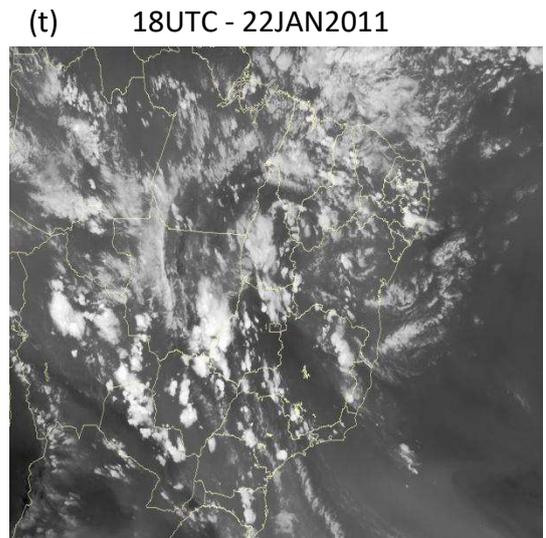
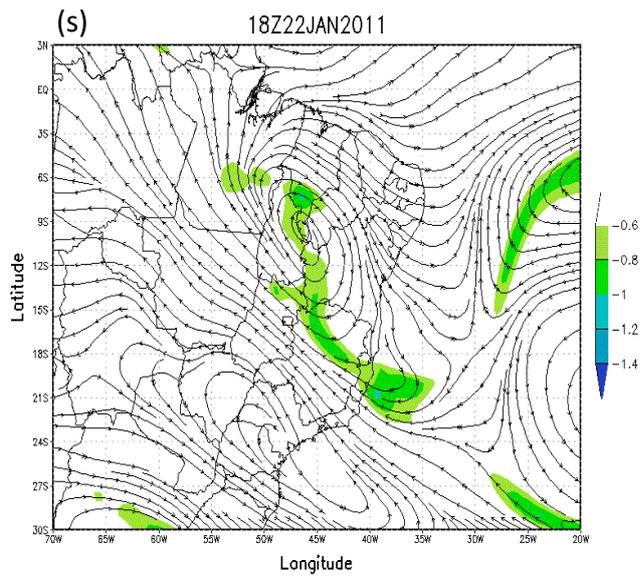


Figura 15. Conclusão

5.2 ANÁLISES DOS PERFIS VERTICAIS DA FONTE APARENTE DE CALOR (Q_1) E SUMIDOURO DE UMIDADE (Q_2), VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO ACUMULADA, E ÍNDICES TERMODINÂMICOS PARA OS PONTOS DE PETROLINA E NATAL .

A Figura 16 mostra as variações de Q_1 e de Q_2 para o ponto referente à cidade de Petrolina (PT) e Natal (NT), respectivamente. No período em que o ponto de NT esteve sobre a influência do centro do VCAN, a fonte de calor e o sumidouro de umidade tiveram um comportamento resultante da atuação dessa subsidência. Sobre NT, durante o período de 13/jan a 18/jan, Q_1 mostrou valores negativos (Figura 16-a), e isso correspondeu ao mesmo comportamento visto em Q_2 (Figura 16-b), que se mostrou com mais evidência por conta da subsidência encontrada nesse durante esses dias.

A fonte de calor se mostrou com núcleos intensos em torno de 500-300 hPa, chegando até a 12 K/dia, nos dias em que a borda do VCAN esteve sobre o continente, logo, a atividade convectiva foi maior observada sobre o ponto de NT (Figura 16-a). O Q_2 apresentou uma correlação com Q_1 dando respaldo a convecção ativa para aqueles dias, tendo núcleos nos níveis mais baixos da atmosfera em torno de 700-600 hPa. Sobre NT, os núcleos máximos de Q_1 foram encontrados no período de 19/jan a 24/jan, em torno de 600-300 hPa, e os núcleos de Q_2 também estiveram um comportamento típico de um período de convecção ativa (Figura 16 a-b).

Em relação a chuva observada em NT, a Figura 17-b mostra que a precipitação teve um comportamento esporádico logo nos primeiros dias em que a borda do vórtice esteve sobre NT, já a partir do dia 20/jan a chuva já teve uma regularidade maior com acumulados de 28,5 mm no dia 22/jan, 7 mm no dia 23/jan e 115,6 mm no dia 25/jan.

No ponto de PT, é visto que o período de influência do centro do VCAN foi maior, e um pouco mais evidente no campo de Q_1 , que apresentou um período de secagem desde o dia 13/jan até o dia 20/jan (Figura 16-c). E também mostrou núcleos negativos de Q_2 por volta de 800-700 hPa, com valor médio de -4 k/dia, que seria resultado da presença de nuvens rasas não precipitantes sobre o local.

No ponto de PT, as consequências do deslocamento da borda do vórtice foram sentidas sobre a atmosfera local a partir do dia 21/jan no campo de fonte aparente de calor e sumidouro aparente de umidade (Figura 16c-d). De modo que houve um pico máximo de Q_1 com magnitude de 10 k/dia entre 600-300 hPa e Q_2 com núcleo máximo em 800 hPa. Isso pode caracterizar a presença agora de nuvens cúmulos precipitantes que seriam resultado da convecção disparada. Esses resultados estão de acordo com os resultados encontrados em Yanai *et al.* (1973), isso porque nos resultados em relação aos dois pontos em questão os perfis de Q_1 e de Q_2 geralmente são dispostos e correlacionados dessa forma.

Os dados de chuva mostrados na Figura 17a mostram que a partir do dia 20/jan a chuva teve um comportamento bem marcado, com maior registro de acumulado de chuva no 21/jan que foi de 37 mm.

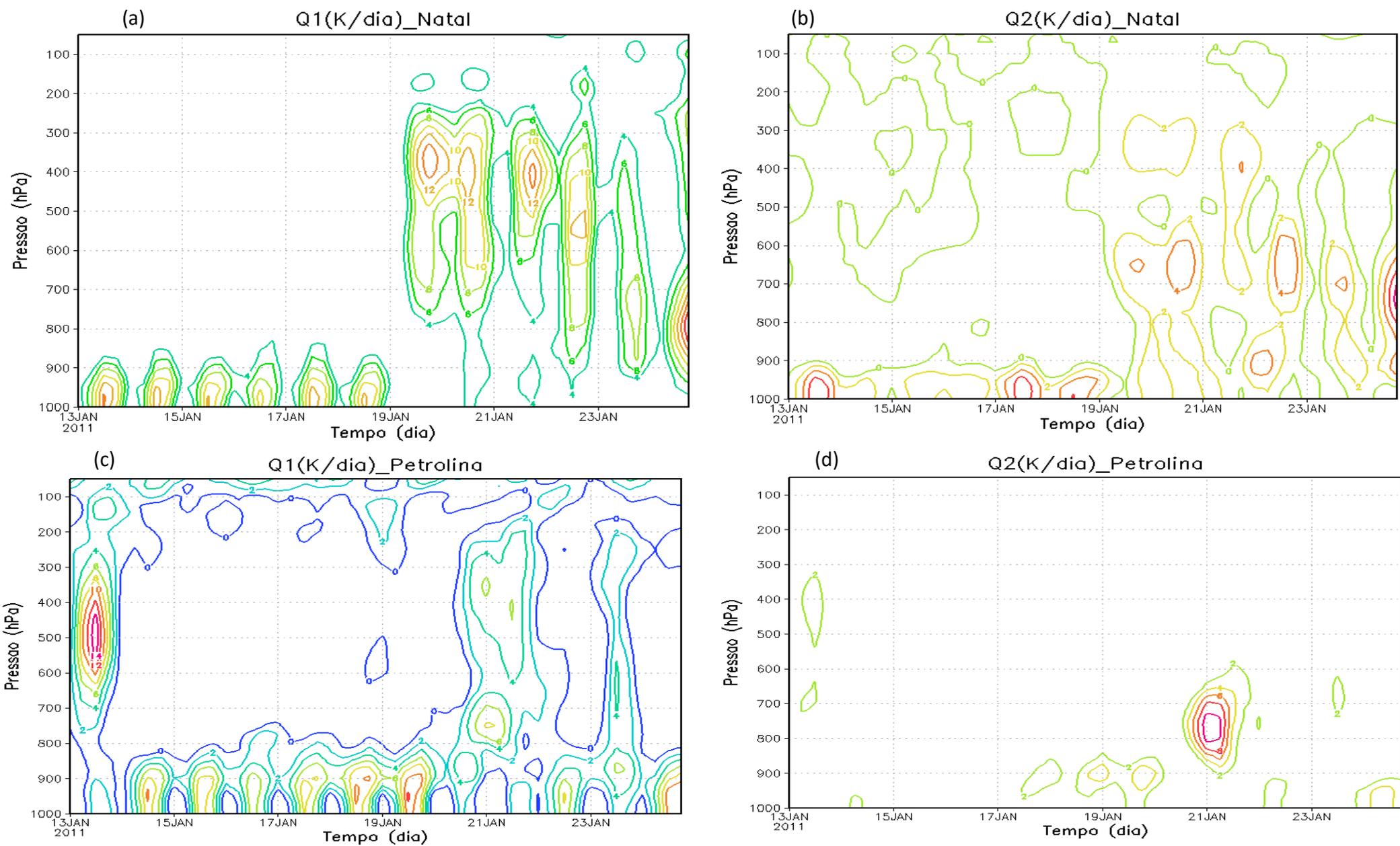


Figura 16. (a) Evolução diária de Q_1 durante atuação do VCAN para o ponto de NT variando, desde 1000 até 100 hPa. (b) Evolução diária de Q_2 durante atuação do VCAN para o ponto de NT variando, desde 1000 até 100 hPa. (c) Evolução diária de Q_1 durante atuação do VCAN para o ponto de PT variando, desde 1000 até 100 hPa. (d) Evolução diária de Q_2 durante atuação do VCAN para o ponto de PT variando, desde 1000 até 100 hPa.

A Tabela 4 mostra a distribuição dos índices termodinâmicos CAPE e CINE, juntamente com a precipitação observada durante o período de atuação do VCAN sobre a cidade de PT, e a Tabela 5 mostra as informações só que agora para a cidade de NT.

Fazendo, então, uma associação com relação aos índices termodinâmicos, de modo geral é possível ver nas Tabelas 4 e 5, que os índices mostraram um período de supressão bem acentuado, e outro de atividade convectiva bem marcado, que ocorreram devido aos movimentos de deslocamento do vórtice sobre os dois pontos em questão. O resultado desse comportamento é visto no campo de precipitação acumulada. No dia 19/jan no ponto de NT, o CAPE registrado foi de 2937,4 J/Kg, um valor bem significativo que pode ser resultado da influência da borda do vórtice que estava sobre a região. O CINE registrado nesse dia de 1,94 J/Kg, um valor baixo que seria resultado de uma atmosfera energeticamente ativa para processos convectivos de aquecimento e formação de nuvens.

A simples existência de CAPE na atmosfera não é condição suficiente para que ocorra a formação de nuvens e precipitação, visto que há outros fatores envolvidos no processo, que podem inibir a formação de nuvens convectivas. Dentre eles está o efeito do entranhamento de ar frio e seco nas parcelas em convecção, e o CINE representa a energia que deve ser vencida antes que as parcelas se tornem flutuantes (Williams e Rennó, 1993; Souza *et al.*; 2001).

Por conta da localização de PT situada no sudoeste do NEB, até o dia 19/jan a cidade ainda estava sofrendo influência do centro do VCAN, que esteve se movimentando em direção a Bahia, e isso pode ser visto na variação de CAPE e de CINE que mostraram um comportamento desordenado (Tabela 4). A variação de CAPE nos dias atuação do centro do VCAN sobre PT foi em média na ordem de 431,24 J/Kg, e as variações do CINE foram da ordem de 112,50 J/Kg.

Em relação às variações de CAPE e CINE em NT, foi visto que o pico maior de CAPE foi no dia 19/jan, assumindo valor de 2927,36 J/Kg, e também no último dia de atuação do VCAN, assumindo valor de 2175 J/Kg. O CINE representou o período de

supressão causado pelo vórtice no dia 15/jan, em que ele obteve valor seu valor mais alto, sendo de 23,6 J/Kg (Tabelas 5). Soares (2014), utilizou de índices termodinâmicos para avaliar o potencial convectivo de descargas elétricas na região sudeste do Brasil, o autor mostrou que o CINE foi o índice que apresentou maior irregularidade em seu comportamento, quando comparados com dados de descargas atmosféricas e valores de referência na literatura.

A Tabela 4 mostra também a precipitação observada durante evento de VCAN para PT. Ocorreu uma pequena precipitação de 5,2 mm primeiro dia de atuação do vórtice, e a partir desse dia um grande período de secagem foi observado. A próxima chuva significativa ocorreu dia 21/jan até o dia 24/jan, período esse que a borda do sistema estava ativa e propensa à convecção.

No ponto de NT, a chuva se mostrou em maior quantidade, desde o dia 20/jan até o dia 24/jan (Tabela 5). Se olharmos o comportamento de CAPE pode-se observar que esses dias de precipitação forte foram precedidos de altos valores de CAPE, e acompanhados de CINE reduzido, ou seja, representando as condições de instabilidade atmosférica causadas pela borda do vórtice.

Tabela 4. Distribuição de CAPE, CINE, e precipitação observada para a cidade de Petrolina durante a atuação do VCAN.

PT	13/jan	14/jan	15/jan	16/jan	17/jan	18/jan	19/jan	20/jan	21/jan	22/jan	23/jan	24/jan
CAPE (J/Kg)	1696,5	31,5	4,6	80,2	475,3	97,4	633,3	547,7	1304,7	196,5	88,6	4,9
CINE (J/Kg)	0,7	4,8	187,7	205,0	31,0	246,4	103,0	3,9	0,0	2,8	73,9	0,1
CHUVA (mm)	5,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	37,0	9,8	17,4	19,8

Tabela 5. Distribuição de CAPE, CINE, e precipitação a observada para a cidade de Natal durante a atuação do VCAN.

NT	13/jan	14/jan	15/jan	16/jan	17/jan	18/jan	19/jan	20/jan	21/jan	22/jan	23/jan	24/jan
CAPE (J/Kg)	624,5	420,2	584,9	1483,7	1504,5	627,8	2937,4	1255,7	1092,0	377,5	850,0	2175,0
CINE (J/Kg)	5,8	3,9	23,6	0,0	0,9	2,6	1,9	3,5	9,4	10,9	4,1	2,8
CHUVA (mm)	4,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	5,8	0,0	28,5	7,0	115,6

5.3 ANÁLISES DOS PERFIS VERTICAIS DA FONTE APARENTE DE CALOR (Q_1) E SUMIDOURO DE UMIDADE (Q_2), VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO ACUMULADA, E ÍNDICES TERMODINÂMICOS PARA OS PONTOS DE BOM JESUS DA LAPA (BJL) E SALVADOR (SV).

No que concerne os outros dois pontos de estudo que são Bom Jesus da Lapa (BJL) e Salvador (SV), são mostrados agora a evolução de Q_1 e Q_2 durante a atuação do VCAN, através da Figura 17.

Em BJL a predominância de Q_1 foi de valores negativos com picos em torno de 600-400 hPa, principalmente a partir do dia 15/jan por conta da movimentação do centro do vórtice sobre o local (Figura 17-a). Os núcleos negativos se mostraram bem mais intensos em 20/jan, chegando a atingir a faixa entre 600-200 hPa. Nos dias em que BJL se tornou ponto de centro do VCAN, os valores negativos de Q_1 podem estar associados ao resfriamento que ocorre na região do núcleo do VCAN, que induziram a uma supressão da convecção devido esses movimentos de descida de ar.

O Q_2 se manteve intenso com valores negativos, com núcleos por volta de 800-700 hPa. Essa diferença de altura dos máximos de Q_2 , em relação com o máximo de Q_1 , é um padrão típico descrito em Yanai *et al.*, (1973). Quando Q_2 se mostra com valores intensos, essa pode ser uma situação em que ele está associado ao desentranhamento de nuvens rasa, pois durante o processo de evaporação dessas nuvens, elas se tornam então uma fonte de vapor, ou seja, nessa situação Q_2 agora pode ser uma fonte de umidade na superfície, em resposta a atuação do VCAN nos altos níveis.

De certa forma, o ponto de BJL não apresentou tantas condições favoráveis a convecção, mas em alguns dias esse efeito foi vencido e houveram registro de precipitação nesse local (Figura 17-a), tendo os dias 22/jan e 23/jan registrado um acumulado de 16,4 e 10,4 mm, respectivamente. Isso mostra que mesmo estando sobre a ação do núcleo do vórtice, a atmosfera local pode ter tido condições termodinâmicas de pequena escala para vencer essa subsidência, levando a ocorrência das chuvas.

Em relação ao ponto de SV, nota-se que esse ponto teve uma variação um pouco diferenciada em relação aos parâmetros Q_1 e Q_2 vistos em BJL. SV se mostrou

diferente porque mesmo quando esteve sob influência da subsidência do VCAN, houve dias em que a fonte de umidade estava ativa, se mostrando positiva e com picos que representavam uma atmosfera convectiva, e Q_2 também teve uma variação associada ao processo de convecção. Isso pode ser visto na Figura 17-b em que no dia 20/jan, foram encontrados núcleos positivos de fonte de calor bastante intenso chegando a 7 K/dia em torno de 400-300 hPa, que podem caracterizar a presença de nuvens com topo alto do tipo cumulonimbos.

Em relação a Q_2 , nota-se que um núcleo negativo que representaria bem a chegada do núcleo frio do vórtice foi visto no dia 17/jan, que atingiu valor máximo de 6 K/dia no nível de 800 hPa. Isso poderia estar associado a presença de nuvens rasas em decorrência da subsidência de ar frio do VCAN sobre SV (Figura 17-d). Nesse sentido, quando se tem valores negativos de Q_1 por volta de e de 700 hPa (Figura 17-c), pode ser também um indício de que a atmosfera estava numa situação de estabilidade, que levaria a ter a presença de nuvens rasas que se formaram e se dissiparam rapidamente

Tang *et al.*, (2016) chegaram a essa mesma conclusão, quando encontrou valores de Q_1 e Q_2 negativos, e concluiu que esses indicadores poderiam estar associados a presença de nuvens não precipitantes, que se formam quando a atmosfera está numa condição de forte estabilidade.

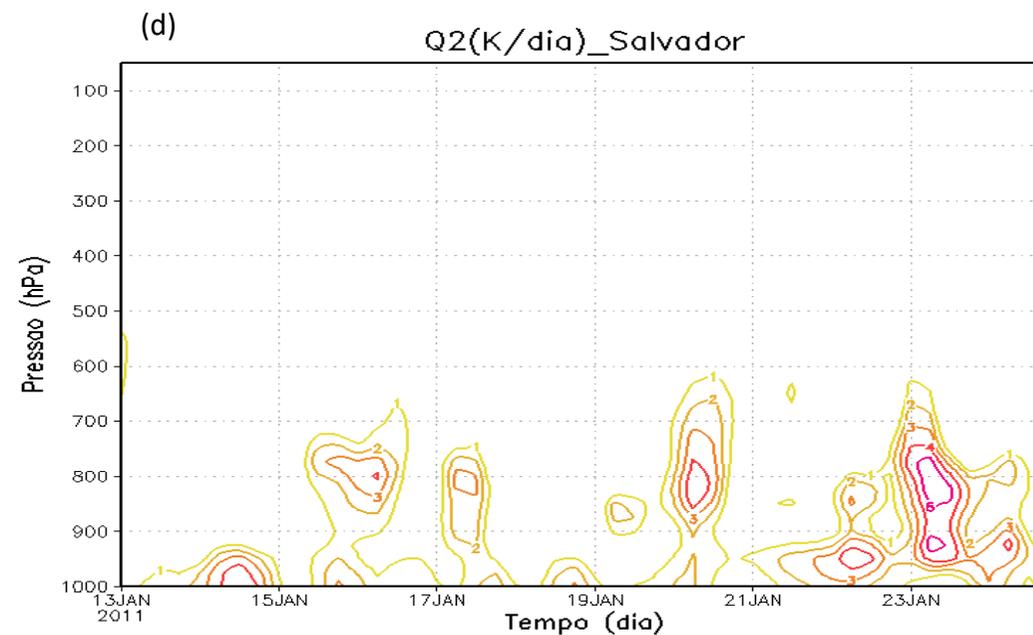
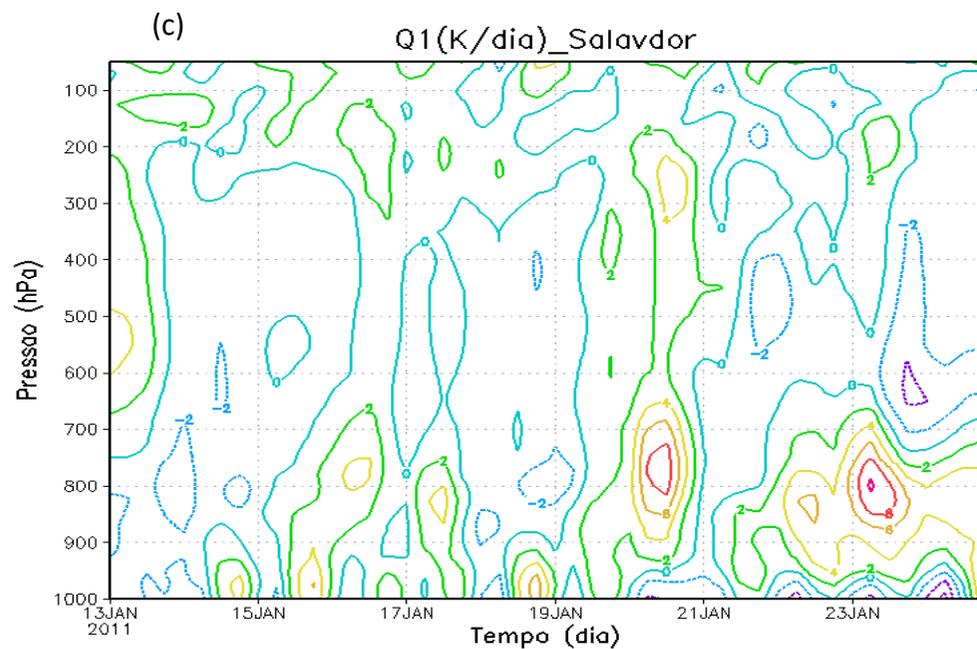
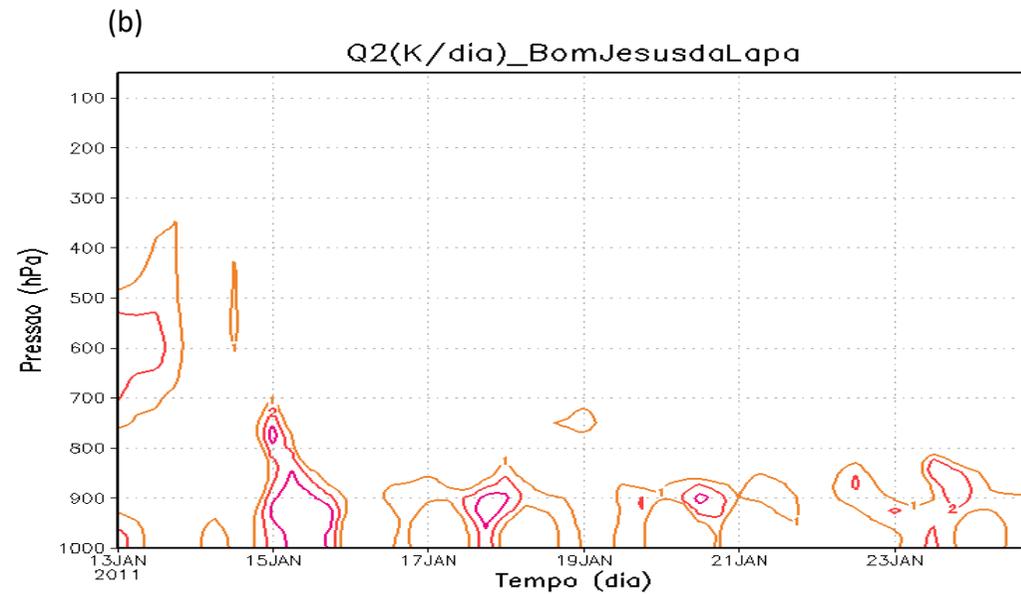
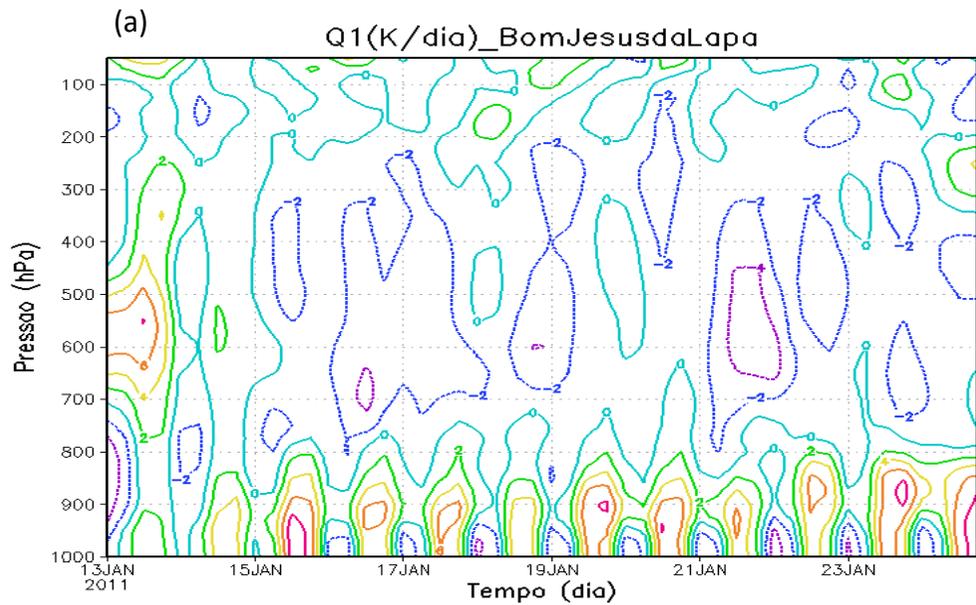


Figura 17. (a) Evolução diária de Q_1 durante atuação do VCAN para o ponto de BJL, variando desde 1000 até 100 hPa . (b) Evolução diária de Q_2 durante atuação do VCAN para o ponto de BJL variando, desde 1000 até 100 hPa, (c) Evolução diária de Q_1 durante atuação do VCAN para o ponto de SV variando, desde 1000 até 100 hPa. (d) Evolução diária de Q_2 durante atuação do VCAN para o ponto de SV variando, desde 1000 até 100 hPa.

As Tabelas 6 e 7 mostram agora as variações de CAPE e CINE juntamente com a precipitação acumulada para BJL e SV, respectivamente.

Sobre este aspecto, na Tabela 6 é visto que em BJL houve um predomínio de convecção suprimida e secagem da atmosfera de acordo com as informações da Tabela 6. Mas, os dados de chuva acumulada para esse local mostraram que em algumas situações a convecção ocorreu, em dias como 22/jan e 23/jan, o CAPE se mostrou relativamente alto, assumindo valor 184,2 e 677,2 J/Kg.

Em relação aos valores CINE, BJL apresentou valores relativamente baixos durante a atuação do VCAN (Tabela 6). Esse índice termodinâmico teve uma variação assimétrica, e a maior disponibilidade de energia de inibição foi registrada no dia 23/jan, assumindo o valor de 285,9 J/Kg, em que provavelmente as parcelas de ar tiveram uma barreira maior a ser quebrada no seu processo de ascensão, o que pode levar a uma dificuldade no desenvolvimento das nuvens e, conseqüentemente, na ocorrência de precipitação. Gille e Mota (2014) mostraram em seus resultados que, nem sempre, valores altos da CAPE podem estar relacionados com ocorrência ou não de precipitação. Nesses casos os autores dizem que a ausência de chuva, pode ocorrer devido à falta de um mecanismo dinâmico, forte o suficiente, para elevar a parcela de ar da superfície e ocorrer a formação de nuvens.

Em SV a disparidade da convecção em relação ao movimento do centro do VCAN, pode ser visto na variação do CAPE, que nos dias 17/jan e 21/jan esse parâmetro se mostrou bem elevado, dando condições de instabilidade para que processos de formação de nuvens precipitantes pudessem acontecer. Os dados de chuva acumulada registraram 16,2 mm em 17/jan e 16,9 mm no dia 21/jan (Tabela 7). Esses acumulados de chuva, mostram que a precipitação ocorrida foi relevante.

De certa forma em SV, a subsidência gerada pelo núcleo frio do vórtice pode ser vencida por algum forçamento local, como por exemplo, o efeito de brisa que pode ter gerado uma convergência de umidade local, e ter favorecido a ocorrência da chuva em SV. Mas, isso ainda não pode ser afirmado com veemência, por conta da falta de

pesquisas científicas que embasem essa afirmativa, da influência do sistema de brisa costeira na chuva de SV.

De um modo geral, o ponto de BJL pode ter sofrido bem mais consequências da chegada do núcleo frio do VCAN, por conta das características de convecção suprimida, precedida de um período de secagem da atmosfera, também e por conta das variações dos parâmetros termodinâmicos discutidos aqui. No que concerne SV, nota-se que mesmo estando sobre a ação do núcleo do VCAN, esse ponto pode ter sofrido ações de outros sistemas convectivos que atuam na região, e isso pode ter disparado a convecção.

Tabela 6. Distribuição de CAPE, CINE, e precipitação observada para a cidade de Bom Jesus da Lapa durante a atuação do VCAN.

BJL	13/jan	14/jan	15/jan	16/jan	17/jan	18/jan	19/jan	20/jan	21/jan	22/jan	23/jan	24/jan
CAPE (J/Kg)	329,8	318,5	70,8	3,9	448,1	32,9	295,9	184,2	677,2	194,3	5,3	56,2
CINE (J/Kg)	41,2	69,5	0,0	105,9	131,9	176,5	110,3	95,7	51,6	62,3	285,9	52,3
CHUVA (mm)	25,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,8	0,0	0,0	0,0	16,4	10,4	0,0

Tabela 7. Distribuição de CAPE, CINE, e precipitação observada para a cidade de Salvador durante a atuação do VCAN.

SV	13/jan	14/jan	15/jan	16/jan	17/jan	18/jan	19/jan	20/jan	21/jan	22/jan	23/jan	24/jan
CAPE (J/Kg)	1885,8	231,2	516,2	1718,5	1497,1	372,7	289,7	695,8	973,4	636,3	993,9	0,0
CINE (J/Kg)	0,8	5,4	3,3	0,5	2,2	15,7	9,2	26,2	2,5	2,0	0,4	0,0
CHUVA (mm)	4,0	6,0	0,0	0,0	16,2	0,0	6,3	1,5	16,9	0,1	0,9	1,3

5.4 VARIABILIDADE ESPACIAL DA FONTE APARENTE DE CALOR E SUMIDOURO APARENTE DE UMIDADE

Foram gerados os campos de espacialização da fonte aparente de calor e do sumidouro aparente de umidade para os 12 dias de atuação do VCAN, mas por motivos de espaço no texto, foram selecionados dois períodos em que serão analisados os resultados, sendo os três primeiros dias de atuação do sistema que vão do dia 13/jan a 15/jan, e os três últimos dias de atuação dele que vão do dia 21/jan a 23/jan. Serão mostrados também, os campos de precipitação acumulada estimada pelo satélite TRMM, e as imagens de satélite do canal infravermelho realçado.

Nas Figuras 18-a e 18-b, são mostrados a espacialização de Q_1 e Q_2 em 300 hPa no dia 13/jan, nesse período em particular, sobre algumas áreas do NEB nota-se que a fonte de calor se mostrou de forma nula, ou seja, não apresentando valores, em resposta a atuação do centro do VCAN que tomou um movimento migratório em direção ao NEB. Na imagem de satélite do canal infravermelho realçada (Figura 18-d), sobre a superfície é possível ver algumas nuvens de topo frio com temperatura em torno de -30°C que vão desde a faixa que vai do Rio Grande do Norte e chegando até o Piauí, que seria resultado da presença da borda do vórtice em altos níveis sobre essa região.

No período de 13-15/jan, as imagens de satélite representaram bem a região da borda e do centro do VCAN. É notório que há uma área de bastante convergência de umidade vinda da região da ZCAS (Kodama, 1993), que quando interagiu com a região da borda do VCAN formaram uma configuração típica dos sistemas precipitantes que atuam na América do Sul durante o verão. Yanai & Tomita (1998), examinaram a variabilidade sazonal e interanual de Q_1 e Q_2 e os mecanismos associados ao aquecimento atmosférico sobre várias regiões do globo. Seus resultados mostraram que os perfis verticais de Q_1 e Q_2 sobre o Brasil no verão, primavera e outono são positivos, e isso seriam evidências da presença de um transporte vertical convectivo.

No campo de Q_1 essa configuração foi bem representativa com núcleos intensos de Q_1 em torno de 10 K/dia principalmente sobre o Brasil central e oeste da Bahia, o Q_1 se mostrou correspondente nessas áreas de acordo com os dados de chuva estimada pelo satélite TRMM, isso porque nas áreas de maior atividade convectiva a presença da chuva seria um sumidouro dessa umidade concentrada, que se dissipa em forma de precipitação.

Nas outras áreas em que se observa uma convecção mais ativa, como na região do corredor de umidade da ZCAS e da ZCIT, a variação espacial de Q_1 e Q_2 teve uma boa distribuição, por conta da presença de uma grande quantidade de nuvens e do processo de convecção ativo sobre o local, esses núcleos convectivos foram bem representados pela estimativa de chuva pelo satélite TRMM (Figura 20-c).

De modo geral, as informações mostradas para esse período de atuação do VCAN, representaram a sua movimentação em que ele se deslocou do oceano em direção ao continente, e nesse caso Q_1 e Q_2 foram praticamente nulos sobre o NEB. Nas áreas em que havia nebulosidade convectiva vinda outros sistemas precipitantes como, por exemplo, a ZCIT, a espacialização de Q_1 e Q_2 se mostrou correlacionada mostrando que ali estaria havendo um maior transporte de umidade dos baixos níveis para os altos níveis caracterizando a presença de nuvens profundas.

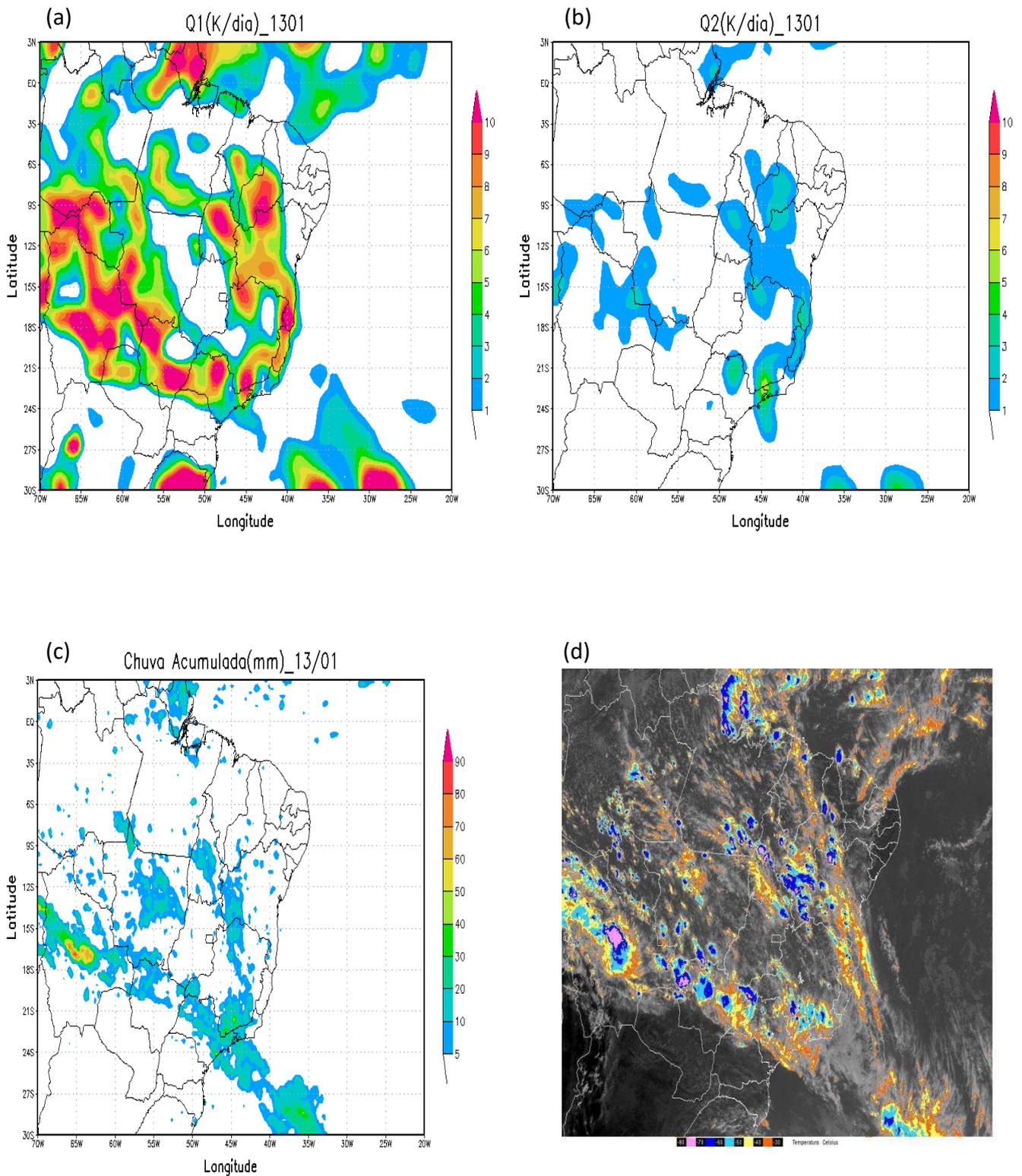


Figura 18. (a) Espacialização de Q_1 no dia 13/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 13/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 13/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 13/jan.

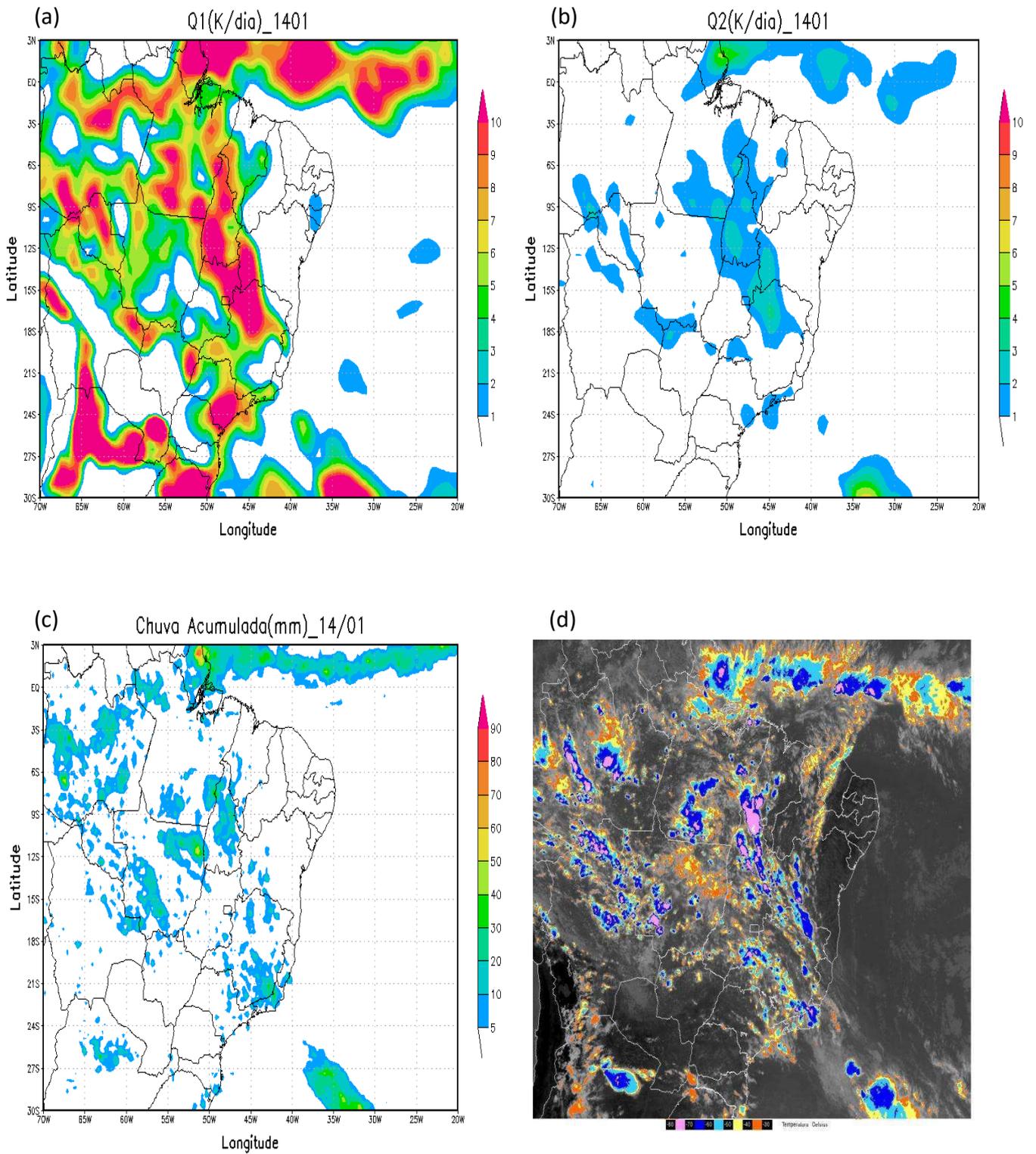


Figura 19. (a) Espacialização de Q_1 no dia 14/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 14/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 14/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 14/jan.

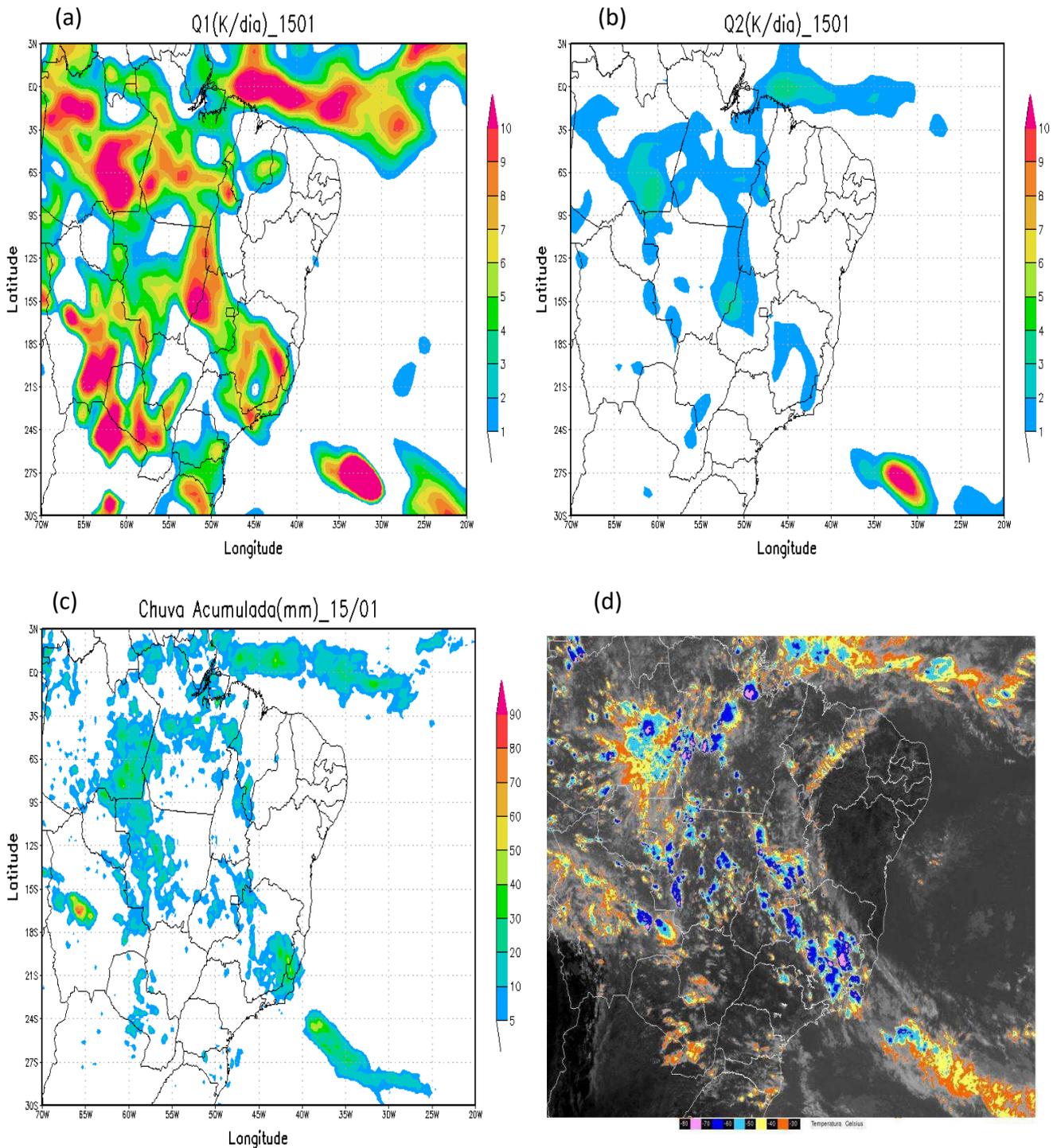


Figura 20. (a) Espacialização de Q_1 no dia 15/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 15/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 15/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 15/jan.

As Figuras que serão mostradas a partir de agora são para o período que vai de 21/jan a 24/jan, período esse em que o VCAN teve um deslocamento para a parte sul do NEB, o que levou a um favorecimento da convecção sobre a parte norte, leste e oeste do NEB.

O campo de Q_1 para o dia 21/jan apresentou-se bastante intenso praticamente sobre toda a região de atuação da borda do vórtice, e Q_2 também deu um respaldo a essa atuação da borda, que na superfície favoreceu a formação de uma grande quantidade de nuvens de topo frio variando em torno de -40 a -70°C . Bezerra (2006) discute em seus resultados que a região NEB apesar de climatologicamente ser uma área de convecção suprimida, quando ela está sob a ação de algum sistema de meso ou grande escala como por exemplo as ondas de leste, ZCIT e VCAN, ela pode se tornar uma grande área de concentração de umidade para a atmosfera.

Em relação a chuva estimada pelo satélite TRMM, houve agora uma melhor representação da chuva estimada, com acumulados de precipitação em torno de 30 mm nos Estados da parte leste e norte do NEB. Essa precipitação estaria associada à contribuição da borda do vórtice para gerar convecção. No dia 22/jan, essa precipitação ficou em torno de 20 mm (Figura 22-c), exatamente na área em que havia um aglomerado de Q_1 com valor de 8 K/dia (Figura 22-a), e Q_2 de 3 K/dia bem correlacionados (Figura 22-b). Em concordância com isso, a imagem de satélite (Figura 22-d), mostra que a nebulosidade se mantém com algumas linhas de células convectivas profundas que podem ter contribuído significativamente para as chuvas na região da periferia do VCAN.

De certa forma, o VCAN quando esteve posicionado sobre o NEB, em alguns momentos inibiu ou favoreceu a ocorrências das chuvas, e isso pode informar a irregularidade no comportamento da chuva sobre a região durante a atuação do sistema (Barreto, 2015).

Caminhando para fim da atuação do VCAN sobre o NEB, no dia 23/jan (Figura 23-a-b), ainda é possível ver que a variação dos indicadores de umidade Q_1 e Q_2 se mostram intensos e correlacionados, em virtude do processo de condensação das

nuvens que advém da borda do VCAN, que já se mostra em processo de dissipação, mesmo assim a atmosfera ainda sofre os efeitos da sua atuação.

O processo de manutenção e desintensificação do VCAN ocorreu de acordo com o modelo de vórtice proposto por Kousky e Gan (1981), ou seja, a sua permanência pode estar diretamente relacionada com a circulação termicamente direta que ocorre entre as áreas de sua borda e de seu centro, juntamente com a liberação de calor latente pelas nuvens convectivas adjacentes ao centro do sistema.

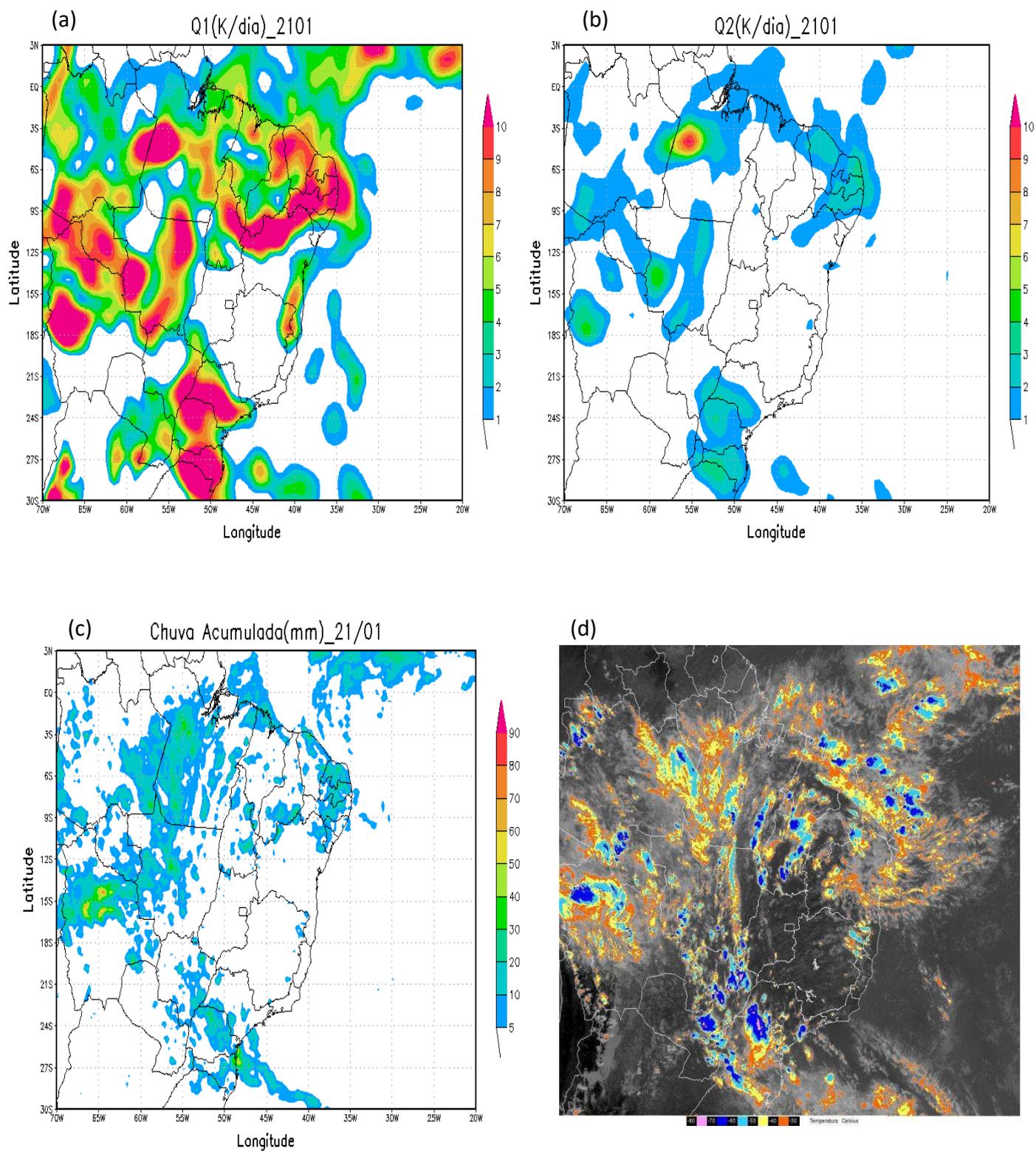


Figura 21. (a) Espacialização de Q_1 no dia 21/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 21/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 21/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 21/jan.

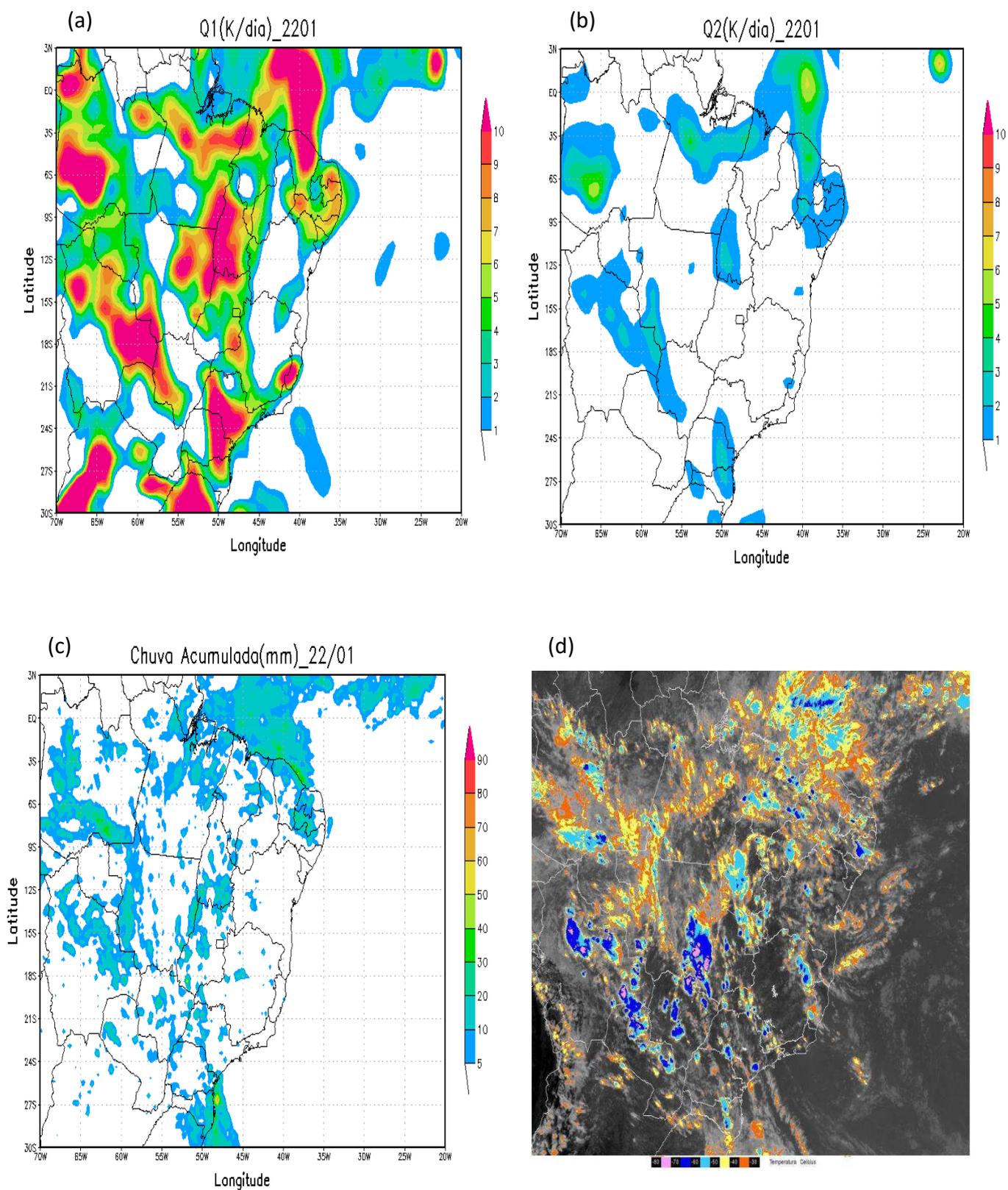


Figura 22. (a) Espacialização de Q_1 no dia 22/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 22/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 22/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 22/jan.

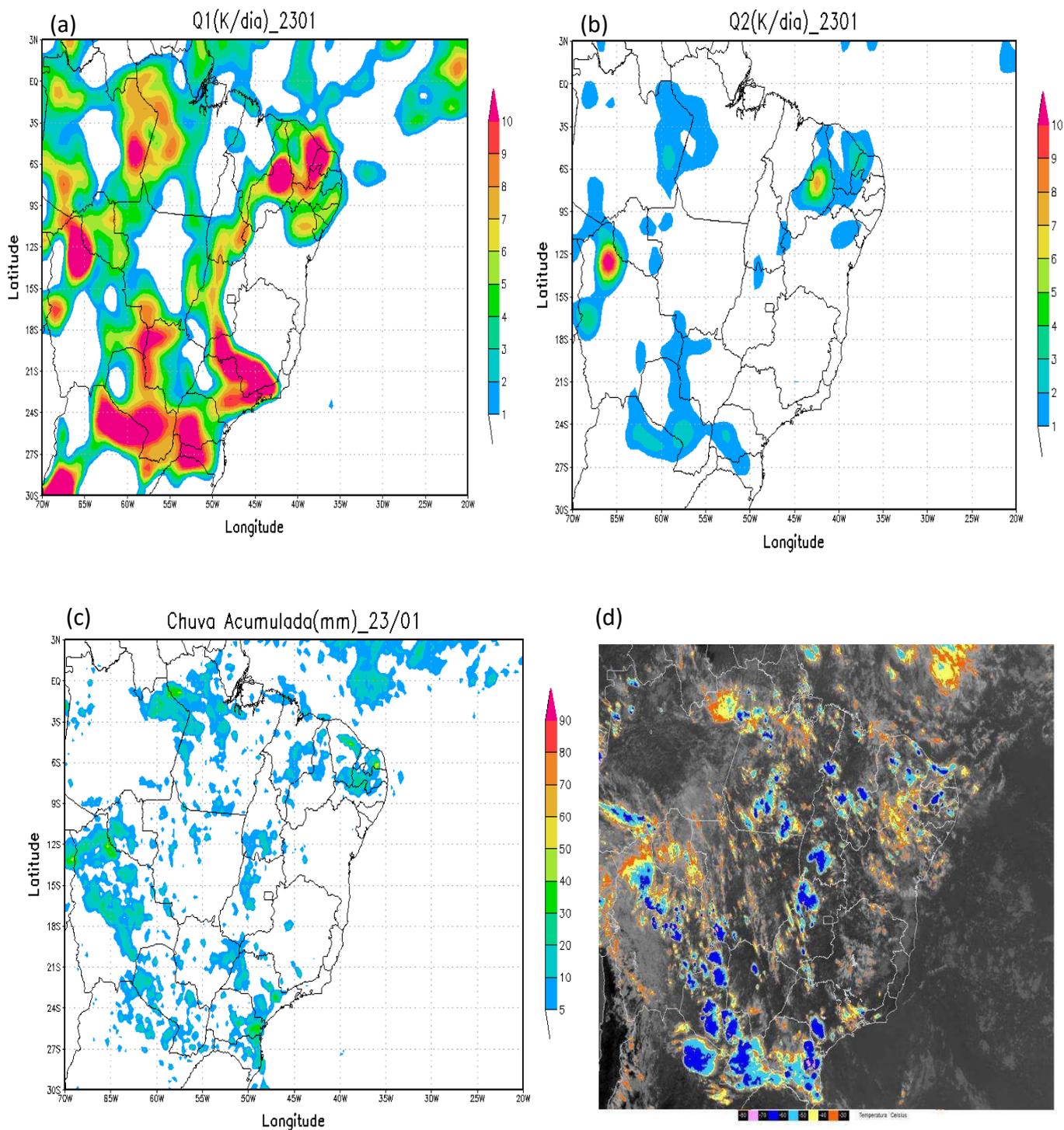


Figura 23. (a) Espacialização de Q_1 no dia 23/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (b) Espacialização de Q_2 no dia 23/jan para o horário de 18:00 UTC em 300 hPa. (c) Chuva estimada pelo satélite TRMM para o dia 23/jan. (d) Imagem de satélite GOES-12 para o canal infravermelho realçado no horário de 18:00 UTC para o dia 23/jan.

6 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Em virtude do que foi apresentado nesse trabalho, foi possível concluir que:

- ❖ A fase inicial do VCAN, se deu a partir do fechamento e intensificação do cavado do NEB associado ao escoamento da AB em 200 hPa, a partir do dia 13/jan. O escoamento visto no conjunto de imagens de linha de corrente, mostrou que o vórtice assumiu uma movimentação no sentido leste para oeste do NEB logo no início do seu ciclo de vida, com o passar dos dias, esse deslocamento ocorreu para área sul do NEB, o que favoreceu a convecção nas áreas mais ao norte da região, e ocasionou uma inibição da convecção na parte em que seu núcleo esteve atuando.
- ❖ As imagens de satélite mostraram a nebulosidade que esteve associada ao VCAN. Sendo que na área do seu núcleo foi observado uma ausência de nuvens, enquanto que nas áreas de sua borda, a quantidade de nebulosidade foi grande em função do processo de transporte de umidade da superfície para os altos níveis.
- ❖ Em relação aos aspectos termodinâmicos do VCAN avaliados através dos indicadores Q_1 e Q_2 , os resultados mostraram que, as mudanças vistas na magnitude desses indicadores nos dias de movimentação do vórtice, seriam por conta das variações de calor e umidade sobre o NEB. A análise dos perfis verticais de Q_1 e Q_2 para os pontos de NT e PT mostraram que, nos dias em que esses pontos estiveram sob ação do centro do vórtice em altos níveis, o comportamento desses indicadores apresentou núcleos negativos na região dos baixos e médios níveis atmosféricos, e isso pode ser associado ao desentranhamento de nuvens rasas não precipitantes, que se formaram e se dissiparam rapidamente. Nos pontos de BJL e de SV, a movimentação do núcleo do VCAN também mostrou uma predominância de Q_1 e Q_2 com núcleos negativos, que respaldaram o processo de resfriamento e descida de ar.

- ❖ Quando os pontos das cidades estiveram sobre a ação da borda do Vórtice, Q_1 apresentou núcleos intensos e positivos nos médios e altos níveis. Logo, isso seria consequência de uma maior concentração de umidade na superfície, assim, pode-se dizer que as maiores fontes de calor associadas ao VCAN estão nas áreas de sua borda, e os núcleos positivos de Q_2 podem ser considerados como sumidouros dessa umidade através da precipitação ocorrida.

- ❖ A análise dos índices de instabilidade atmosférica CAPE e CINE, durante a atuação do VCAN representaram bem a convecção e a supressão ocorrida nas áreas em que o vórtice se movimentou. O CAPE mostrou-se alto nas regiões que estavam energeticamente propensas a convecção, e a chuva ocorrida foi resultado dessa condição atmosférica, por conta da ação da periferia do VCAN. Já o comportamento do CINE, representou relativamente bem, o período de secagem atmosférica resultante da atuação do centro do VCAN sobre os pontos estudado. Portanto, quando o CINE assumiu valores altos e o CAPE se manteve baixo, foi um sinal de que as cidades estudadas estavam numa condição de estabilidade atmosférica.

- ❖ Como sugestão para trabalhos futuros, pode-se pensar na realização de uma climatologia sobre as características dos VCANs, identificando os eventos através de algum método objetivo de rastreamento ou utilizando algoritmos; utilizar de modelagem numérica, com uso do modelo regional BRAMS, que poderá avaliar o efeito do aquecimento por condensação, proveniente da convecção cúmulos e microfísica de nuvens para a formação, desenvolvimento e manutenção dos VCANs; e finalmente, pode-se pensar em aplicar alguma ferramenta estatística, para comparar resultados de simulações numéricas com dados observados.

7 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, J. M. B. Um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o NEB e Atlântico adjacente no verão de 1999-2000. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, n. 1, p. 115-122, 2001.

ARAGÃO, J. O. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1975.

ASPLIDEN, C.I. A classification of the structure of the tropical atmosphere and related energy fluxes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 15, p. 692-697, 1976.

BARRETO, E.C.A. **Avaliação do desempenho do sistema de previsão por conjuntos do CPTEC/INPE na detecção de vórtices ciclônicos de altos níveis na região tropical**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015.

BEZERRA, A. C. N. **Aspectos da circulação atmosférica de grande escala sobre o norte e nordeste do Brasil relacionados com a temperatura da superfície do mar**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal De Campina Grande (UFCG), Campina Grande, 2006.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes**. Volume II: observations and theory of weather systems. New York: Oxford University Press, p. 594, 1993.

CAMPETELLA, C.; POSSIA, N. Upper-level cut-off lows in southern South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, n. 1-2, p. 181-191, 2006.

CARLSON, T. B. Structure of a steady-state Cold Low. **Monthly Weather Review**, v. 114, n. 11, p. 763-777, 1967.

CHEN, G.T J.; CHOU L.F. An investigation of Cold Vortices in the Upper Troposphere over the Western North Pacific during the warm Season. **Monthly Weather Review**, Vol. 122. p. 1436-1448. 1994.

CLIMANÁLISE: **Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. Cachoeira Paulista-SP: INPE/CPTEC, v. 28. n. 1, p. 28, 2011.

COLLISCHONN, B.; ALLASIA, D.; COLLINSCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. Desempenho do satélite TRMM na estimativa de precipitação sobre a bacia do Paraguai superior. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 59, n. 1, p. 93-99, 2007.

COUTINHO, M. D. L. **Método objetivo de identificação dos vórtices ciclônicos de altos níveis na região tropical sul: validação e climatologia**. Dissertação (Mestrado em

Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008.

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. **Brasileira de Meteorologia**, v.25, n. 3 p. 311-323, 2010.

COUTINHO, M. D. L. **Vórtice ciclônico de altos níveis no nordeste do Brasil: estudo observacional e numérico**. Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016.

COSTA, S. B. **Balances de vorticidade e energia aplicada aos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis atuantes no Oceano Atlântico Tropical Sul e adjacências**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2009.

COSTA, M.S.C. **Vórtice ciclônico de altos níveis associado à corrente de jato do nordeste brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal De Alagoas (UFAL), Maceió, 2010.

COSTA, R.L.; SOUZA, E.P.; SILVA, F.D.S. Aplicação de uma teoria termodinâmica no estudo de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n.1, p. 96-104, 2014.

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

EMANUEL, K. A. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady – State Maintenance. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, p. 585-604, 1986.

ESBENSEN, S. K.; WANG, J. T. A composite life cycle of nonsquall mesoscale convective systems over the tropical ocean. Part II: Heat and moisture budgets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45,p. 573-598, 1988.

ESCOBAR, G.; ANDRADE, K. Climatologia dos índices K e Total Totals (TT) para o Sul e Sudeste do Brasil. In: Anais do XVI **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Belém, PA, 2010.

FERREIRA.N.J.; LACAVA, C.I.V.; SOBRAL, Z.R. A climatological study of convective cloudbands in northeastern Brazil Part I: preliminary analysis. **Australian Meteorological Magazine**, v.50, p. 105-113, 2001.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the Summer Circulation over the South American Region with an Eta Coordinate Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n.10, p. 1573-1584, 1995.

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997.

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

FRANK, W. M.; MCBRIDE, J. L. The vertical disturbance of heating in AMEX and GATE cloud clusters. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, p. 3464- 3478, 1989.

FUENZALIDA, H.; SÁNCHEZ, R.; GARREAUD, R. A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. **Journal Geophysical. Research**, v. 110, p. 1-10, 2005.

GALLUS, W.A.JR.; JOHNSON, R.H. Heat and Moisture of an intense Midlatitude squall line. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 48, p. 122-146, 1991.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico sul e leste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1982.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E: Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 92, p. 19-28, 1986.

GAN, M. A.; DAL PIVA, E. Energetics of a Southeastern Pacific cut-off low. **Atmospheric Science Letters**. v. 14, 272–280, 2013.

GILLE, F, S, S; MOTA, M, A, S. Importância das Condições Termodinâmicas nos Eventos Extremos de Precipitação Na Cidade de Belém e Região Metropolitana. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. p.73-82, 2014.

GOMES, H. B.; AMBRIZZI, T.; HERDIES, D. L.; HODGES, K.; SILVA, B. F. P. Easterly Wave Disturbances over Northeast Brazil: An Observational Analysis. **Advances in Meteorology**, v. 20, n. 38, p.20, 2015.

GUERRA, J.A. **Estudo da fonte aparente de calor e do sumidouro aparente de umidade sobre a Amazônia e o nordeste do Brasil em alguns anos de EL NIÑO, LA NIÑA e normais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal De Campina Grande (UFCG), Campina Grande, 2005.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.2, p. 173-206, 2012.

HIROTA, N.; TAKAYABU, Y.; MASAYA, K.; ARAKANE, S. Roles of an Atmospheric River and a Cutoff Low in the Extreme Precipitation Event in Hiroshima on 19 August 2014. **Monthly Weather Review**. v. 10, p. 190-8518, 2016.

HSIEH, Y. P. An investigation of a selected cold vortex over North America. **Journal of Meteorology**, v. 6, p. 401–410, 1949.

HODGES, K. I. A general Method for tracking analysis and its application to meteorological data. **American Meteorological Society**, v. 122, p. 2573-2585, 1994.

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A new perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. **American Meteorological Society**, v. 18, p. 4108-4129, 2005.

JOHNSON, R. H. The role convective-scale precipitation downdrafts in cumulus and synoptic - scale interactionsa **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, p. 1180-1910, 1976.

KELLEY, W.E.JR.; MOCK.D.R. A diagnostic study of upper tropospheric cold core lows over the western north pacific. **Monthly Weather Review**. v. 110, p. 471-480, 1982.

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating STCZs. **Journal Meteorological Society of Japan**, v. 71, p.581–610, 1993.

KOUSKY, E. V. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p.488-498, 1980.

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

LE TREUT, H. E KALNAY, E. Comparison of observed and simulated cyclone frequency distribution as determined by an objective methodo. **Atmosfera**, v. 3, p. 57-71, 1990.

MCBRIDE, J. L.; HOLLAND.G. The Australia Monsoon Experiment (AMEX): Early results. **Australian Meteorological Magazine**, v. 37, p. 23-35, 1989.

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

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p 1-10, 2002.

MONTEIRO, E.W.L.; SOUZA FILHO, J.D.; OLIVEIRA, L.L.; SOUZA. Estudo de caso das condições de tempo severo ocorrido em BELÉM – PA no dia 02 DE abril de 2002. **XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza, 2004.

MURRAY, J. M.; SIMMONDS, I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data part I: development and operation of the scheme. **Australian Meteorological Magazine**, v. 39, p. 155-166, 1991.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de Tempestades Severas utilizando-se Parâmetros Convectivos e Modelos de Mesoescala: uma Estratégia Operacional Adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n.1, 2005.

NIETO, R.; SPRENGER, M.; WERNLI, H.; TRIGO, R. M.; GIMENO, L. Identification and climatology of Cut-off Low near the tropopause. **Annals of the New York Academy of Sciences**. v. 1146, n. 1, p. 256-290, 2008.

OLIVEIRA, A.S.; NOBRE, C.A. Interações Entre Sistemas Frontais da América do Sul e a Convecção na Amazônia. Parte II: Estudo de Casos Selecionados. IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Brasília-DF, 1986**.

PAIXÃO, E. B. **Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior sobre o Nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade de São Paulo (USP), 1999.

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

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

PONTES, B.F.S.; FEDEROVA, N.; LEVIT, V.; PERESKYSKY, A.; DE BRITO, B.M. Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no Estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.3, 323-338, 2011.

POLZIM, D.; HASTENRATH, S. Climate of Brazil's nordeste and tropical atlantic sector: preferred time scales of variability. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.2, p. 153-160, 2014

PINHEIRO, H. R.; HODGES, K. I.; GAN, M. A. A new perspective of the climatological features of upper-level cut-off lows in the Southern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v. 48, p. 541, 2016.

RAO, G. V.; BONATTI, J. P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoint Brazil during the summer. **Meteorological na Atmospheric Physics**., v. 37, n. 1, p. 11-16, 1987.

RAMIREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997.

RAMIREZ, M. C. V; KAYANO, M. T.; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmosfera**, v.12, p. 75-88, 1999.

RENNÓ, N. O; INGERSOLL, A. P. Natural convection as a heat engine: A theory for CAPE. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 4, p. 572-585, 1996.

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

SANTOS, A. S. Alguns aspectos dinâmicos e termodinâmicos de um vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre sua região de atuação. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Maceió, 2005.

SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H. ; DE MARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2689-2707, 1983.

SILVA DIAS, P. L.; BONATTI, J. P.; KOUSKY, V. E. Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1465-1478, 1987.

SILVA, L. A. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do Nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005.

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

SINCLAIR, M. R. An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 2239-2256, 1994.

SINGLETON, A. T; REASON, C. J. C. Variability in the characteristics of cut-off lows pressure systems over subtropical southern Africa. **International Journal of Climatology**. v. 27, p. 295-310, 2007.

SOARES, F.R. **Métodos de previsão atmosféricas utilizando dados de radar, rede de sensores magnéticos e modelagem atmosférica**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2014.

SOUZA. E. P.; Mário M. V. B. R.; BARBOSA, T.F. Características da atmosfera superior, a partir de dados de alta resolução obtidos à superfície. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.5, n.3, p.463-468, 2001.

SOUZA, W.M.; LACERDA, F.F.; CORREIA, A.M.; FERREIRA, M.A.F.; ALVES, A.V.; SOUZA, I.A. A atuação de sistemas meteorológicos que ocasionaram chuvas intensas em Pernambuco no período de 29/12/2001 a 18/01/2002. **XII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Foz de Iguaçu-PR, 2002.

SUGAHARA, S. **Um algoritmo para identificação objetiva de ciclones e suas trajetórias**. (Relatório Técnico de Final de Projeto), São Paulo: FAPESP, 2005.

TANG, T.; XIE, S.; ZHANG, Y.; ZHANG, M.; SCHUMACHER, C.; UPTON, H.; JENSEN, M. P.; JOHNSON, K. L.; WANG, M.; AHLGRIMM, M.; FENG, Z.; MINNIS, P.; THIEMAN, M. Large-scale vertical velocity, diabatic heating and drying profiles associated with seasonal and diurnal variations of convective systems observed in the GoAmazon2014/5 experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**. v.16, p.14249-14264, 2016

THOMPSON, R.M.; PAYANE, S.W.; RECKE, E.E.; REED, R.J. Structure of synoptic-scale wave disturbance in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic Ocean **Jornal of Atmospheric Science**, p. 36, v. 53-71, 1979.

UVO, C. B. **A zona de convergência intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da região Norte do Nordeste Brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1989.

UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A. A zona de convergência intertropical (ZCIT) e a precipitação no Norte do Nordeste do Brasil. Parte I: a posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. Climanálise: **Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 4, n. 7, p. 34-40, 1989.

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

WANG, M. Y. M.; CHEN, G. T. J.; WANG, C. C.; KUO, Y. H.; A Case Study of the Cutoff Process and Latent Heating Effect in an Upper-Level Cold-Core Low during the Mei-Yu Season in East Asia. **Monthly Weather Review**. v. 140, 2012.

WILLIAMS, E.; RENNO, N. An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. **Monthly Weather Review**, v.121, p.21-36. 1993.

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J. H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. **Journal Atmospheric Scientific**, v. 30, p. 611-627, 1973.

YANAI, M.; TOMITA, T. Seasonal and interannual variability of atmospheric heat source and moisture sinks as determined from NCEP-NCAR Reanalysis. **Journal of Climate**, v. 11, p. 463-482, 1998.