

**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**

**Ricardo Francisco da Costa**

**Fonte de Umidade para a Convecção em Vórtices  
Ciclônicos de Altos Níveis: Estudos de Caso**

**Campina Grande, Agosto de 2018**



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



**FONTE DE UMIDADE PARA A CONVECÇÃO EM VÓRTICES  
CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS: Estudos de Caso**

**Ricardo Francisco da Costa**

**Campina Grande - Paraíba  
2018**

**RICARDO FRANCISCO DA COSTA**

**FONTE DE UMIDADE PARA A CONVECÇÃO EM VÓRTICES  
CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS: Estudos de Caso**

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/Dinâmica da Atmosfera

**Orientador:** Prof. Dr. Enio Pereira de Souza

**Campina Grande - PB  
2018**

C837f

Costa, Ricardo Francisco da.

Fonte de umidade para a convecção em vórtices ciclônicos de altos níveis: estudos de caso / Ricardo Francisco da Costa. – Campina Grande, 2018.

104 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2018.

"Orientação: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza, Profa. Dra. Josefina Moraes Arraut".

Referências.

1. Meteorologia. 2. Umidade. 3. VCAN. 4. Dinâmica da Atmosfera.  
I. Souza, Enio Pereira de. II. Arraut, Josefina Moraes. III. Título.

CDU 551.5(043)



RICARDO FRANCISCO DA COSTA

FONTE DE UMIDADE PARA A CONVECÇÃO EM VÓRTICES CICLÔNICOS DE  
ALTOS NÍVEIS: ESTUDOS DE CASO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 30/08/2018

BANCA EXAMINADORA



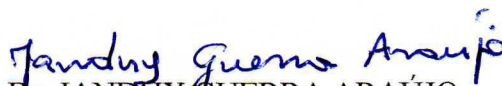
Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



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



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



Prof. Dr. JANDUY GUERRA ARAÚJO  
Unidade Acadêmica de Matemática  
Universidade Federal de Campina Grande

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus por ter me dado saúde, força, fé e inspiração para desenvolver esta pesquisa e terminá-la com sucesso.

Agradeço de forma muito especial a minha esposa Raquel e ao meu filho Gabriel, por serem parte fundamental da minha vida e pela compreensão nos momentos de ausência.

A minha mãe Graça, por sua companhia diária, incentivo, amor, força e confiança. Sem você eu não seria nada do que sou. A minha irmã Tamires, pelo carinho e amor demonstrado todos os dias.

Aos meus orientadores Ênio Pereira de Souza e Josefina Moraes Arraut, por me entenderem e apoiarem, pelo constante incentivo e apoio em todos os momentos. Muito obrigado pelo aprendizado, amizade e pelas orientações valiosas. À banca examinadora pelas proveitosas sugestões.

Aos amigos de pesquisa, Maurício, Júlia e Sílvia que dividem comigo a valiosa orientação e companhia da professora Josefina, juntos compartilhamos nossos medos e aflições e juntos comemoramos o sucesso obtido ao longo da jornada.

Ao amigo Diego, pelas imagens obtidas para esse trabalho, pela ajuda na observação dos fenômenos meteorológicos e por sua amizade.

A todos que formam a Escola Ernestão, em especial a minha amiga e companheira de luta, Maria Emília da Nobrega Souto, por toda a compreensão e solidariedade nos momentos de ausência e pelo incentivo de cada dia. Agradeço aos colegas professores e funcionários dessa escola que a cada dia me ensinam muito com suas atitudes e gestos de carinho.

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

“Quando a situação for boa, desfrute-a. Quando a situação for ruim, transforme-a. Quando a situação não puder ser transformada, transforme-se.”

Viktor Frankl

## RESUMO

Na escala sazonal parte da variabilidade espacial e temporal das chuvas sobre o Nordeste do Brasil se deve aos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Troposféricos (VCAN). O VCAN é um sistema de circulação ciclônica que ocorre frequentemente no verão austral e é definido como um sistema de baixa pressão na escala sinótica, formado inicialmente na alta troposfera, que em algumas situações pode se estender até os níveis mais baixos da atmosfera, e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que a periferia (Kousky e Gan, 1981; Gan, 1982). Embora na literatura seja possível encontrar vários estudos que exploram, tanto do ponto de vista sinótico quanto da dinâmica, aspectos do VCAN, alguns detalhes relacionados a esse sistema necessitam de maior aprofundamento, por exemplo, a relação entre o VCAN e a chuva em diversas áreas do Nordeste do Brasil. Com este trabalho pretende-se analisar as características do transporte de umidade para a região de atuação de dois casos de VCAN, o primeiro ocorrido entre 19 e 24 de janeiro de 2004, e o segundo entre 01 e 15 de janeiro de 2014, a escolha dos casos levou em consideração a natureza distinta dos efeitos provocados com a atuação do fenômeno, o primeiro trouxe altos valores de precipitação associado, já o segundo atuou mais na inibição da precipitação para a região. Para o trabalho foram geradas imagens de geopotencial e vento de 1000 até 150hPa, a partir dos dados de reanálise do ERA-Interim pertencentes ao European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, também a partir desses dados foram gerados campos de divergência e transporte de umidade integrado na vertical em suas componentes zonal e meridional. Foram utilizados dados de precipitação obtidos através do Global Precipitation Climatology Project e dados de precipitação estimada pelo satélite Tropical Rainfall Measuring Mission, juntamente com o uso de imagens de satélite GOES 12 e GOES-13 +METEOSAT 10 do canal infravermelho realçado pertencente ao banco de imagens da Divisão de Satélites Ambientais do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, e ainda dados de estação meteorológica de superfície da Agência Executiva de Gestão da Água do estado da Paraíba. Após a análise dos dados foi possível notar que as áreas onde ocorreu precipitação durante o episódio de VCAN são também as áreas onde há sinal de convergência do transporte de umidade, além disso, verifica-se que a umidade que alimenta o VCAN tem como origem a umidade que adentra a América do Sul e que em situações comuns iria convergir na região Norte do país (mais precisamente na Amazônia) e que sofre um desvio em direção a área de atuação do VCAN.

**Palavras-chave:** VCAN; Umidade, Nordeste do Brasil, Dinâmica.

## ABSTRACT

In the seasonal scale part of the spatial and temporal variability of the rains on the Northeast of Brazil it is due to upper tropospheric cyclonic vortex (VCAN). The VCAN is a cyclonic circulation system that occurs frequently in southern summer and is defined as a low pressure system in the synoptic scale, formed initially in the high troposphere which in some situations can extend to the lowest levels of the atmosphere and whose closed cyclonic circulation has the cooler center than the periphery (Kousky and Gan 1981, Gan 1982). Although in the literature it is possible to find several studies that explore both from the synoptic point of view and from the dynamic aspects of the VCAN some aspects related to this system need more detailed, for instance the relationship between VCAN and rainfall in several areas of the Northeast of Brazil. This work intends to analyze the characteristics of the transport of moisture to the region of operation of two cases of VCAN the first occurred between January 19 and 24 of 2004 and the second between January 1 and 15 of 2014 the choice of cases took into account the distinct nature of the effects caused by the phenomenon's performance the former brought high precipitation values associated the second one was more active in precipitation inhibition for the NEB region. For the work were generated geopotential and wind images of 1000 up to 150hPa from the ERA-Interim reanalysis data belonging to the European Center for Medium-Range Weather Forecasts also from these data were generated fields of divergence and transport of moisture integrated vertically in its zonal and southern components. Precipitation data were obtained through the Global Precipitation Climatology Project and precipitation data estimated by Tropical Rainfall Measuring Mission together with the use of GOES 12 and GOES-13 + METEOSAT 10 satellite imagery of the enhanced infrared channel belonging to the Divisão de Satélites Ambientais do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais and also data of surface meteorological station of the Agência Executiva de Gestão da Água do estado da Paraíba. After analyzing the data it was possible to note that the areas where precipitation occurred during the VCAN episode are also the areas where there is a sign of moisture transport convergence In addition, it is verified that the humidity that feeds the VCAN originates from the humidity that penetrates South America and that in common situations would converge in the North region of the country (more precisely in the Amazon) it takes a detour towards the area of performance of the VCAN.

**Key-Words:** VCAN, Humidity, Northeast Brazil, Dynamics.

## LISTA DE FIGURAS

**Figura 1** - (a) Imagem do satélite GOES 10 com exemplo de nebulosidade associada a um VCAN do tipo Palmén na costa sudoeste da América do Sul para 20070308 às 18UTC e (b) fragmento de imagem do satélite GOES e METEOSAT com exemplo de nebulosidade de um VCAN do tipo Palmer na costa do NEB para 20070206 às 18UTC, ambas no canal infravermelho. Fonte: Adaptado de Costa (2009).

**Figura 2:** Imagens do satélite GOES 13 no canal infravermelho (A) 1800UTC de 19/01/2014, VCAN do tipo Palmén. b) 1830Z de 15/12/2016, VCAN do tipo Palmer. Fonte: DSA/INPE.

**Figura 3:**Esquema do processo de formação clássica de um VCAN. Fonte: Adaptado de Varejão e Silva (2005).

**Figura 4:** Campo de linha de corrente em 200 hPa, ilustrando o mecanismo de formação de um VCAN clássico. Fonte: Paixão (1999).

**Figura 5:** 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).

**Figura 6:** Campo de linha de corrente em 200 hPa. Fonte: Paixão (1999).

**Figura 7:** Campo de linha de corrente em 200 hPa. Fonte: Paixão (1999).

**Figura 8:** 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).

**Figura 9:** 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).

**Figura 10:** 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. Fonte: Ferreira, (2017), Kousky e Gan, (1981) e DAS/INPE.

**Figura 11:** Linhas de corrente em 250 hPa para: (a) janeiro; (b) fevereiro no período de 1978 – 1999. Fonte: Ferreira (1999).

**Figura 12:** Volume hídrico do Açude Epitácio Pessoa. Disponível em [https://olhonagua.insa.gov.br/#!//?id=12172&reservatorio=epitacio\\_pessoa](https://olhonagua.insa.gov.br/#!//?id=12172&reservatorio=epitacio_pessoa) acessado em 19/08/2018. Fonte: Olho n'água/INSA

**Figura 13:** Projeção estimada através dos campos de geopotencial e vento em 200hPa do centro dos VCAN para janeiro de 2004. Fonte: O próprio autor.

**Figura 14:** (A) Precipitação em mm/dia para a cidade de Cabaceiras em janeiro de 2004, total de 272,9 mm para esse mês. (B) Precipitação em mm/dia para a cidade de Campina Grande (distrito de São José da Mata) em janeiro de 2004, total de 245,1 mm para o mês. (C) Precipitação em mm/dia para a cidade de Campina Grande (Embrapa) em janeiro de 2004, total de 279,0 mm para o mês. Fonte: AESA

**Figura 14:** Anomalia de precipitação (mm/dia) de janeiro de 2004 em relação a todos os janeiros de 1979 até 2015. Fonte: GPCP

**Figura 15:** Projeção estimada através dos campos de geopotencial e vento em 200hPa do centro dos VCAN para janeiro de 2004. Fonte: O próprio autor.

**Figura 16:** (A) Precipitação em mm/dia para a cidade de Cabaceiras em janeiro de 2014, total de 4,4 mm para esse mês. (B) Precipitação em mm/dia para a cidade de Campina Grande (distrito de São José da Mata) em janeiro de 2014, total de 9,8 mm para o mês. (C) Precipitação em mm/dia para a cidade de Campina Grande (Embrapa) em janeiro de 2014, total de 15,3 mm para o mês. Fonte: AESA

**Figura 17:** Componente zonal e meridional do vento em 200 hPa. Fonte: Próprio autor.

**Figura 18:** Imagens de satélite GOES + METEOSAT. Fonte: DSA/INPE

**Figura 20:** Geopotencial e vento em 200hPa. (A) dia 01 de janeiro de 2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (B) dia 02 de janeiro de 2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (C) dia 03 de janeiro de 2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (D) dia 19 de janeiro de 2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (E) dia 20 de janeiro de 2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (F) dia 21 de janeiro de 2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (G) dia 22 de janeiro de 2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (H) dia 23 de janeiro de 2004 às 00, 06, 12 e 18UTC.

**Figura 21:** Anomalia de Divergência e Transporte de Umidade Integrado na Vertical, em  $\text{kg.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  e  $\text{kg.m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , respectivamente. (A) dia 01/01/2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (B) dia



02/01/2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (C) dia 03/01/2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (D) dia 19/01/2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (E) dia 20/01/2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (F) dia 21/01/2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (G) dia 22/01/2004 às 00, 06, 12 e 18UTC. (H) dia 23/01/2004 às 00, 06, 12 e 18UTC.

**Figura 22:** Precipitação em mm/h. (A) dia 01/01/2004 às 0130 e 1930UTC. (B) dia 02/01/2004 às 0130 e 1930UTC. (C) dia 03/01/2004 às 0130 e 1930UTC. (D) dia 19/01/2004 às 0130 e 1930UTC. (E) dia 20/01/2004 às 0130 e 1930UTC. (F) dia 21/01/2004 às 0130 e 1930UTC. (G) dia 22/01/2004 às 0130 e 1930UTC. (H) dia 23/01/2004 às 0130 e 1930UTC.

**Figura 23:** Divergência e Transporte de umidade Integrado na Vertical em  $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  e  $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ , respectivamente. (A) 18Z de 01/01/2004. (B) 18Z de 02/01/2004. (C) 18Z de 03/01/2004. (D) 18Z de 19/01/2004. (E) 18Z de 20/01/2004. (F) 18Z de 21/01/2004. (G) 18Z de 22/01/2004. (H) 18Z de 23/01/2004.

**Figura 24:** Vento 200hPa para 1800Z do dia 01 de Janeiro de 2014.

**Figura 25:** Vento em 200hPa as 18UTC para os dias 2 a 15 de janeiro de 2014.

**Figura 26:** Geopotencial e Vento em 200hPa.

**Figura 27 -** Geopotencial e Vento em 200hPa para as 18UTC do dia 08 de janeiro de 2014.

**Figura 28:** (A) Precipitação em mm/dia para a cidade de Cabaceiras em janeiro de 2004, total de 272,9 mm para esse mês. (B) Precipitação em mm/dia para a cidade de Campina Grande (distrito de São José da Mata) em janeiro de 2004, total de 245,1 mm para o mês. (C) Precipitação em mm/dia para a cidade de Campina Grande (Embrapa) em janeiro de 2004, total de 279,0 mm para o mês. Fonte: AESA.

**Figura 29 -** Precipitação por satélite. Fonte: DSA/INPE

**Figura 30 -** Imagens do satélite GOES 13 para as 18UTC do dia 08 e do dia 16, respectivamente. Fonte: DSA/INPE.

**Figura 31:** Projeção estimada através dos campos de geopotencial e vento em 200hPa do centro dos VCAN para janeiro de 2004. Fonte: O próprio autor.

**Figura 32:** Imagens de satélite GOES 13 + METEOSAT 10. Fonte: DAS/INPE.

**Figura 33:** Campo cheio do transporte de umidade integrado na vertical e sua divergência em  $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$  e  $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ , respectivamente. Fonte: O próprio autor.

**Figura 34:** Precipitação em mm/h para as 18UTC dos 01 a 15 de janeiro de 2014. Fonte: TRMM

**Figura 35:** Diferença entre o transporte de umidade integrado na vertical e sua divergência para os meses de janeiro de 2004 e janeiro de 2014. Fonte: O próprio autor.

**Figura 36** - Diferença entre a média do escoamento de umidade dos dias 07 e 08 e os dias 16, 17, 18 e 19. Respctivamente, os dias com maior atividade convectiva do VCAN e os dia sem VCAN.

**Figura 37:** Transporte de umidade integrado na vertical e sua divergência (multiplicada por 1000) em  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$  e  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ . Fonte: O próprio autor.

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB – ALTA DA BOLÍVIA

AESA – AGÊNCIA EXECUTIVA DE GESTÃO DAS ÁGUAS DO ESTADO DA  
PARAÍBA

AM – AMÉRICA DO SUL

CAN – CAVADO DE ALTOS NÍVEIS

CAS – CAVADO DO ATLÂNTICO SUL

CPTEC – CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS

CLIMÁTICOS DOL – DISTURBIO ONDULATÓRIO DE LESTE

DAS – 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 NEB

- NORDESTE DO BRASIL

OATS – OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL SUL

PB – PARAÍBA

SF - SISTEMA FRONTAL

TRMM - RAINFALL TROPICAL MEASURING MISSION

VCAN - VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS

ZCAS - ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

ZCIT - ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	4
2. OBJETIVOS .....	7
2.1. Objetivo Geral .....	7
2.2. Objetivos Específicos.....	7
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	7
3.1. Os Primeiros estudos .....	7
3.2. A manutenção do sistema .....	14
3.3. Tempo de vida .....	15
3.4. Estrutura vertical, nebulosidade e deslocamento do VCAN .....	16
3.5. Deslocamento .....	18
3.6. Nebulosidade associada ao VCAN e precipitação .....	20
4. DADOS E METODOLOGIA .....	22
4.1. Justificativa para os casos de VCAN escolhidos .....	22
4.2. Dados .....	28
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	31
6. CONCLUSÕES E SUGESTÕES .....	85
7. REFERÊNCIAS .....	86

## 1. INTRODUÇÃO

O clima de qualquer parte do mundo é determinado em sua maioria, pela circulação geral da atmosfera. Essa circulação geral da atmosfera deriva, quase sempre, do aquecimento diferencial da superfície terrestre pela radiação solar, da distribuição assimétrica de oceanos e continentes e também das características topográficas sobre os continentes. Padrões de circulação gerados na atmosfera redistribuem calor, umidade e quantidade de movimento por todas as partes do globo. No entanto, essa redistribuição não é homogênea, agindo algumas vezes no sentido de diminuir as variações regionais dos elementos climáticos, tais como, temperatura e precipitação, as quais, têm enorme influência nas atividades humanas (Boletim Climanálise – número especial, 1986).

O clima da região Nordeste do Brasil (NEB) apresenta acentuadas variações temporal e espacial da precipitação pluviométrica, com elevadas temperaturas ao longo do ano (AZEVEDO et al., 1998). A precipitação na região NEB depende do sistema atuante, os trabalhos na área convergem no entendimento de que as alterações no tempo são definidas a partir da presença de sistemas meteorológicos, tais como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (UVO, 1989), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (KOUSKY e GAN, 1981), frentes frias (KOUSKY, 1979), ondas de leste (FERREIRA et al., 1990) e linhas de instabilidade (COHEN et al., 1995). Vários estudos têm investigado tal variabilidade com o propósito de compreender os episódios danosos, como secas e enchentes. De acordo com Uvo e Berndtsson (1996) mecanismos como o El Niño Oscilação Sul (ENOS), a temperatura da superfície do mar (TSM) no oceano Atlântico, bem como ventos Alísios, Pressão ao Nível Médio do Mar (PNM), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Frentes Frias e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) governam o regime pluviométrico da região NEB.

Devido sua localização no extremo leste da América do sul, o Nordeste do Brasil (NEB) está submetido à influência de fenômenos meteorológicos e climáticos, que lhe conferem características peculiares (Kousky et al, 1984; Molion e Bernardo, 2002). A maior parte destes mecanismos atua sobre o Atlântico Sul. Em geral, o gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM) entre o norte e sul sobre o Atlântico Tropical (dipolo) parece ter maior influência nas precipitações sobre o NEB (Souza e Nobre, 1998; Souza et al, 1998), embora eventos externos de El Niño possam dominar em algumas situações (Folland et al, 2001; Melice e Servain, 2003).

Como forma de compreender os aspectos quantitativos da variabilidade pluviométrica da região, alguns estudos, como Kousky (1979), mostram que as áreas da costa leste da região Nordeste do Brasil podem receber 2000 mm de chuva ou mais por ano, enquanto que algumas áreas no interior do NEB recebem média anual menor do que 400 mm. O trimestre mais chuvoso do NEB varia de MAM (março, abril e maio) no sertão, MJJ (maio, junho e julho) no litoral leste e DJF (dezembro, janeiro e fevereiro) no sul (Rao e Hada, 1990).

Na escala sazonal, uma boa parte da variabilidade espacial e temporal da chuva no NEB se deve ao VCAN, que é um dos principais sistemas que provocam alterações no tempo desta região. O VCAN é um sistema de circulação ciclônica que ocorre frequentemente no verão austral e é definido como sistema de baixa pressão na escala sinótica, formado inicialmente na alta troposfera, que em algumas situações é capaz de se estender até os níveis de menor altitude, e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que sua periferia (Kousky e Gan, 1981; Gan, 1982). Uma relação básica entre o VCAN e a precipitação sobre o NEB é diretamente observada nas imagens de satélite que mostram pouca nebulosidade no centro do VCAN e muita atividade convectiva na periferia do vórtice.

Embora na literatura seja possível encontrar vários estudos que exploram, tanto do ponto de vista sinótico quanto da dinâmica (Alves, 1996; Ramirez, 1996; Kousky e Gan, 1981; Ferreira et al, 2004), aspectos do VCAN como a sua origem, formação, estrutura vertical, energética e nebulosidade associada, ainda existem muitos aspectos relacionados a esse sistema que necessitam de maior aprofundamento, por exemplo, a relação entre o VCAN e a chuva em diversas áreas do Nordeste ainda não está completamente entendida, nos falta uma compreensão satisfatória no que diz respeito aos 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. E apesar dos esforços na descrição e interpretação desse sistema, não foram encontrados mecanismos, principalmente do ponto de vista dinâmico e termodinâmico, responsáveis pela manutenção desses vórtices que sejam amplamente aceitos (Rao e Bonatti, 1987). Alguns detalhes são discutidos quanto ao papel da Alta da Bolívia (AB) e a amplificação da sua crista à leste na formação dos VCAN (Kousky e Gan, 1981) e também a atuação da instabilidade barotrópica de cisalhamento (Mishra, Rao e Franchito, 2007).

Amplamente estudados os VCAN são classicamente conhecidos como sistemas ambíguos no tocante a geração de fenômenos adversos. Se por um lado são capazes de

produzir grandes totais pluviométricos devido a atuação da convecção gerada ao longo de sua periferia, por outro, podem inibir drasticamente a formação de nuvens devido ao movimento descendente de ar frio e seco no seu centro.

Esse potencial em influenciar o regime pluviométrico de uma localidade em um curto espaço de tempo faz com que os VCAN sejam classificados como um sistema extremamente importante, independente da região em que atue. Com relação à presença desse sistema próximo à costa do NEB e Oceano Atlântico adjacente, que ocorre com maior frequência nos meses de verão, sua importância é fortemente reconhecida e diversos autores, tais como Aragão (1975), Kousky e Gan (1981), Ramirez (1996), Paixão (1999), Mishra e Rao (2001), Silva (2005), Mishra, Rao e Franchito (2007), Coutinho (2008), Costa (2009), entre outros, se dedicaram a esclarecer suas características de maneira geral.

Dessa forma, muito se conhece sobre as peculiaridades desse sistema, podendo ser destacado: ocorre com maior frequência no verão (Coutinho, 2008), influencia primordialmente o NEB e a costa da região Sudeste do Brasil e também Oceano Atlântico Tropical Sul (OATS) (Kousky e Gan, 1981 e Silva, 2005), tendência a se deslocar em movimento circular no sentido anti-horário (Gan, 1982), formação predominante na alta troposfera (200-300hPa), inclinação do seu eixo de acordo com o seu estágio de desenvolvimento (Paixão, 1999), tempo de vida médio de 7,1 dias (Ramirez, 1996), mecanismos de formação distintos que permitem classificá-los em quatro tipos diferentes (Paixão, 1999) e ainda uma distância média preferencial (cerca de 2000 km), com relação ao seu centro, para a ocorrência de precipitação devido a localização da nebulosidade da sua periferia (Silva, 2005).

## **1.1 Justificativa**

A irregularidade da chuva na região NEB afeta o setor agrícola destruindo lavouras e ocasionando desemprego e fome. Previsões meteorológicas (de curto e médio prazo) e climáticas (de longo prazo) confiáveis são importantes para um planejamento de atividades sócio-econômicas da região. Para a região NEB esse sistema pode contribuir para o aumento dos índices de chuvas em algumas localidades. As chuvas esporádicas que ocorrem por causa da presença do vórtice, são de suma importância para o NEB, uma vez que, depois de um longo período de estiagem, as chuvas que chegam por conta de um VCAN podem contribuir, por exemplo, para a recarga de rios e/ou açudes, essa característica é de fundamental importância para grande quantidade de áreas do NEB que sofrem os efeitos de estiagens



prolongadas, nesse estudo foi abordado o episódio do açude Eptácio Pessoa, conhecido por Boqueirão, que abastece vários municípios do cariri paraibano e que no mês de janeiro de 2004 chegou a 88,8% do seu volume máximo em apenas 17 dias, com especial recarga nos dias 20, 21, 22 e 23 desse mês com a atuação de um vórtice ciclônico de altos níveis.

Avaliar a contribuição do VCAN na distribuição das chuvas desta região oferece subsídios para o melhoramento da previsão de tempo de curto prazo (Silva, 2007). 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, independente da região em que atue.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1. Objetivo Geral**

Compreender a relação entre o transporte de umidade de grande escala e a precipitação associada ao VCAN.

### **2.2. Objetivos Específicos**

1. Investigar a origem da umidade que alimenta as chuvas de um VCAN.
2. Examinar como é a atuação do transporte de umidade para dois casos de VCAN, o primeiro ocorrido em janeiro de 2004 e o segundo em janeiro de 2014.

## **3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

### **3.1. Os Primeiros estudos**

Os primeiros trabalhos sobre vórtices ciclônicos de altos níveis foram apresentados por Palmén (1949), Palmer (1951) e Frank (1966), observados no Hemisfério Norte. A depender de sua origem e formação, os VCAN são classificados em dois tipos: os VCAN do tipo Palmén e os do tipo Palmer (Frank, 1966). Os do tipo Palmer são originados nos trópicos, enquanto que os do tipo Palmén são oriundos dos extratropicais (Palmer, 1951). Além da localização de sua gênese, pode-se citar, de acordo com o trabalho de Silva (2005), algumas características que diferenciam um VCAN do tipo Palmer de um VCAN do tipo Palmén. São elas:

- Originam-se acima de 9000 m, nas latitudes baixas próximo ao Equador.

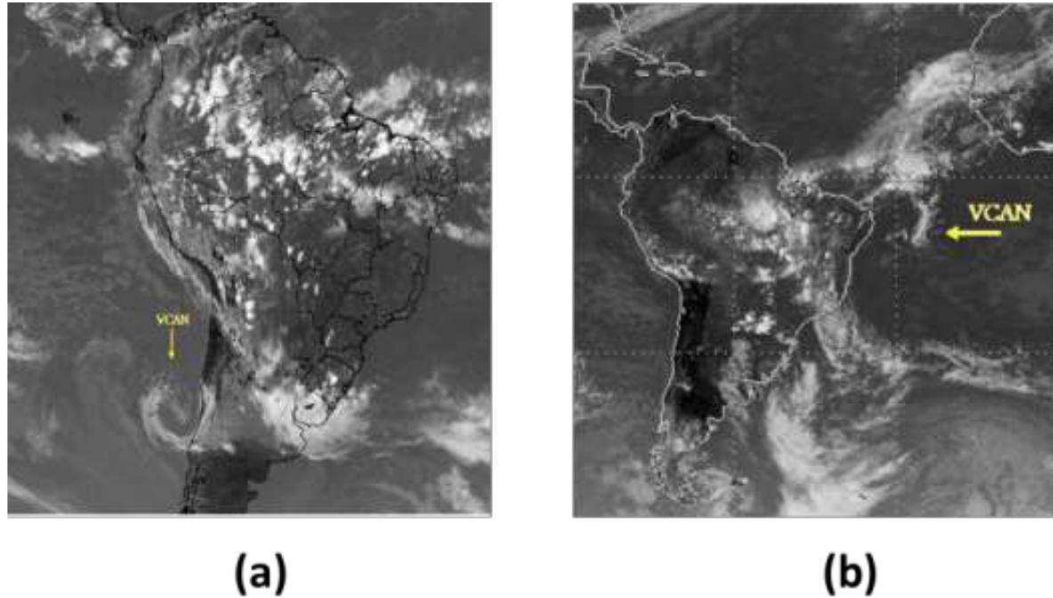
- Podem permanecer nas latitudes tropicais por longos períodos.
- Deslocam-se no Hemisfério Norte, para nordeste no cinturão de 20° - 30° de latitude, podendo permanecer estacionário por longos períodos.
- Ao passar para latitudes mais altas geralmente se intensificam.

Os VCAN se originam da deformação de uma onda nos altos níveis que cresce em amplitude até que o ar frio na parte sul do cavado, nesse caso para o Hemisfério Norte (HN), torna-se separado do ar frio na parte norte (Palmén, 1949), sendo por isso, também chamados de baixa desprendida. A forte concentração do escoamento de oeste, um importante fator para o desprendimento desses sistemas, foi primordialmente observado por Palmén em meados da década de 40 não somente sobre o continente Norte Americano, mas também sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico e sobre o Oeste da Europa, especialmente nas estações frias.

Na descrição dos ciclones de altos níveis de latitudes médias na América do Norte (AN), foi dada grande ênfase aos processos em que uma circulação pode se estabelecer numa piscina de ar frio, a qual depois da passagem por altas latitudes rumo à direção sul desprendesse pelo processo de subsidência diferencial (Palmén, 1949). Por apresentar a forma de uma massa de ar chamada “polar” em sua parte alta, que se move das altas para as baixas latitudes, Palmén as designou de baixas frias “de origem polar”.

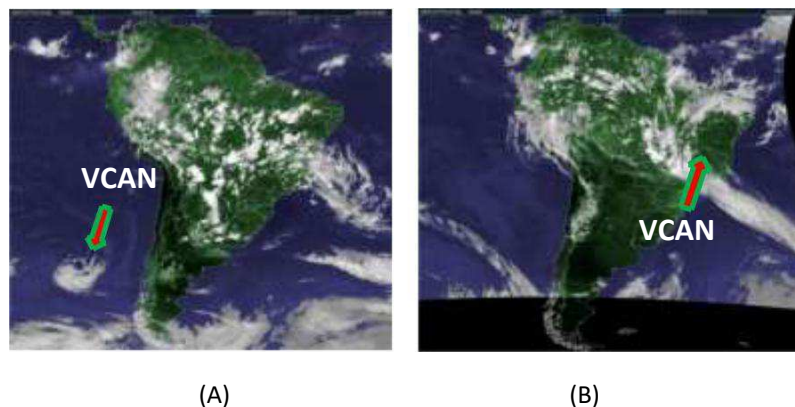
Palmer (1951), estudando as tempestades conhecidas como “Kona” sobre as ilhas do Haváí, percebeu que a nebulosidade e a precipitação sobre as ilhas poderiam estar associadas às baixas frias em altitude. Na realidade, essas tempestades seriam o último estágio de desenvolvimento de uma circulação ciclônica que era primeiramente detectada nos mapas acima de 500hPa e que se estendia vagarosamente para baixo, num período de muitos dias, até eventualmente ser detectada nas cartas de superfície.

Essas circulações eram semelhantes àquelas descritas por Palmén, no entanto se originavam em latitudes baixas, podiam permanecer estacionárias na região tropical por longos períodos e ao se deslocarem para latitudes mais altas cresciam em intensidade, além disso, o ar frio de origem polar não fazia parte do seu processo de formação. Devido a essas novas características foram chamadas de baixas frias “de origem tropical” (Palmer, 1951).



**Figura 115** - (a) Imagem do satélite GOES 10 com exemplo de nebulosidade associada a um VCAN do tipo Palmén na costa sudoeste da América do Sul para 20070308 às 18UTC e (b) fragmento de imagem do satélite GOES e METEOSAT com exemplo de nebulosidade de um VCAN do tipo Palmer na costa do NEB para 20070206 às 18UTC, ambas no canal infravermelho. Fonte: Adaptado de Costa (2009).

Alguns anos mais tarde, num estudo que detalhava a energética envolvida nesses sistemas, Frank (1970) chamou de vórtices do tipo Palmén de baixas frias de alta troposfera de origem polar e vórtices do tipo Palmer as baixas frias de alta troposfera de origem tropical, nomenclatura essa amplamente usada até os dias de hoje (Figura 2). Assim, o desprendimento da parte subtropical de um cavado que avançava em direção a latitudes baixas era o mecanismo de formação dos vórtices do tipo Palmén. No entanto, os mecanismos responsáveis pela formação dos vórtices do tipo Palmer ainda não eram claramente conhecidos.



**Figura 2:** Imagens do satélite GOES 13 no canal infravermelho (A) 1800UTC de 19/01/2014, VCAN do tipo Palmén. b) 1830Z de 15/12/2016, VCAN do tipo Palmer. Fonte: DSA/INPE.

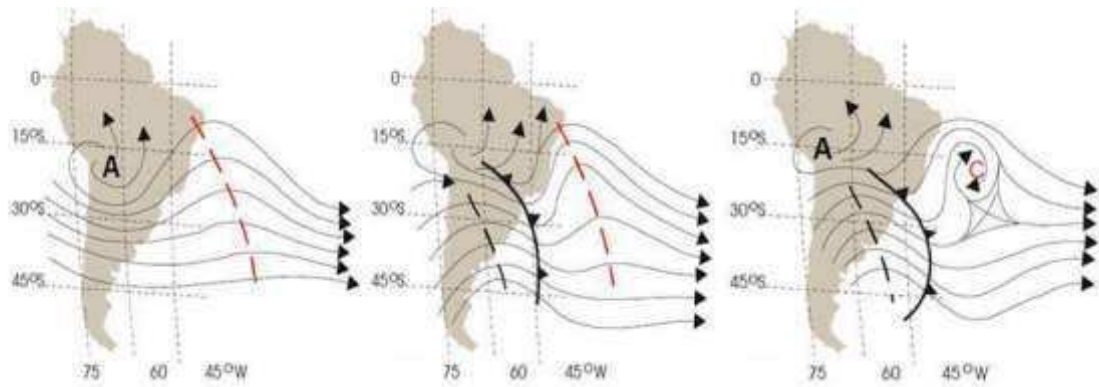
Na América do Sul, a existência dos VCAN foi demonstrada através de estudos das características da circulação troposférica. Os primeiros estudos realizados sobre os VCAN no Atlântico Sul Tropical foram feitos por Dean (1971), Aragão (1975) e Virji (1981) nos quais observaram a formação desses sistemas na região do Atlântico Sul Tropical durante a época chuvosa da região.

Dean (1971), num estudo sobre a estrutura tridimensional dos ventos sobre a América do Sul (AS), utilizando cartas médias mensais de vento, constatou a presença de uma baixa fria em altitude sobre a região do NEB. O surgimento dessa circulação estaria relacionado ao enfraquecimento dos ventos de leste da alta troposfera sobre o Atlântico Tropical e o consequente fortalecimento dos ventos de oeste provenientes do Hemisfério Norte (HN).

Segundo Aragão (1975), a medida que esses ventos de oeste se intensificavam a depressão ciclônica média reaparecia. Na sequência, o aquecimento continental intensificava a AB que provocava o deslocamento da depressão média para nordeste. Dean (1971) identificou essa baixa fria em altitude como sendo o sistema de grande escala responsável pelas precipitações no NEB nos meses de verão e outono do Hemisfério Sul (HS).

Utilizando dados de ventos extraídos de nuvens através de imagens de satélite geoestacionário no verão, Virji (1981) encontrou um padrão de circulação igual aos dos dados de ventos convencionais só que mais intenso, ressaltando que a característica principal em altos níveis foi um sistema quase estacionário anticiclone-cavado que se estendia sobre a maior parte da AS com a localização do cavado sobre a costa do NEB.

Diante de tantas evidências sobre essa circulação foram publicados os primeiros trabalhos detalhados tendo como foco principal o VCAN. Kousky e Gan (1981) e Gan (1982) utilizando um conjunto de oito anos de imagens de satélite estudaram a formação, o deslocamento, a manutenção e a climatologia das baixas frias úmidas que penetravam o Brasil oriundas do Oceano Atlântico. Entre outras conclusões, Kousky e Gan sugeriram um mecanismo de formação para o VCAN que atuavam nessa região: ao notarem a presença de um sistema frontal ao sul do VCAN e a forte atuação da AB sobre o continente, sugeriram que o sistema frontal ao adentrar as baixas latitudes advectava ar quente à leste, o que acarretava a amplificação da crista em altos níveis que por sua vez intensificava a circulação do cavado também à leste, formando-se assim o VCAN (Gan, 1982). A figura 17 esquematiza o processo de formação do VCAN descrito pelos autores.

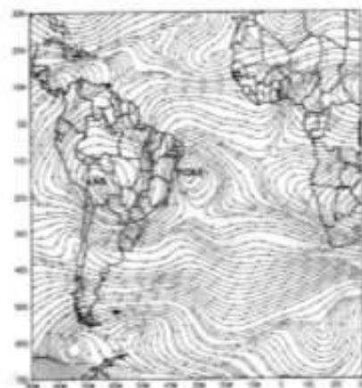


**Figura 3** – Esquema do processo de formação clássica de um VCAN. Fonte: Adaptado de Varejão e Silva (2005)

Gan (1982) enfatizou que nem todos os VCAN apresentavam esse mecanismo de formação. Ramirez (1996) usando um período de dados maior (de 1980 à 1989 para as estações de primavera, verão e outono) detectou 173 vórtices, dos quais, a maioria se originava pelo mecanismo proposto por Kousky e Gan (1981); o restante nascia da interação de um cavado no Pacífico Norte com um cavado no Atlântico Norte que se alinhavam com a AB e originavam o VCAN.

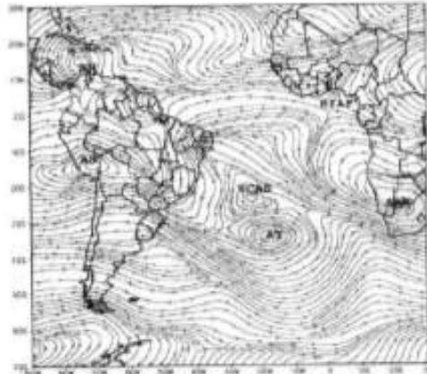
Paixão (1999) utilizando dados de reanálise para o verão de 1995/1996 identificou outros três tipos de mecanismo de formação dos VCAN que atuam sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul (OATS) além do modelo conceitual proposto por Kousky e Gan (1981), sugerindo a seguinte nomenclatura:

**Formação Clássica:** resulta do modelo proposto por Kousky e Gan (1981) descrito acima. A Figura 18 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.



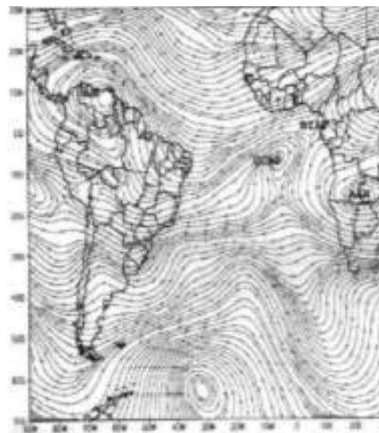
**Figura 4** - Campo de linha de corrente em 200 hPa, ilustrando o mecanismo de formação de um VCAN clássico. Fonte: Paixão (1999).

**Formação Alta:** resulta da intensificação de uma Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que força o surgimento de um anticiclone em altos níveis, este último induz o aparecimento de um VCAN a norte/noroeste de sua posição.



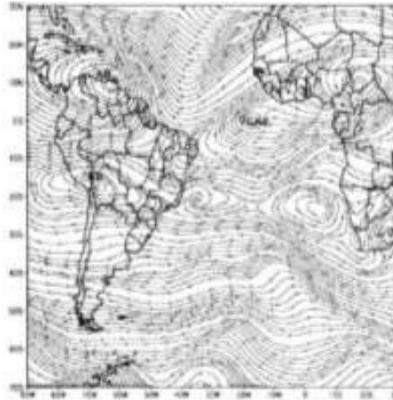
**Figura 5** - Campo de linha de corrente em 200 hPa, ilustrando o mecanismo de formação de um VCAN proposto por Ramírez *et al.*, 1999. Fonte: Paixão (1999).

**Formação Africana I:** surge do fortalecimento da convecção sobre a África, que faz aparecer um par de anticiclones em altos níveis sobre a parte centro-sul desse continente. Esses anticiclones forçam o aparecimento de um VCAN na costa oeste africana.



**Figura 6** - Campo de linha de corrente em 200 hPa. Fonte: Paixão (1999).

**Formação Africana II:** deve-se ao desacoplamento de um cavado vindo da região sudoeste do Saara, que ao se desprender do seu escoamento de origem ganha força e movimento para oeste, podendo influenciar o extremo leste do NEB. Paixão (1999) frisou ainda que em alguns casos mais de um desses modelos de formação estavam presentes, sendo os vórtices nessa situação classificados como mistos.



**Figura 7** - Campo de linha de corrente em 200 hPa. Fonte: Paixão (1999).

Rao e Bonatti (1987), na tentativa de encontrar os mecanismos que acreditavam ser importantes na geração dos vórtices de alta troposfera, investigaram a ocorrência de instabilidade relacionada a esses sistemas. Devido a posição tropical dos VCAN a instabilidade baroclínica foi descartada. Eles calcularam os termos de troca da energia barotrópica baseados em observações que indicavam em média a conversão de energia cinética zonal em energia cinética turbulenta. Examinando a instabilidade barotrópica dos ventos zonais, entretanto, eles encontraram uma fraca razão de crescimento o que sugeria a importância de outros processos na formação, como por exemplo, a liberação de calor de condensação, as intensas variações da AB e o acoplamento com o escoamento do HN.

Estudando a estrutura e evolução do escoamento horizontal de grande escala e um VCAN sobre o NEB como sistemas separados e investigando também a interação dinâmica entre eles, Mishra et al. (2001) constataram que uma forte zona de cisalhamento horizontal positivo se desenvolveu na região do cavado do Atlântico antes da formação do vórtice, o que satisfaz fortemente a condição necessária para a instabilidade barotrópica. Segundo eles, essa zona estava associada à intensificação da AB com sua crista se estendendo na direção leste, a intensificação do Cavado do Atlântico Sul (CAS) com uma orientação leste-oeste e a presença de um cavado transiente sobre o Oceano Atlântico equatorial.

Posteriormente, fazendo uso da equação primitiva da instabilidade barotrópica, Mishra et al. (2007) analisaram os períodos antes e depois da formação do vórtice e reafirmaram que a instabilidade barotrópica da zona de cisalhamento pode excitar o VCAN observado na vizinhança do NEB. A partir dos resultados obtidos nesse estudo e em outros trabalhos (Mishra e Rao, 2001 e Mishra et al., 2001) eles encontraram um possível cenário para a

formação dos vórtices ciclônicos: num curto espaço de tempo de dois a três dias, antes da formação do vórtice, uma forte zona de cisalhamento latitudinal se desenvolve na região da alta troposfera entre a AB e o CAS. O desenvolvimento dessa zona de cisalhamento pode ser atribuído à intensificação, ao movimento relativo favorável e a orientação da AB e sua crista associada ao CAS. Finalmente concluindo que a instabilidade barotrópica da zona de cisalhamento pode engatilhar a formação do vórtice.

### **3.2. A manutenção do sistema**

Utilizando a derivação Lagrangeana na obtenção de variáveis convencionais, Carlson (1967) construiu campos compostos que mostraram a estrutura de uma baixa fria em diferentes níveis da troposfera. Carlson inferiu que o enfraquecimento do sistema é devido a uma fonte insuficiente de energia cinética, enquanto a intensificação pode ser promovida pela conversão direta de energia potencial em energia cinética através da liberação de calor latente ao longo da periferia. Por outro lado, um aumento na intensidade da convecção, possivelmente ocorrendo próximo ao centro do vórtice, conduziria a formação de um núcleo quente o que acarretaria na destruição da baixa fria.

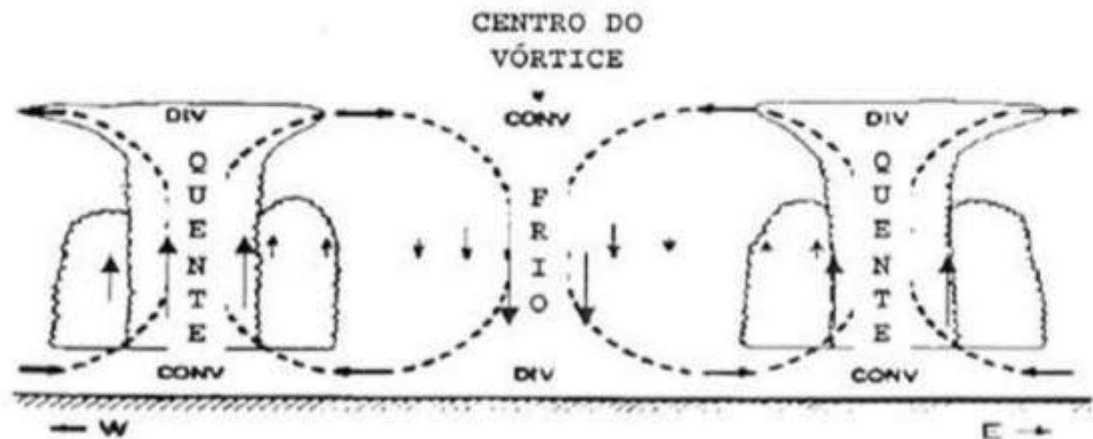
Dando ênfase ao aspecto termodinâmico das baixas frias localizadas sobre o Atlântico Equatorial, especificamente sobre o Caribe e as Ilhas Bahamas, Frank (1966 e 1970) concluiu que esses vórtices possuem uma circulação térmica direta, onde movimentos descendentes de ar frio ocorrem no centro do sistema e movimentos ascendentes de ar quente ocorrem ao longo de sua periferia.

Kelley e Mock (1982) num estudo sobre as baixas frias que se formam no oeste do Pacífico Norte, reafirmaram o padrão de circulação direta (conversão de energia potencial em cinética) devido à preponderância de subsidência de ar frio e ascensão de ar quente.

Sobre os vórtices que se formam no Oceano Atlântico Tropical Sul (OATS), Kousky e Gan (1981) e Gan (1982) relacionaram a conversão de energia potencial em cinética com a manutenção do gradiente térmico horizontal devido às perdas radiativas no centro do sistema e a liberação de calor latente pela formação dos cumulonimbus em sua periferia. Ressaltaram ainda que a provável causa de sua dissipação sobre o continente é o aquecimento da superfície (calor sensível) e a formação dos cumulus nas proximidades do seu centro (calor latente). 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 do



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.



**Figura 8** - 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).

O balanço das componentes zonal e turbulenta da energia cinética e energia potencial disponível numa área limitada e na presença de um VCAN sobre o NEB foram calculados no estudo de Mishra e Rao (2001). Nesse estudo, foi ressaltada a importância da instabilidade barotrópica e da convecção de cumulus na formação e também manutenção dos sistemas. 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.

### 3.3. Tempo de vida

De acordo com Frank (1970) o tempo de vida associado ao VCAN varia consideravelmente, enquanto alguns permanecem por mais de uma semana, outros perduram apenas algumas horas, dependendo do mecanismo com que se formavam, vale salientar que os resultados encontrados por Frank referem-se aos VCAN de origem subtropical.

Campetella e Possia (2006) observaram um tempo de vida de 2 a 3 dias para os 90% dos VCAN desenvolvidos nas áreas oceânicas do sul da América do Sul, em concordância com Nieto et al, (2006) que encontraram VCAN na Europa, durante o verão, que também duraram 2 a 3 dias. Segundo Campetella e Possia (2006), poucos VCAN duraram mais de 7 dias e os eventos continentais tenderam a apresentar maior tempo de vida (de 4 a 6 dias) na faixa de latitude entre 0° e 20° S.

Singleton e Reason (2007) examinaram a variabilidade de algumas características dos VCAN sobre a região subtropical sul da África no período de 1973 a 2002, como a duração, definida como o tempo para o qual uma isolinha de altura geopotencial se fechava por mais que 24 horas no nível de 300 hPa, dentro da região compreendida entre 10° e 40° E e 20° e 40° S. A distribuição de frequência do número de VCAN mostrou que mais de 50% dos casos duraram de 1 a 2 dias menos que 10% perduraram mais que 4 dias. Esse último período de duração coincidiu exatamente com a estação do ano em que houve maior ocorrência de atuação dos sistemas (junho a agosto).

Ramirez (1997) e Coutinho (2008) observaram que o tempo de vida de um VCAN de origem tropical varia de acordo com as estações do ano e com os meses, possuindo maior tempo de vida no verão (9,5 – 10,6 dias) e menor nas estações de primavera (4,6 – 6,0 dias) e outros (4,6 – 7,6 dias). Esse sistema apresenta tempo de vida médio de 7,1 dias, mas os VCAN individuais podem ter duração maior que 18 dias e menor que 3 dias.

### **3.4. Estrutura vertical, nebulosidade e deslocamento do VCAN**

Como sugerido por Frank (1966 e 1970) a distribuição de nebulosidade e movimento vertical associado à baixa fria não difere dos encontrados nas vizinhanças dos sistemas de alta latitude, como os cavados nos ventos de oeste e os ciclones. No caso de Carlson (1967) o padrão de nuvens se estendeu numa grande área a leste do cavado superior. No lado frontal do sistema, em altas latitudes, a cobertura de nuvens consistia primariamente em altocumulos e cirrus, enquanto uma importante convecção foi confinada numa região pequena à sudeste do centro do vórtice.

Carlson inferiu ainda que a camada de nuvens ilustrava um transporte turbulento meridional de umidade através do sistema. O vapor d'água era transportado pela convergência dos ventos de leste nos baixos níveis e redistribuído para a atmosfera nos médios e altos níveis, o restante da umidade era precipitado sob forma de chuva. Essa ascensão de umidade, em combinação com o padrão ascendente de grande escala existente, resultava na formação de uma extensiva camada de nuvens médias a altas.

Nos estudos de Kelley e Mock (1982), o campo de movimento vertical não foi simétrico em torno do centro da baixa, mas mostrou um padrão do movimento ascendente à leste e ao sul e movimento descendente à oeste e ao norte; não evidenciando assim um padrão circular de nuvens.

Frank (1970) quando analisou 114 VCAN 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. o tempo associado a elas está diretamente relacionado à sua extensão vertical, quanto mais extensa maior a concentração de nebulosidade. Devido ao seu confinamento na alta troposfera os vórtices secos são mais comuns, a nebulosidade em torno do ciclone é assimétrica e a região central é quase sempre marcada por céu limpo ou por nuvens esparsas. De acordo com Coutinho (2016), a estrutura vertical dos VCAN é um aspecto ainda pouco explorado.

Já para a região do OATS, Kousky e Gan (1981) propuseram que os VCAN apresentam concentração maior da sua atividade convectiva na região da direção do movimento. Quando esses sistemas adentravam o NEB tornavam o céu claro na parte sul e central dessa região e propiciavam a formação de nebulosidade na parte norte. Segundo Carlson (1967) o centro da circulação fechada inclinava-se na vertical na direção do ar mais frio. Já Ramírez (1996) observou que em geral os VCAN se inclinavam para oeste com a altura e possuíam um núcleo frio em 300hPa no setor leste ou sudeste do centro do vórtice.

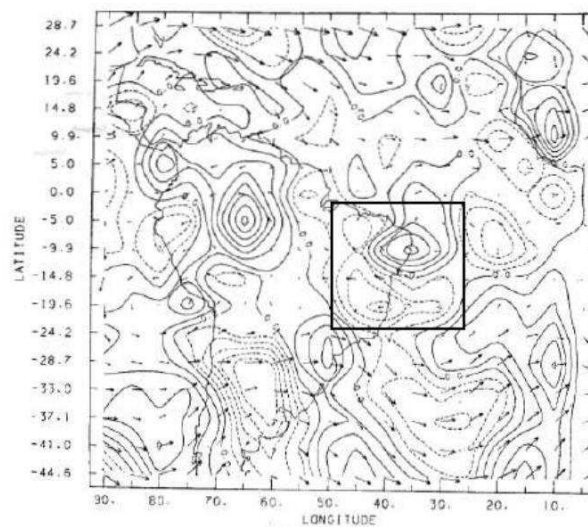
Aragão (1975) observou que os VCAN estendem-se desde o nível de 700 hPa até o nível de 300 hPa. Johnson e Snook (1983) mostraram que inicialmente os VCAN estendem-se desde 100 hPa para baixo até aproximadamente 500 hPa, possuindo inclinação de oeste para leste, com isso eles sugeriram a presença de processos baroclínicos. Observaram ainda que algumas vezes a circulação do vórtice é alinhada na vertical. Ramirez (1996) observou que em geral, a circulação fechada inclina-se para oeste com a altura, estando de acordo com o estudo de Johnson e Snook (1983).

De acordo com análises diárias em quatro níveis, Ramirez (1996) observou que nos verões de El Niño (1982 – 1983; 1986 – 1987) os VCAN apresentaram maior extensão vertical da circulação fechada, atingindo até 500 hPa, e nos verões de La Niña (1984 – 1985; 1988 – 1989) estiveram confinados mais nos altos níveis, estendendo-se apenas até 300 hPa.

Paixão (1999) verificou o comportamento da inclinação do eixo dos VCAN nos 13 casos estudados, constatando que existe uma enorme variação nessa inclinação com a altura durante o ciclo de vida do VCAN. Para a maioria dos casos estudados, encontrou-se, nos estágios iniciais do ciclo de vida, uma inclinação de oeste para leste com a altura, mudando no

decorrer do período até estabelecer um padrão sem inclinação ou com inclinação de leste para oeste com a altura.

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 9** - 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).

### 3.5. Deslocamento

Segundo Ramirez (1996), os VCAN podem apresentar deslocamento regular ou irregular. Os cavados de latitudes médias, associados a sistemas frontais e uma bifurcação inter-hemisférica a noroeste da América do Sul pode causar deslocamento irregular. Enquanto que para os VCAN com deslocamento regular, é comum observar a presença do anticiclone em altos níveis e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) ao sul (Ramirez, 1996). Gan e Kousky (1986) notaram que quando ocorre à configuração vórtice-frente, permanecendo por vários dias, tem-se uma situação de bloqueio subtropical semelhante às estudadas por Casarin (1983). Os VCAN têm tendências para deslocarem-se com uma trajetória circular anti-horária, iniciando nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e

terminando no Nordeste do Brasil, de acordo com Gan (1982). Ele também sugeriu que os termos de beta e de divergência favorecem o deslocamento do VCAN para oeste.

Ramirez (1996) mostrou que existem evidências de que os VCAN podem estar associados à circulação de escala planetária (ondas de Rossby) e de escala sinótica (sistemas frontais), indicando que a formação e o deslocamento dos VCAN podem ser produtos da dinâmica de múltiplas escalas de circulação atmosférica.

Através da identificação da região de atuação dos VCAN utilizando a distribuição espacial da ocorrência de vortacidade ciclônica sobre o NEB e oceano adjacente, Silva (2005) afirmou que a região em estudo era influenciada pelas atividades convectivas e de subsidência associada aos VCAN e aos CAS. Silva realizou também um estudo estatístico sobre a influência do centro do VCAN ou presença dos CAN na inibição de chuva em três áreas alvos sobre o NEB, o qual mostrou que o período seco e chuvoso está associado com o posicionamento do VCAN. A distância da borda do sistema em relação a uma área alvo também foi avaliada, constatando que a partir do centro da baixa numa região de raio de atuação entre 1000 e 2000km constatou-se aumento na frequência de chuvas com intensidade de moderadas a fortes.

Palmer (1951) sugeriu que os ciclones tropicais de altos níveis permaneciam estacionários por longos períodos. As ondas de altos níveis nos ventos de oeste apresentavam uma pequena amplitude, isso significava que durante muito tempo não havia um grande influxo de ar relativamente frio das altas latitudes do cinturão do máximo escoamento de oeste. Assim que um ar mais frio se aproximava, indicado por uma rápida extensão do cavado relacionada ao movimento de onda na direção sul e sudeste nos níveis apropriados, o ciclone começava a se mover.

Chen e Chou (1994) analisando 60 casos de baixas frias que se formavam no oeste do Pacífico Norte nos meses quentes, encontraram que elas geralmente se movem na direção oeste com uma velocidade média de  $4,1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  apresentando um tempo de vida médio de 6,3 dias. Uma característica interessante relatada nesse estudo, foi a presença de uma corrente de jato à noroeste e/ou à sul dos vórtices, presente em 87% dos casos analisados. A distribuição de nuvens sobre o vórtice, segundo Chen e Chou, era modulada principalmente pela estrutura da corrente de jato.

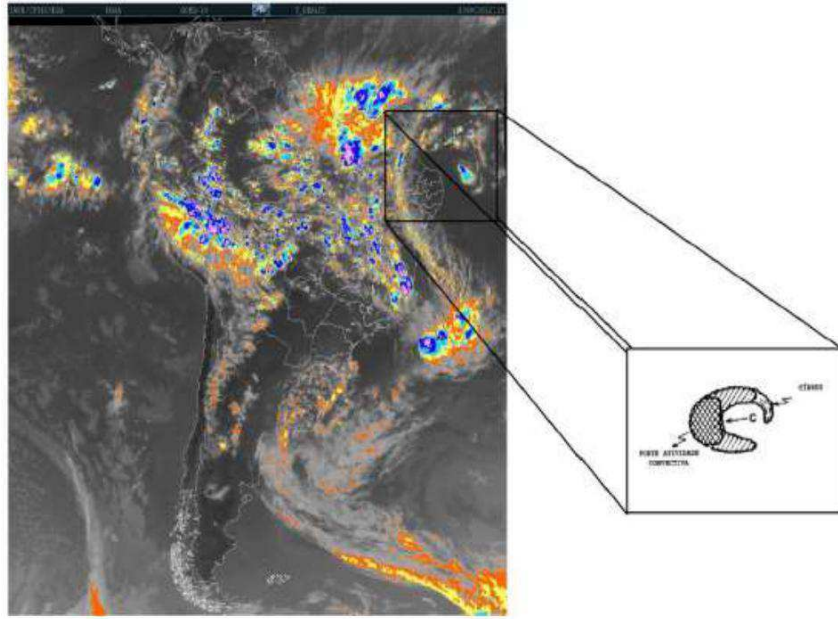
Gan (1982) afirmou que os VCAN subtropicais que permanecem ligados ao escoamento de médias latitudes estão sujeitos a advecção de vorticidade relativa e por isso se deslocam para leste. No entanto, quando esses sistemas se desprendem completamente da influência do escoamento de médias latitudes a advecção de vorticidade planetária domina sobre a relativa e nesse caso os sistemas se movem na direção oeste. Nessa situação, eles se deslocam até serem absorvidos por um cavado de nível superior. Assim, os VCAN têm uma tendência a se deslocarem em trajetórias circulares no sentido anti-horário. Em algumas ocasiões, foi observado que as baixas frias ao adentrarem o continente não completam esta trajetória, dissipando-se devido ao aquecimento superficial (Kousky e Gan, 1981).

Ramirez (1996) classificou o deslocamento dos vórtices em regular e irregular. Basicamente um VCAN apresentava deslocamento irregular quando estava sob influência de um cavado de latitudes médias. Os VCAN com deslocamento regular se moviam para o NEB e em alguns casos alcançavam a costa oeste da AS. Nesse caso, foi apontado como principal causador desse movimento a influência da AB.

### **3.6. Nebulosidade associada ao VCAN e precipitação**

Segundo Frank (1970), existe uma relação direta entre a nebulosidade e a extensão vertical da circulação ciclônica. Através de imagens de satélite, ele percebeu que a nebulosidade concentra-se na periferia do VCAN de forma assimétrica, sendo que a nebulosidade mais densa localiza-se a leste do centro do vórtice. Esse caso é do Hemisfério Norte. Ainda 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 VCAN podem também ser classificados como "úmidos" ou "secos", dependendo da quantidade de nebulosidade associada.

Kousky e Gan (1981) mostraram que a maior atividade convectiva associada com um VCAN é encontrada na direção do seu movimento e, quando o sistema se desloca para o continente ou percorre águas quentes, forma nuvens do tipo cumulonimbus na sua periferia oeste. Quando os VCAN se aproximam da costa do Nordeste, tornam o céu claro na parte sul e central dessa região, e propicia a formação de nebulosidade na parte norte.

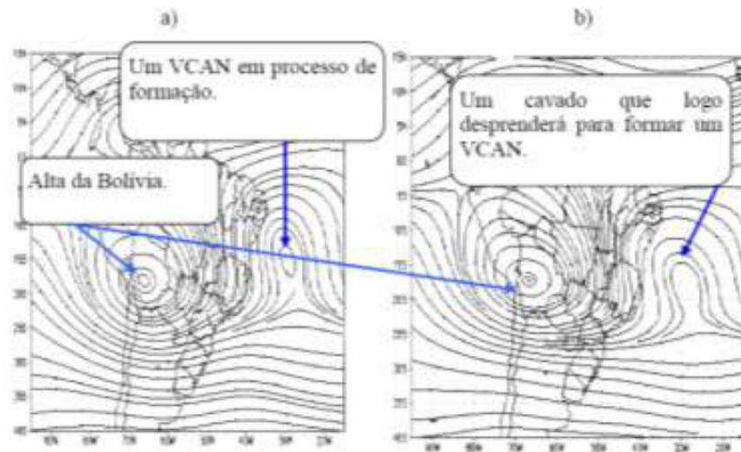


**Figura 10** - Imagem de satélite do canal infravermelho realçada para o dia 02/03/2008 as 22:00 UTC, e Ilustração de nebulosidade associada ao VCAN durante o seu deslocamento. Fonte: Ferreira, (2017), Kousky e Gan, (1981) e DAS/INPE.

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.

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".

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".



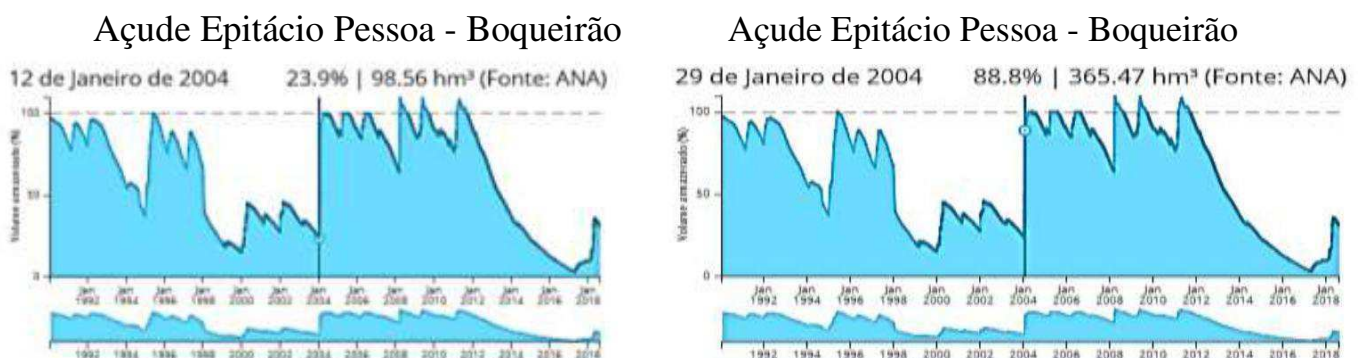
**Figura 11** – Linhas de corrente em 250 hPa para: (a) janeiro; (b) fevereiro no período de 1978 – 1999. Fonte: Ferreira (1999).

## 4. DADOS E METODOLOGIA

### 4.1. Justificativa para os casos de VCAN escolhidos

#### 4.1.1. Janeiro de 2004

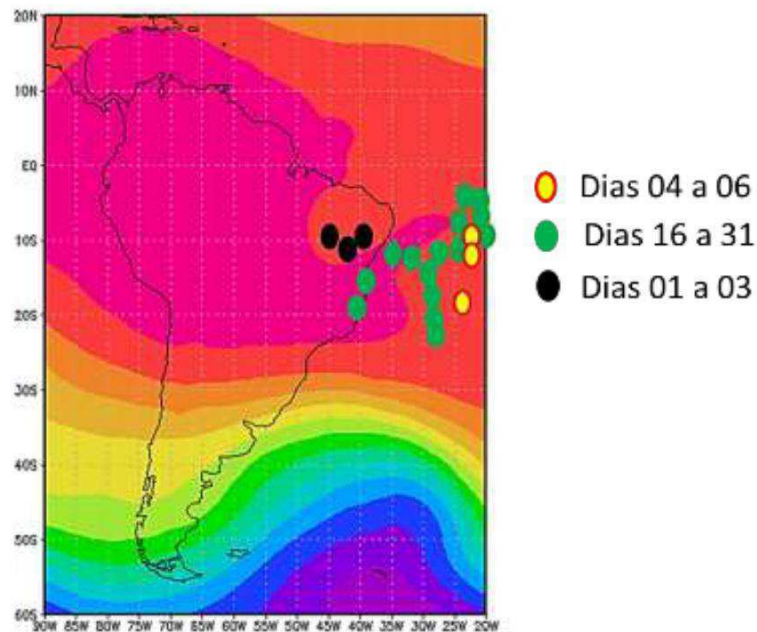
Para a população do cariri paraibano, em especial aquelas que são abastecidas pelo açude Epitácio Pessoa, mais conhecido como açude de Boqueirão, o ano de 2004 foi um ano expressivo com relação às chuvas para a recarga dos reservatórios, após um longo período de estiagem, de 1998 até 2004, e consequente diminuição do nível do reservatório, foi possível vivenciar um ano com muita chuva e a elevação dos níveis da maior parte dos reservatórios da região já a partir do mês de janeiro desse ano. Verificando os dados estimados do volume do reservatório do açude Epitácio Pessoa, percebe-se que até o dia 12 de janeiro de 2004, o reservatório encontrava-se com um volume de aproximadamente 23,9% de capacidade, já no dia 29 do mesmo mês o reservatório passou para 88,8% de sua capacidade total, o que representa um aumento de aproximadamente 64,9% em seu volume. A figura 12 mostra de forma mais clara esse salto no aporte hídrico do açude.



**Figura 12:** Volume hídrico do Açude Epitácio Pessoa. Disponível em <[https://olhonagua.insa.gov.br/#/!/?id=12172&reservatorio=epitacio\\_pessoa](https://olhonagua.insa.gov.br/#/!/?id=12172&reservatorio=epitacio_pessoa)> acessado em 19/08/2018. Fonte: Olho n'água/INSA

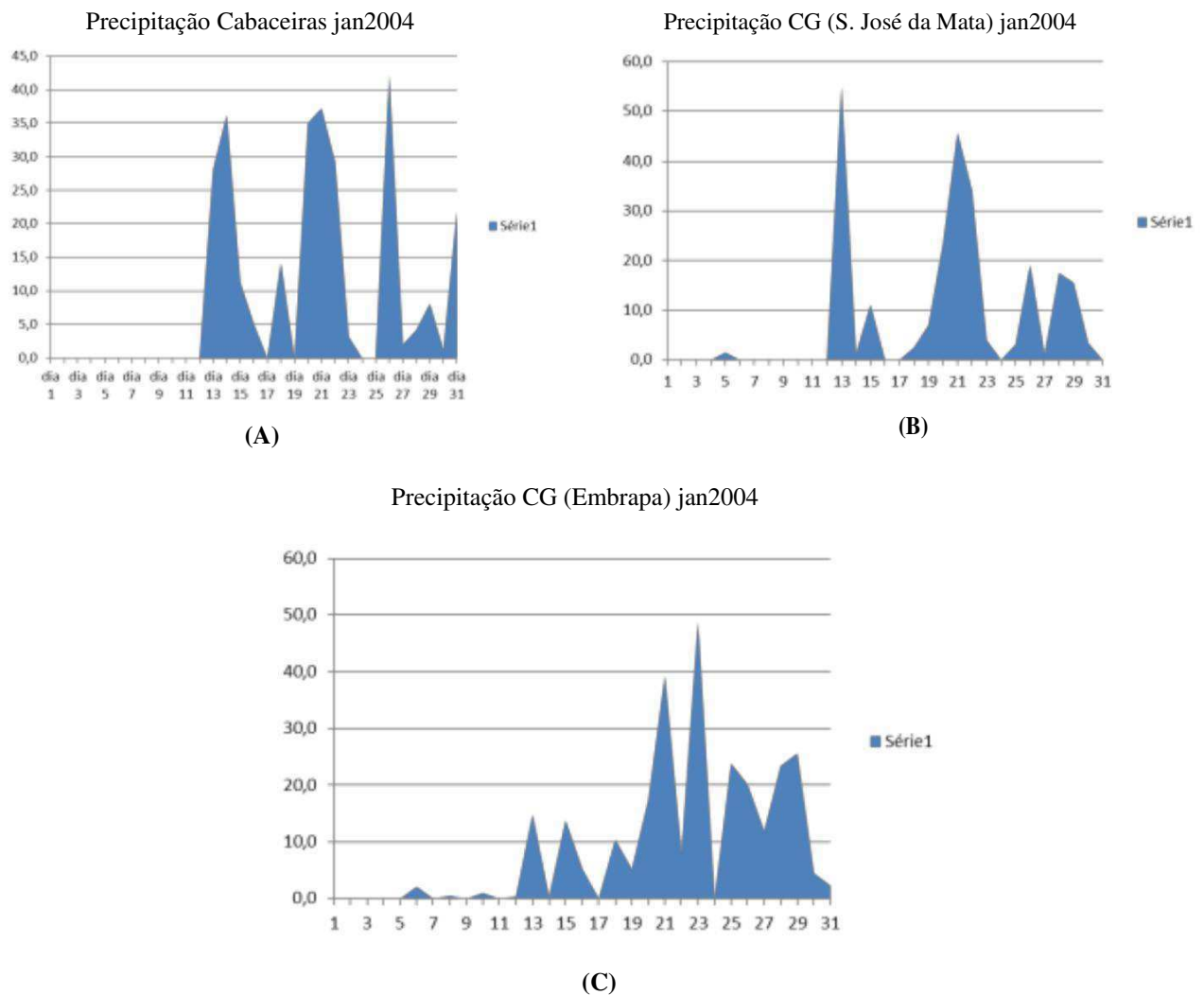


Janeiro de 2004 além de ter sido um mês com bastante chuva para a área de estudo, também foi um mês com bastante atividade de vórtices ciclônicos de altos níveis, que em sua maioria atuaram sobre o Oceano Atlântico adjacente ao NEB, alguns episódios como o VCAN que perdurou do dia 01 até o dia 03 atuaram com o seu centro de forma mais continental, enquanto que episódios como o do dia 04 a 06 foram mais atuantes na região oceanica. Os VCAN que atuaram do dia 16 ao dia 31 tiveram uma região de atuação bastante ampla, com predominância no oceano, e um deslocamento no sentido do continente (figura 27).



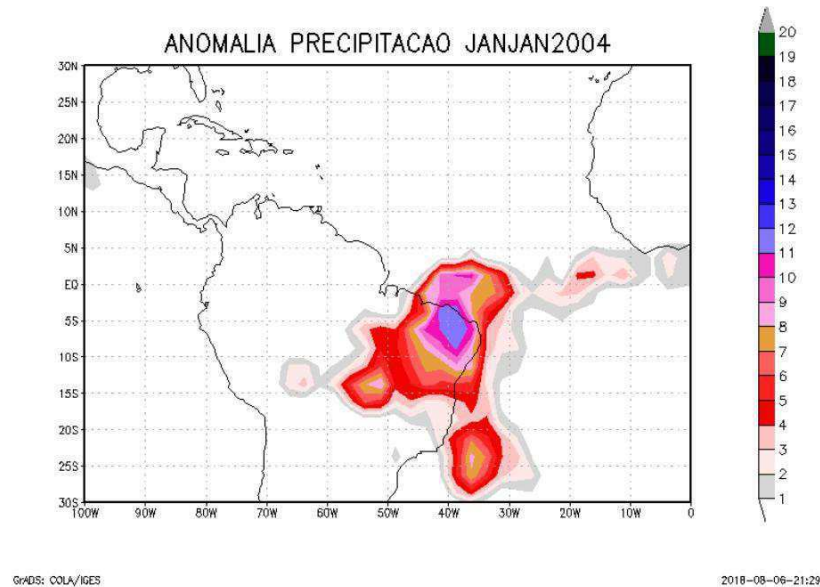
**Figura 13:** Projeção estimada através dos campos de geopotencial e vento em 200hPa do centro dos VCANs para janeiro de 2004. Fonte: O próprio autor.

Utilizando dados de precipitação diária acumulada provenientes da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESAs) montou-se os gráficos das figuras 28 que mostra a precipitação para a cidade de Cabaceiras e para a cidade de Campina Grande (Estações de São José da Mata e Embrapa) no mês de janeiro de 2004, pelos gráficos podemos aferir que o mês tem um início pouco chuvoso, atingindo uma elevação a partir do dia 12, com um pico mais alongado entre os dias 19 e 23, dias que coincidem com a atuação de um VCAN na região.



**Figura 14:** (A) Precipitação em mm/dia para a cidade de Cabaceiras em janeiro de 2004, total de 272,9 mm para esse mês. (B) Precipitação em mm/dia para a cidade de Campina Grande (distrito de São José da Mata) em janeiro de 2004, total de 245,1 mm para o mês. (C) Precipitação em mm/dia para a cidade de Campina Grande (Embrapa) em janeiro de 2004, total de 279,0 mm para o mês. Fonte: AESA.

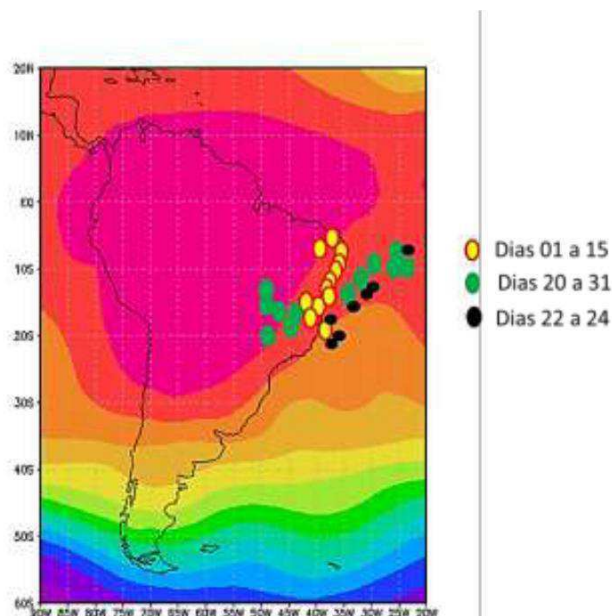
A anomalia da precipitação do mês de janeiro de 2004 em relação a todos os janeiros de 1979 a 2015 nos mostra o quanto, em termos de precipitação para o NEB, esse mês se diferencia com relação aos demais (Figura 15). Na figura, também é possível observar que enquanto esse mês foi bastante chuvoso para boa parte da região NEB, grande parte da região Norte (em especial sobre a Amazônia) teve pouca ou nenhuma precipitação no mesmo período.



**Figura 15:** Anomalia de precipitação (mm/dia) de janeiro de 2004 em relação a todos os janeiros de 1979 até 2015. Fonte: GPCP

#### 4.1.2. Janeiro de 2014

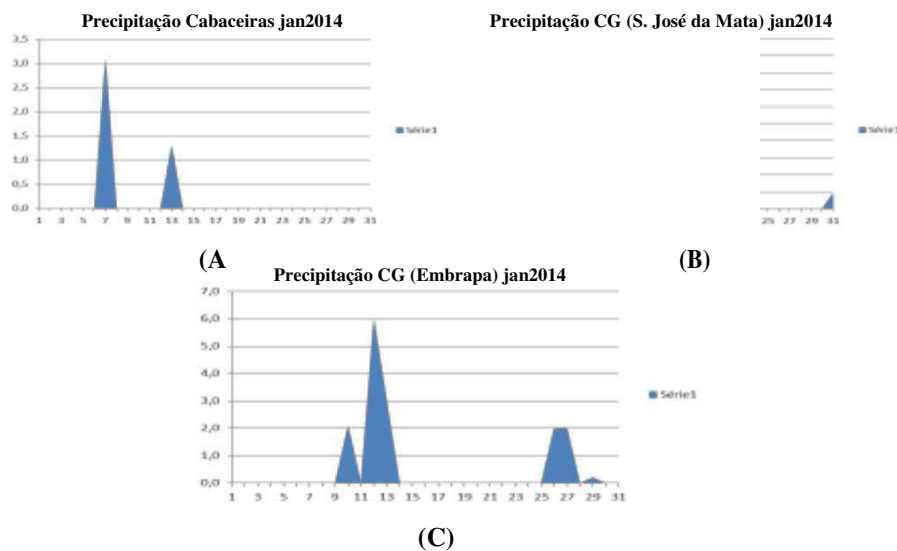
Em oposição a janeiro de 2004, escolheu-se outro período em que os VCAN tivessem inibido e/ou não contribuído de maneira significativa para a precipitação da região NEB. O caso de VCAN escolhido teve início no dia 01 de janeiro de 2014 e se dissipou no dia 15 de janeiro de 2014, com duração de 15 dias. Durante esse mês de 2014 os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN) foram observados principalmente sobre o nordeste da América do Sul e Atlântico Sul adjacente. Com destaque para os VCAN que se configuraram nos períodos de 01 a 15 e de 20 a 31, respectivamente primeiro e nono episódio para o mês (Figura 13).



**Figura 16:** Projeção estimada através dos campos de geopotencial e vento em 200hPa do centro dos VCAN para janeiro de 2004. Fonte: O próprio autor.

A escolha desse evento de VCAN levou em consideração o seu longo tempo de vida e sua contribuição para a inibição das chuvas sobre grande parte da região NEB, sua atuação contribui de forma significativa para que as chuvas ocorressem abaixo da média histórica na maior parte da região Nordeste. (Climanálise, 2014).

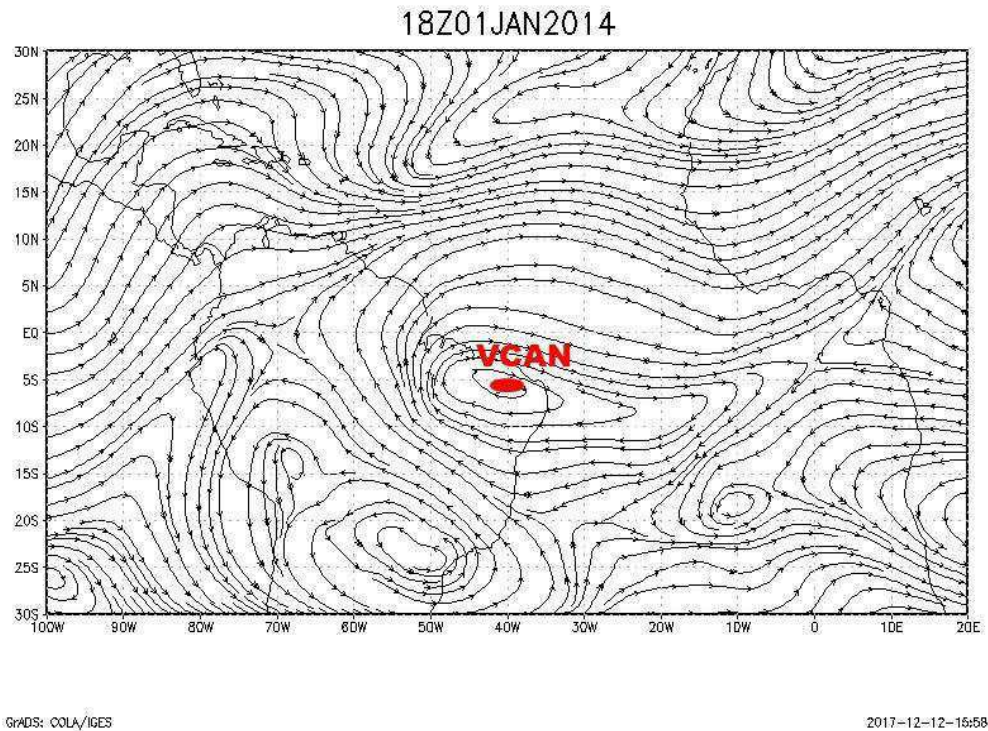
A figura 17 mostra os totais pluviométricos em mm/dia para a cidade de Cabaceiras e Campina Grande (Estações de São José da Mata e Embrapa) para janeiro de 2014, partindo desses gráficos é possível compreender a disparidade entre os dois meses discutidos no transcurso desse trabalho, janeiro de 2004 e janeiro de 2014, no que tange a totalidade da precipitação podemos notar um diferença bastante acentuada, para a Cabaceiras, por exemplo, temos que o total de precipitação para o mês de janeiro de 2004 foi de 272,9 mm, já para janeiro de 2014 temos um total de 4,4 mm, a diferença permanece para a estação de São José da Mata, que em janeiro de 2004 registrou um total de 245,1 mm, mas que em janeiro de 2014 registrou um total apenas de 9,8 mm. Da mesma forma, na estação da Embrapa, que em janeiro de 2004 registrou um total de 279,0 mm, registrou um total de apenas 15,3 mm para janeiro de 2014. Portanto, os dois episódios que constituem nossos estudos de casos, são exemplos importantes da atuação ambígua do mesmo fenômeno, ou seja, de gerar precipitação para algumas regiões, em determinadas condições e, em outras condições provocar a inibição da precipitação para uma área inteira.



**Figura 17:** (A) Precipitação em mm/dia para a cidade de Cabaceiras em janeiro de 2014, total de 4,4 mm para esse mês. (B) Precipitação em mm/dia para a cidade de Campina Grande (distrito de São José da Mata) em janeiro de 2014, total de 9,8 mm para o mês. (C) Precipitação em mm/dia para a cidade de Campina Grande (Embrapa) em janeiro de 2014, total de 15,3 mm para o mês. Fonte: AESA

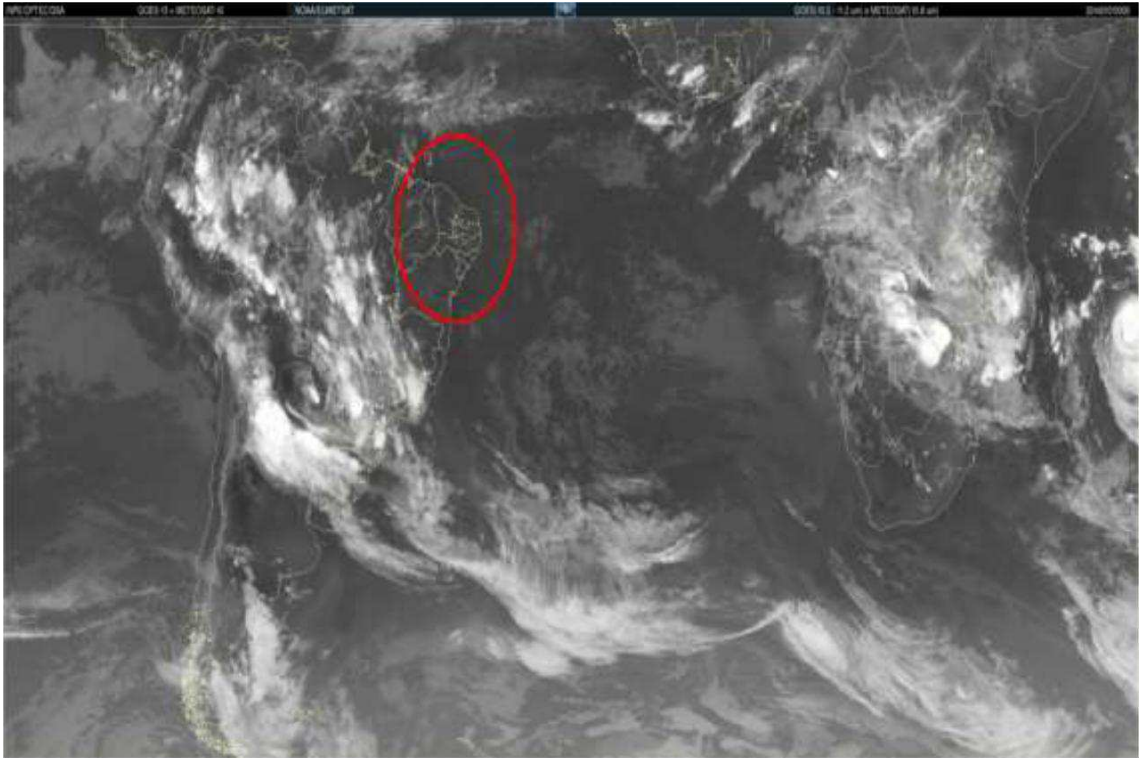
A identificação do VCAN pode ser feita através de uma análise subjetiva, usando algumas ferramentas como imagens de satélite, análise dos campos de linha de corrente e magnitude do vento e geopotencial em 200 hPa, leitura de cartas sinóticas de altitude, e também através da leitura do Boletim Climanálise, do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

Inicialmente o VCAN em questão atuou com o seu centro em sua posição mais ao norte, em torno de 5° S e 40° W, como consequência houve uma inibição de atividade convectiva em parte dessa área.



**Figura 18:** Componente zonal e meridional do vento em 200 hPa. Fonte: Próprio autor.





**Figura 19:** Imagens de satélite GOES + METEOSAT. Fonte: DSA/INPE

#### 4.2. Dados

O conjunto de dados que foi utilizado nesse estudo foi, em parte, de reanálises do ERA-Interim pertencentes ao European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), e estão disponíveis na homepage <http://apps.ecmwf.int/datasets/>. A resolução espacial desses dados é de  $0.75^\circ$  graus. As variáveis que serão utilizadas são: componente meridional do vento (v); componente zonal do vento (u); geopotencial; fluxo de vapor de água integrado na vertical em suas componentes zonal e meridional; divergência do fluxo de vapor de água integrado na vertical; 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 de 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. Para a realização deste trabalho, foram consideradas séries mensais de dados de precipitação do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) para o período de 1979-2015, agrupados numa grade de 2.50 x 2.50. Já os dados de precipitação in situ, foram oriundos da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESAs), os dados obtidos através da AESA foram utilizados em um primeiro momento para ressaltar a precipitação ocorrida no período de atuação do VCAN, bem como relacionar a intensificação, o alongamento vertical e a precipitação associada ao VCAN.

Para estudar o comportamento do transporte de umidade, foram utilizados dados do transporte de umidade integrado na vertical, em suas componentes zonal e meridional, também calculou-se a divergência do transporte de umidade integrado na vertical, como forma de melhor compreender como funciona esse cálculo de transporte, decidiu-se abrir uma sessão para explicar de maneira resumida como é feito o cálculo e quais os elementos que são utilizados.

#### 4.2.1. Transporte de Umidade Integrado na Vertical e Divergência do Transporte de Umidade Integrado na Vertical

Para o cálculo das componentes zonal e meridional do transporte de umidade integrado na vertical ( $Q_u$  e  $Q_v$ ), utiliza-se a umidade específica  $q$ , a qual é a razão entre a massa de vapor de água contida em uma coluna de ar e a massa total de ar. Para esse cálculo, utiliza-se a integral na variável de massa, uma vez que  $q$  é uma razão de massas. Assim,

$$\dots \quad (4.1)$$

Onde  $u$  representa a componente zonal do vento. A aceleração da gravidade ( $g$ ) é considerada constante para o intervalo de integração, e  $p$  é a pressão.  $Q_v$  é calculado da mesma forma, logo o transporte vetorial de umidade integrado na vertical e a sua divergência horizontal são dadas por:

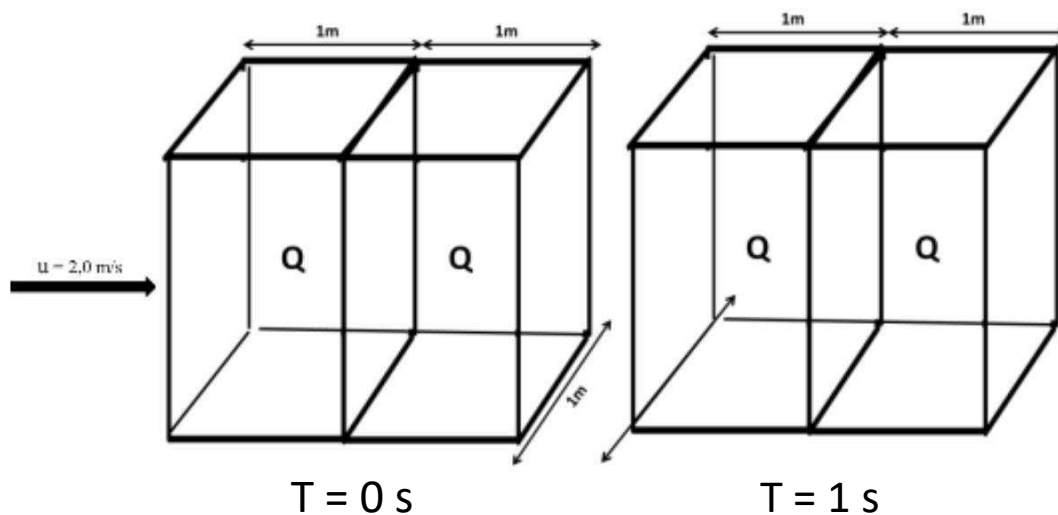
$$\dots \quad (4.2)$$

(4.3)

As unidades de  $Q_u$  e  $Q_v$  são  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  e podem ser facilmente compreendidas supondo o vento constante na equação (...). Dessa forma, tem-se:

(4.4)

Portanto, o transporte de umidade integrado na vertical é o produto da quantidade total de vapor d'água contida em uma coluna, dada em  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ , pelo vento. Supõe-se uma fila de colunas de ar com bases quadradas de área igual a  $1 \text{ m}^2$ , alinhadas na direção zonal. A cada segundo um número  $u$  dessas colunas atravessa um segmento de 1 metro linear com orientação perpendicular a  $u$ . Ou seja, são  $Q_u$  quilogramas de vapor de água atravessando cada metro linear a cada segundo. A figura (...) ilustre a situação descrita para o caso de um  $u = 3 \text{ m/s}$ .



**Figura 20:** Um vento constante na vertical com magnitude de  $2 \text{ m/s}$  transporte duas colunas de ar de um metro linear, medido de forma paralela ao vento, através de um metro linear perpendicular ao vento, a cada segundo. Se o conteúdo de ar de cada uma destas colunas de  $1 \text{ m}^2$  de base for  $Q \text{ kg}$ , o transporte de umidade é de  $2Q \text{ kg/m/s}$ .



## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Inicialmente para conhecer os períodos de atuação de vórtices ciclônicos de altos níveis sobre o NEB buscou-se informações via boletim de monitoramento e análise climática (climanálise) a partir da identificação de alguns casos, foi possível selecionar os eventos escolhidos para esse estudo.

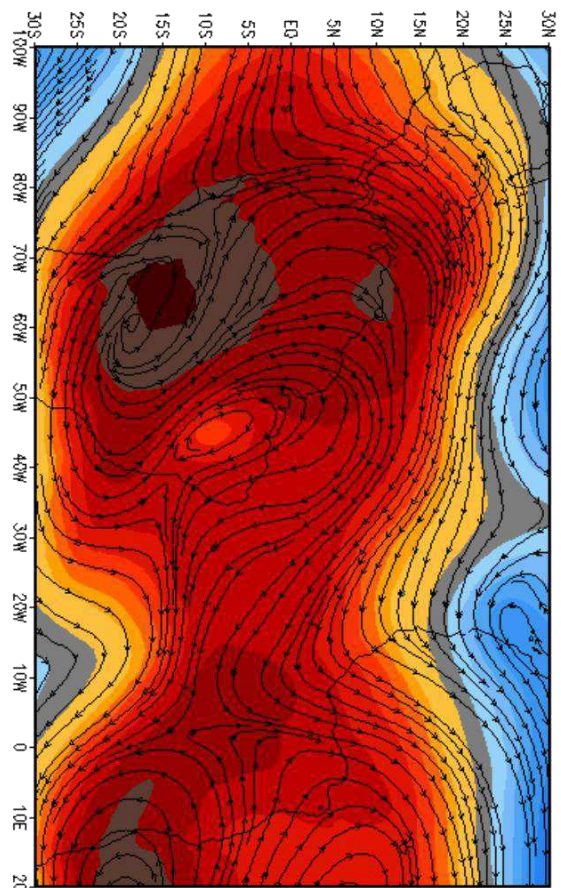
Buscando compreender a atuação do VCAN partindo de sua gênese até o momento de sua dissipação, foram preparadas imagens com a componente zonal e meridional do vento para nível de 200hPa através do The Grid Analysis and Display System (GRADS), com as imagens obtidos foi possível identificar o VCAN e conhecer melhor a sua posição ao longo do período de atuação.

### **Janeiro de 2004**

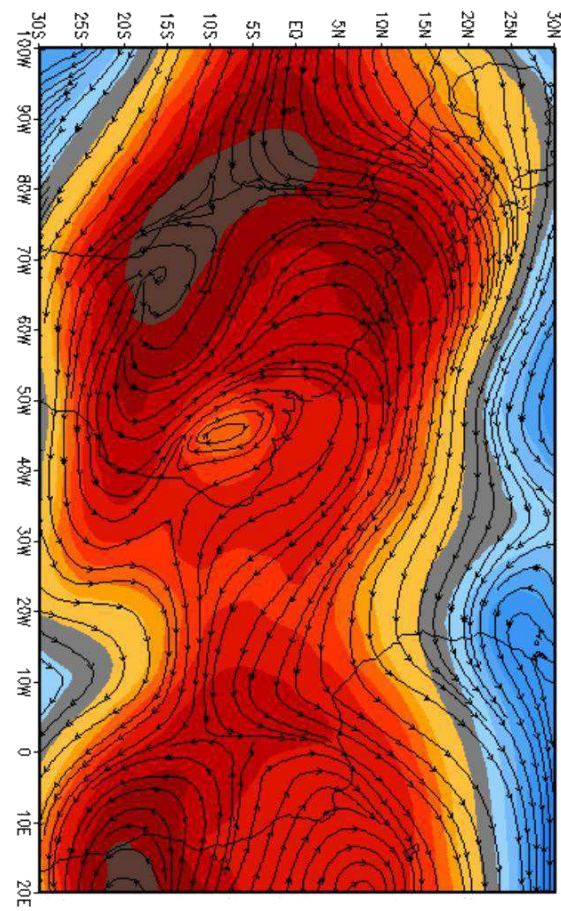
Em janeiro de 2004 a atuação dos vórtices ciclônicos de altos níveis trouxe bastante precipitação para a região NEB, nesse período, dois episódios foram destacados nesse trabalho, o primeiro episódio de VCAN foi o de 01 a 03 de janeiro, o qual atua com o centro sobre o continente, provocando pouca ou nenhuma precipitação para a área de estudo, inicialmente, as 00Z do dia 01, VCAN atua com seu centro em torno de 8° e 13° sul e 42° e 48° oeste, ou seja, entre os estados do Piauí e Tocantins, esse VCAN irá se deslocar para o sudeste nas latitudes de 10°S e 15°S e longitudes de de 18°W e 22°W, atuando sobre o Oceano Atlântico Sul.

Os campos de geopotencial e vento em altos níveis, foram cruciais para a identificação das regiões de atuação do VCAN, também serviram de base para compreender o seu deslocamento e intensidade. Dois episódios de VCAN para esse mês de janeiro de 2004 foram abordados, são os casos do início do mês, ou seja, do dia 01 até o dia 03, com centro sobre o continente, esse episódio de VCAN não trouxe grandes mudanças no que diz respeito aos aspectos pluviométricos da região, a não ser pela atuação de seu centro que através do movimento descendente de ar inibiu a precipitação para essa área.

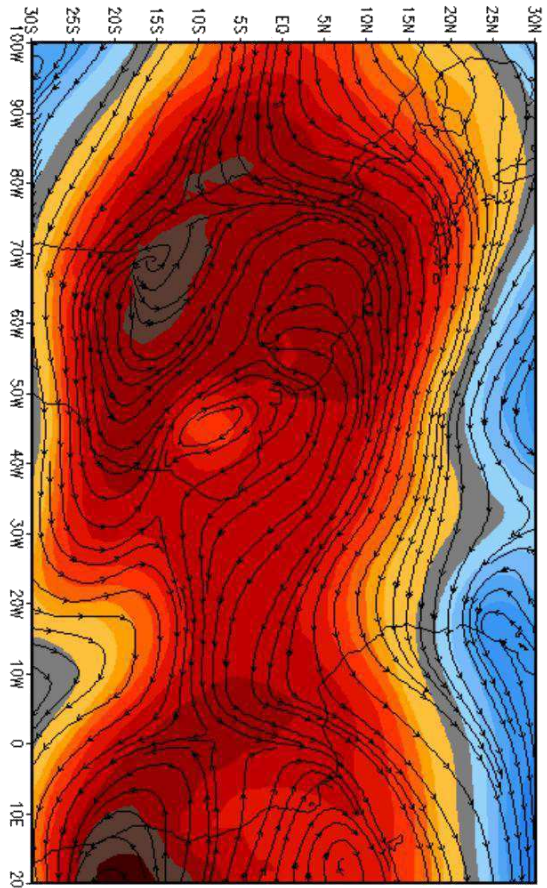
00Z01JAN2004



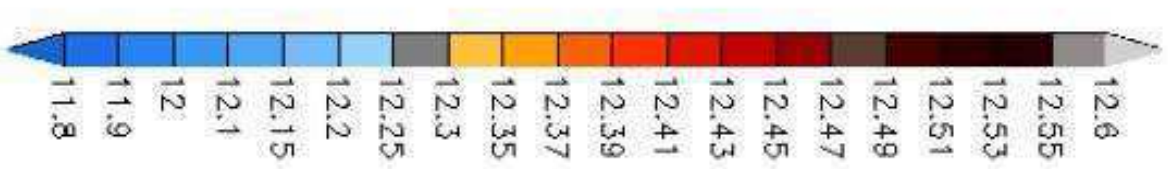
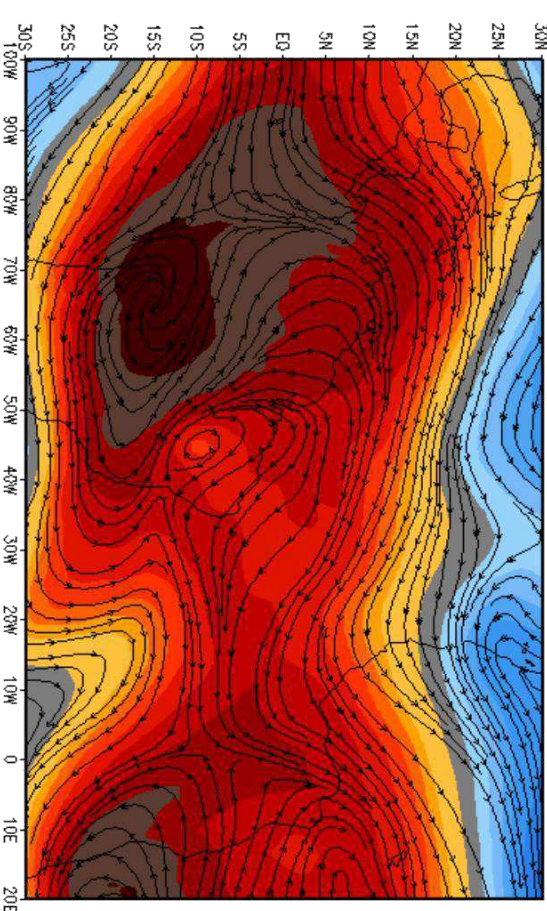
06Z01JAN2004



12Z01JAN2004

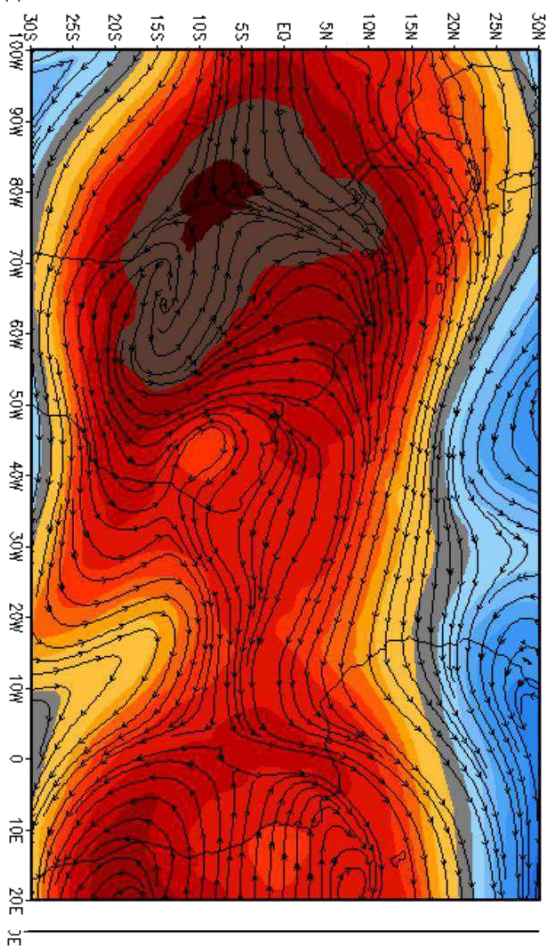
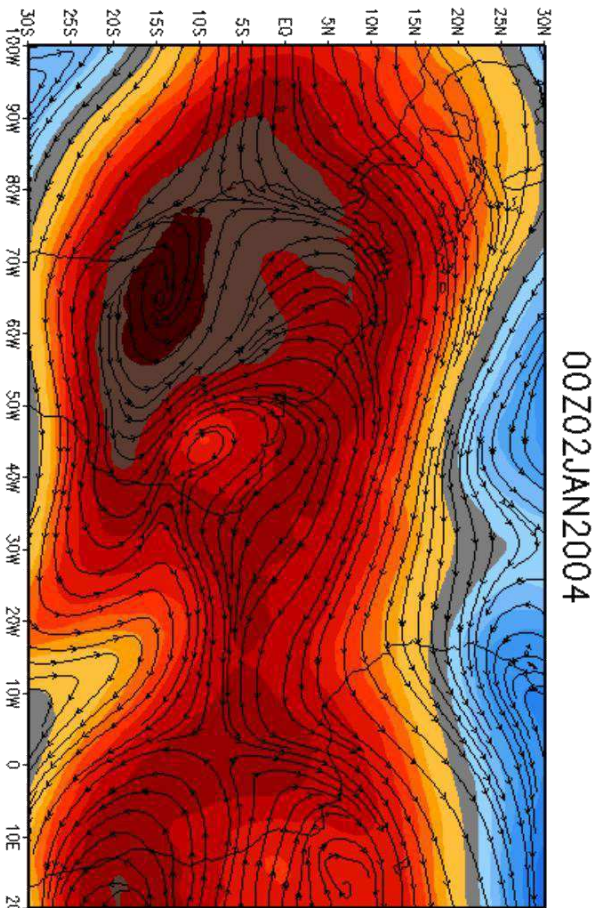


18Z01JAN2004



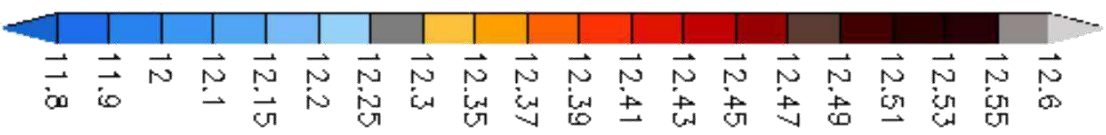
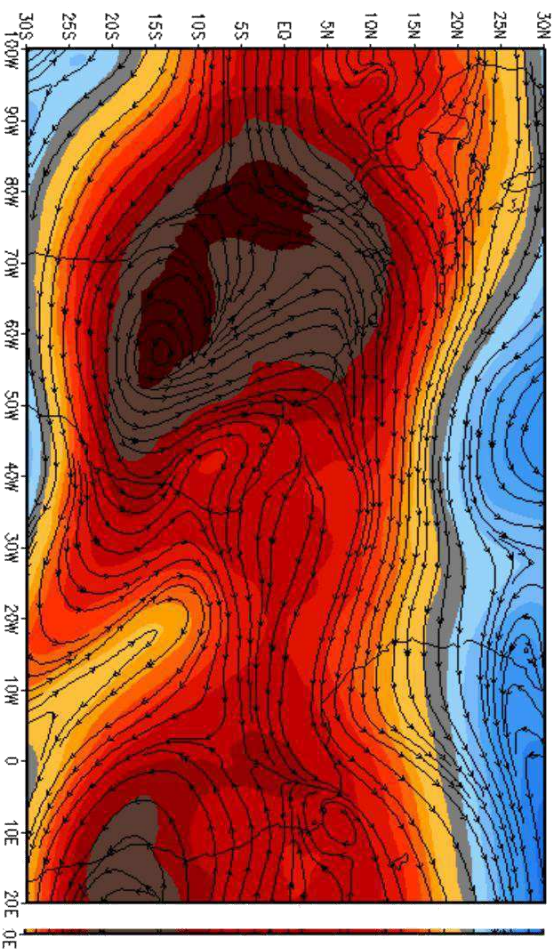
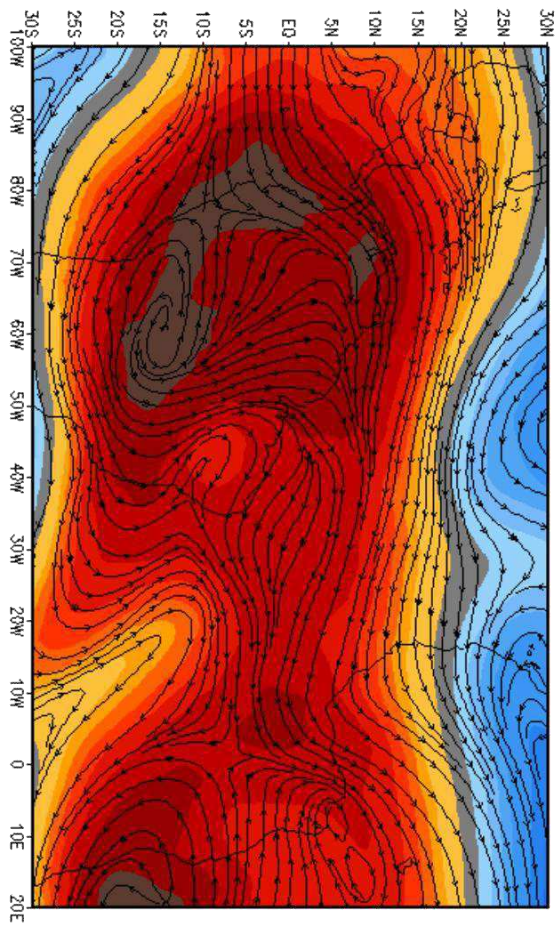
(A)





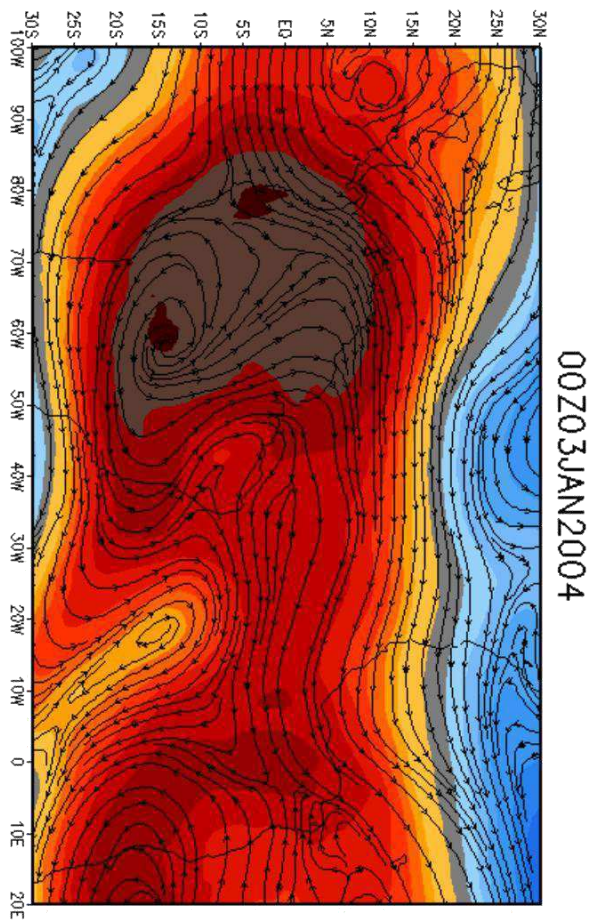
12Z02JAN2004

18Z02JAN2004

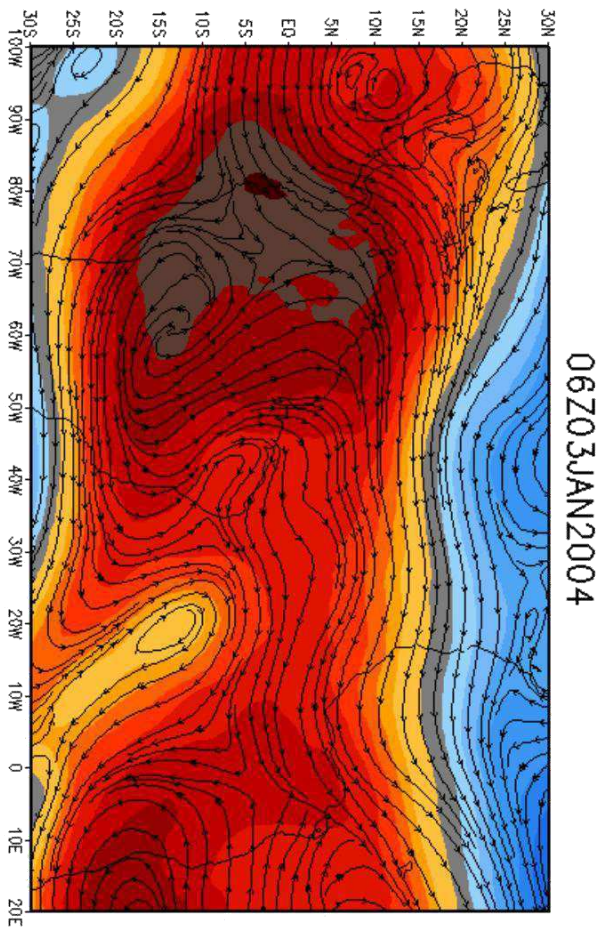


(B)(B)

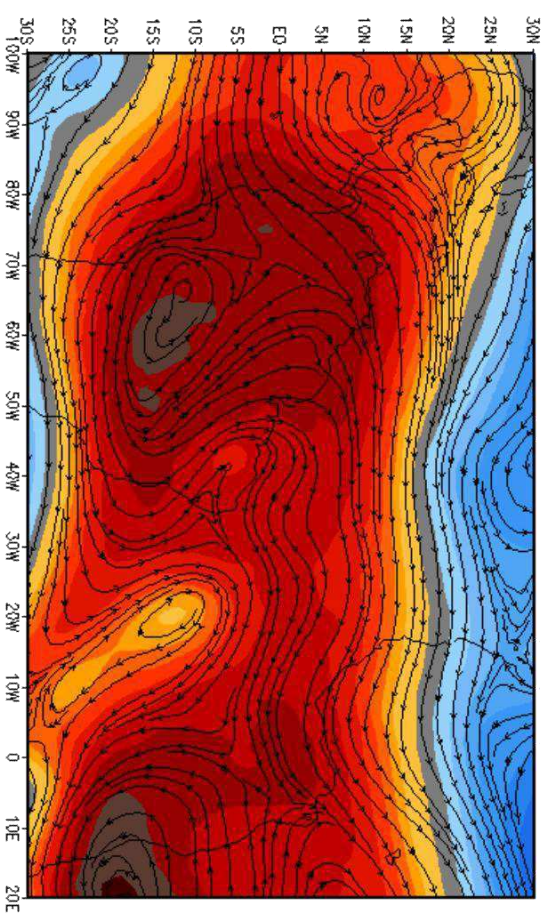




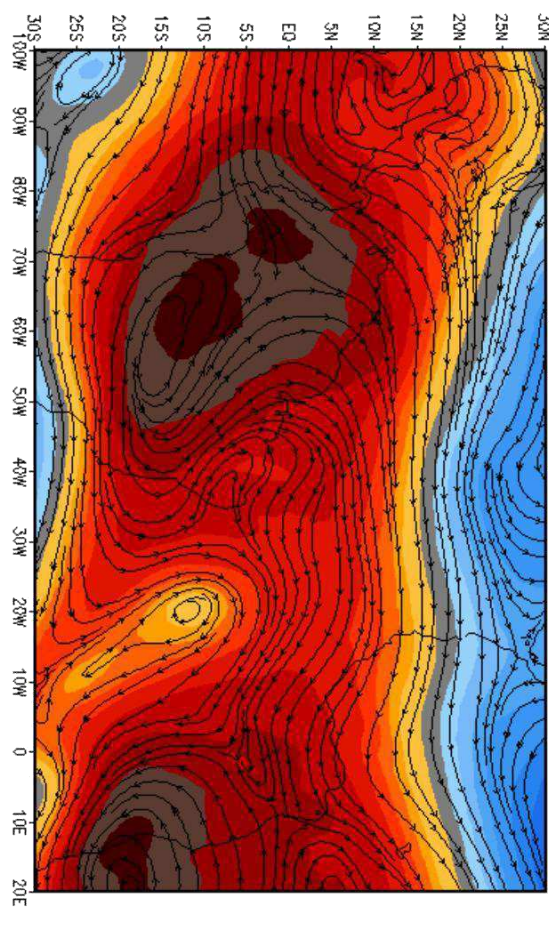
00Z03JAN2004



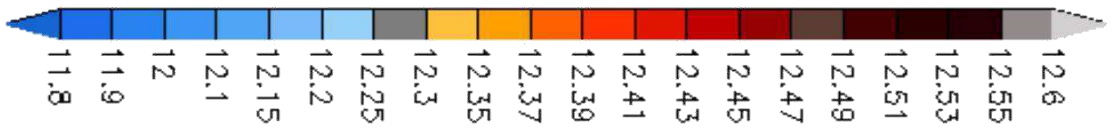
06Z03JAN2004



12Z03JAN2004



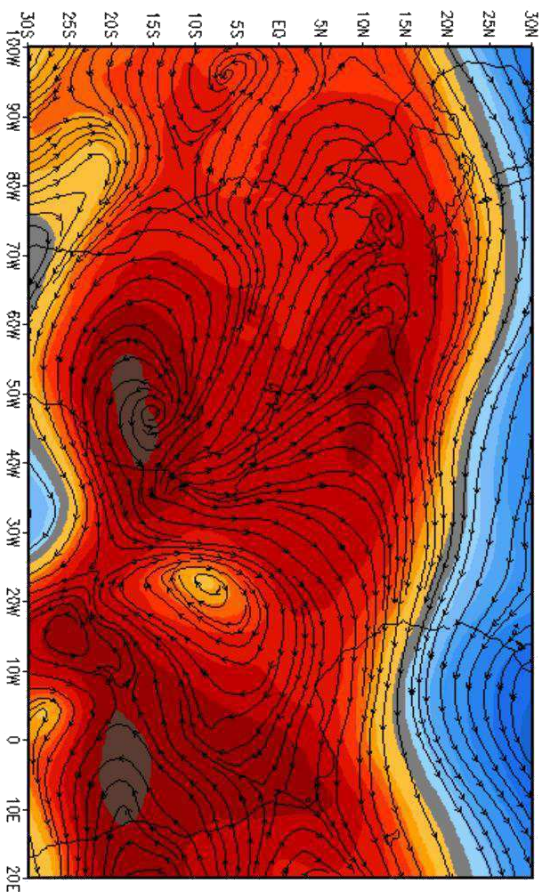
18Z03JAN2004



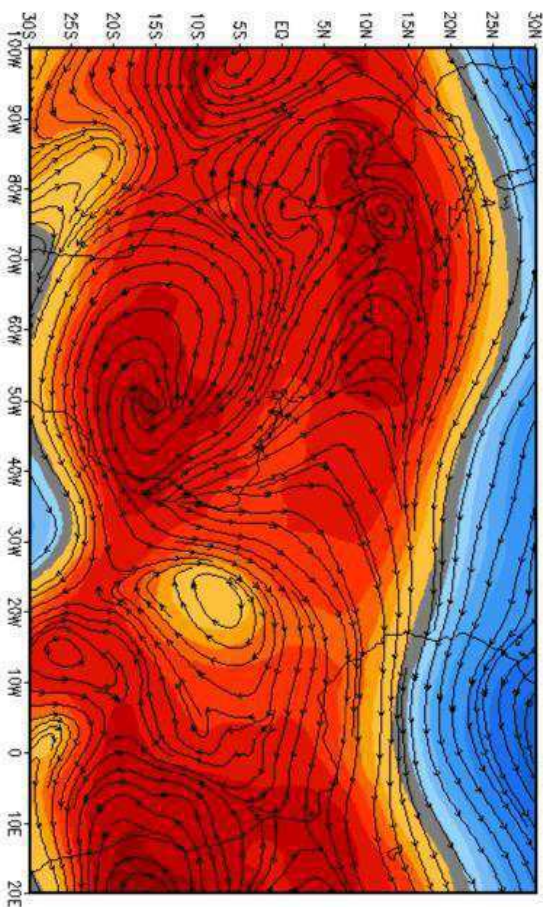
(c)



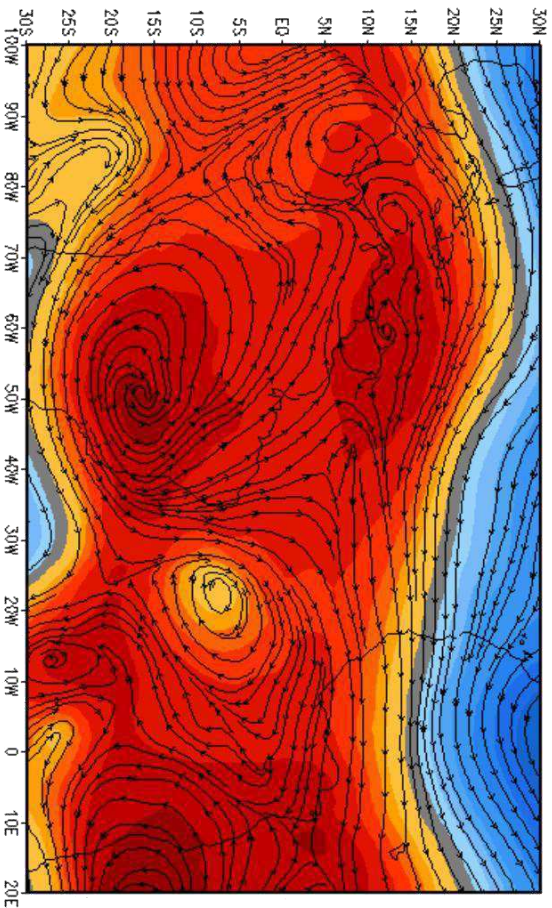
00Z19JAN2004



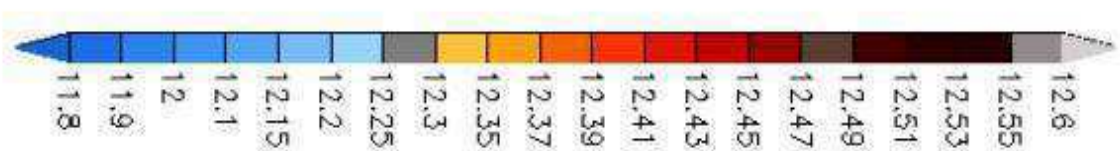
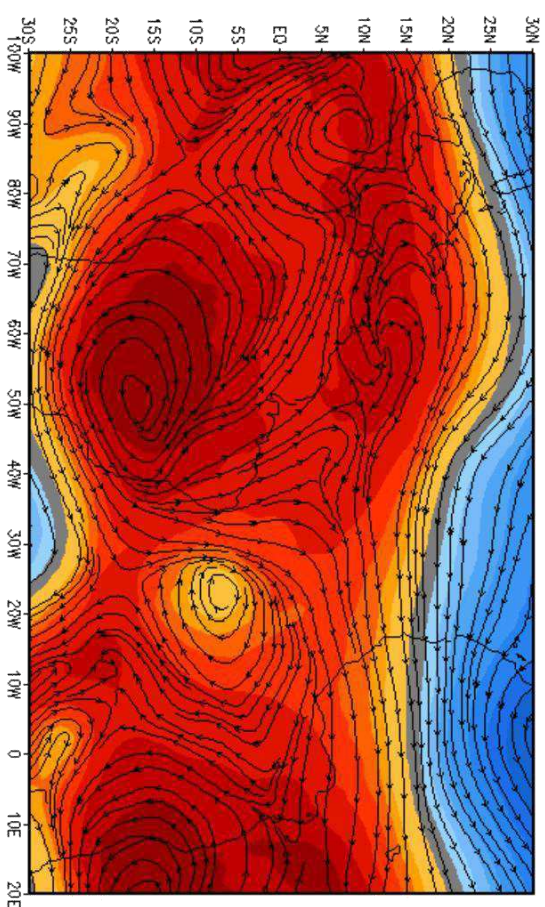
06Z19JAN2004



12Z19JAN2004



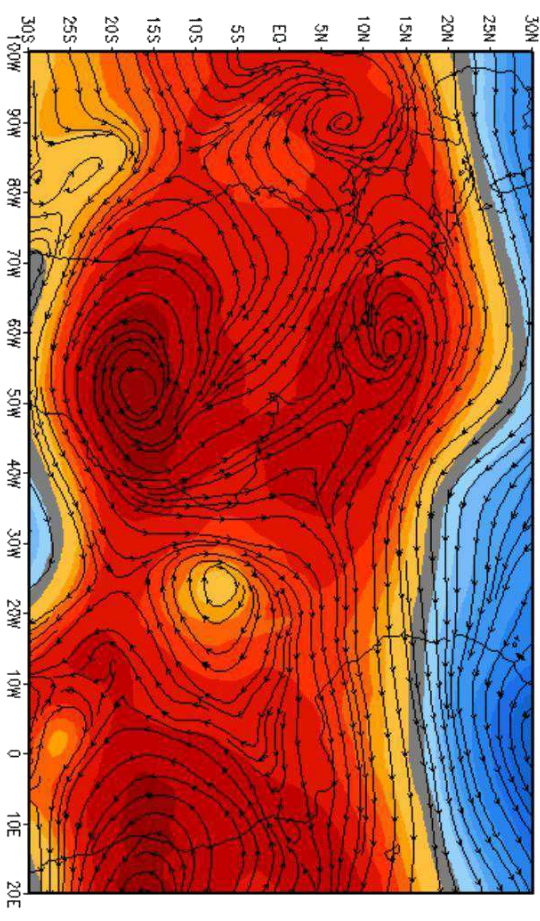
18Z19JAN2004



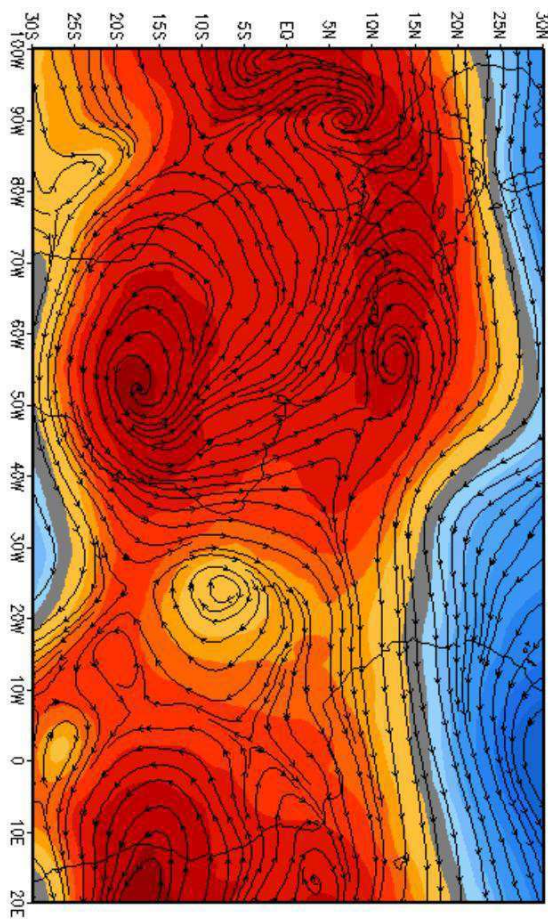
(D)



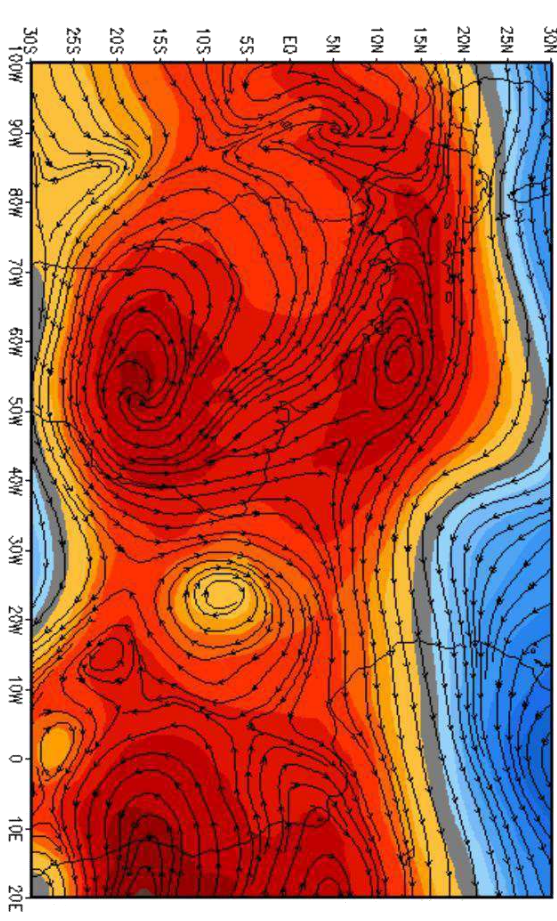
00Z20JAN2004



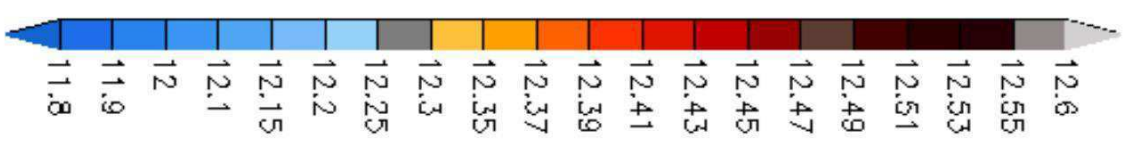
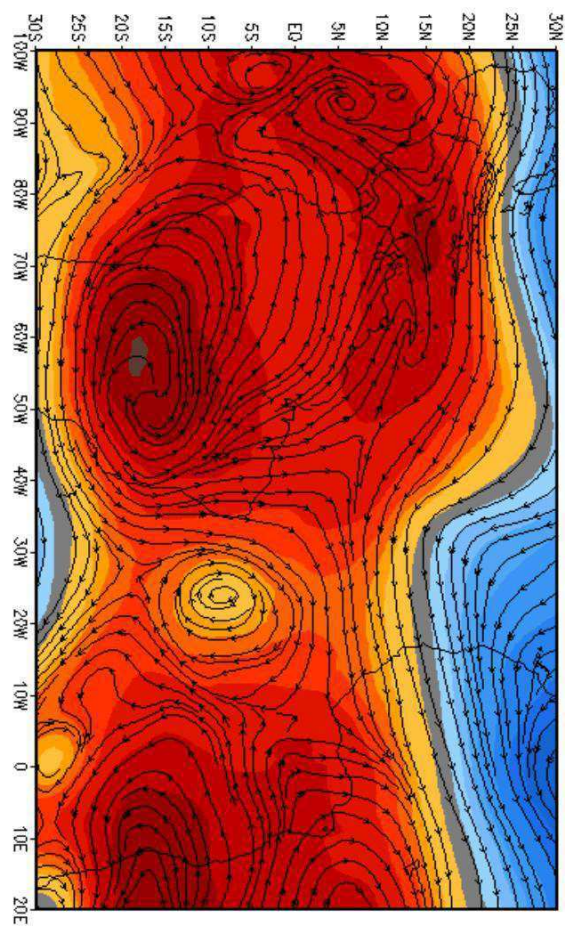
06Z20JAN2004



12Z20JAN2004



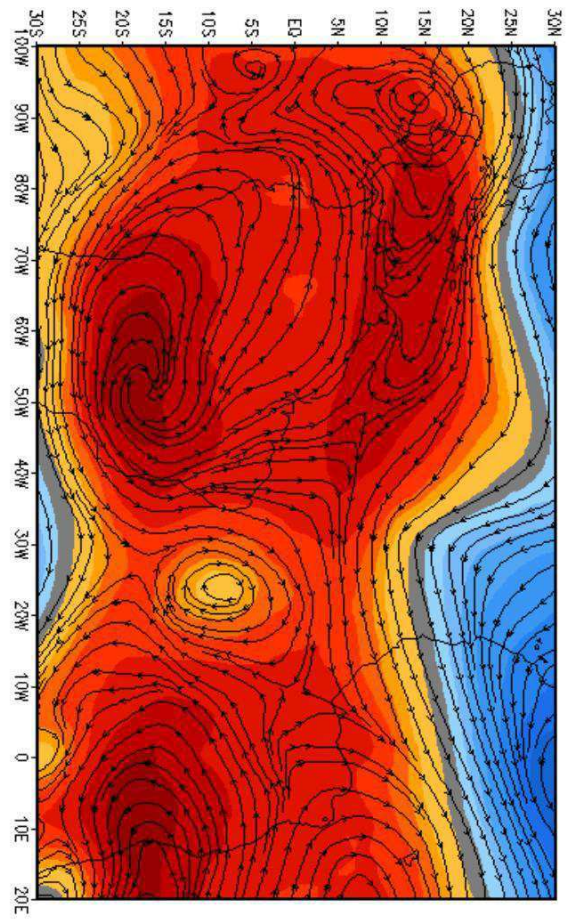
18Z20JAN2004



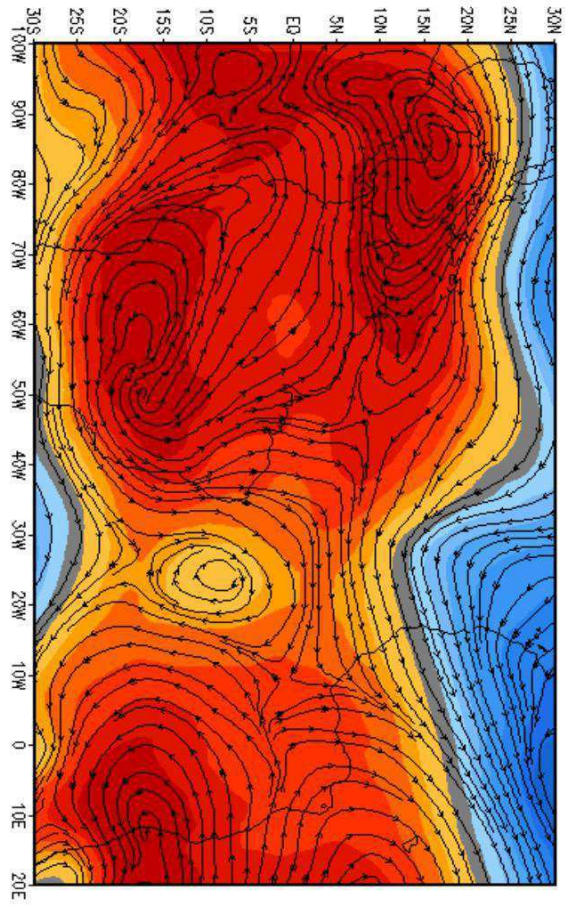
(E)



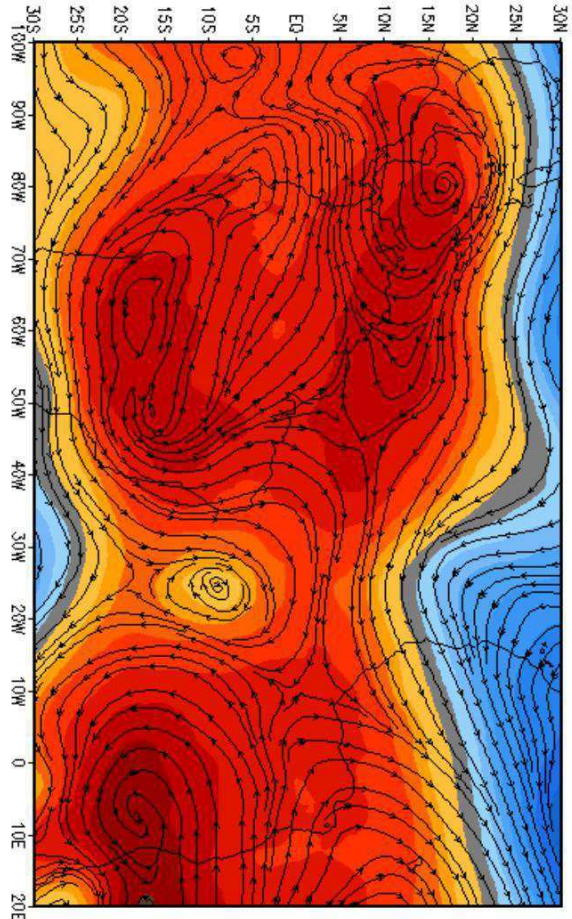
00Z21JAN2004



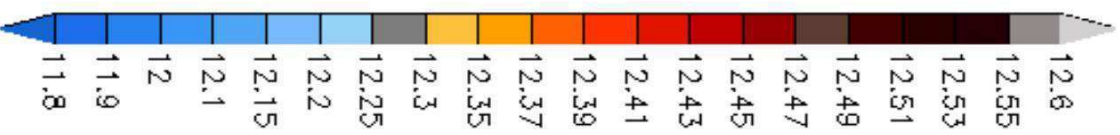
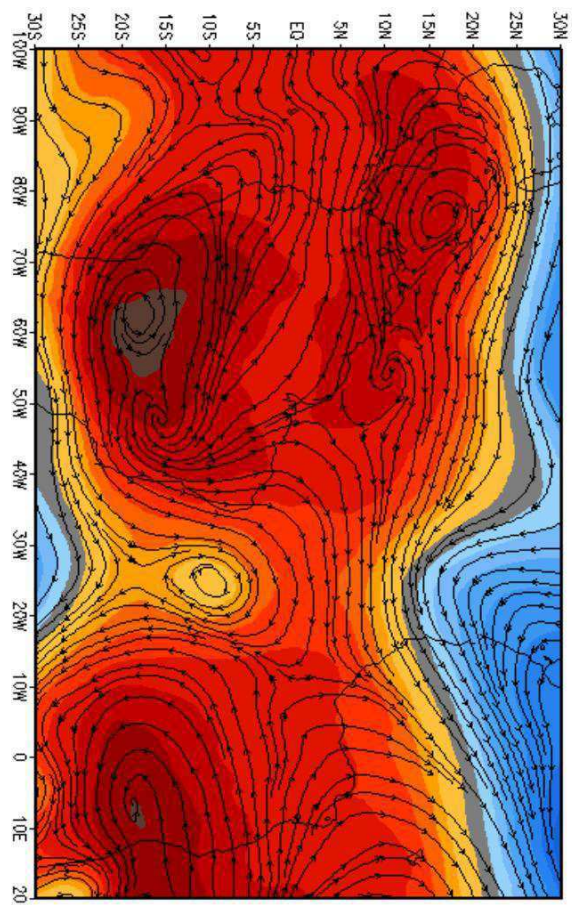
06Z21JAN2004



12Z21JAN2004



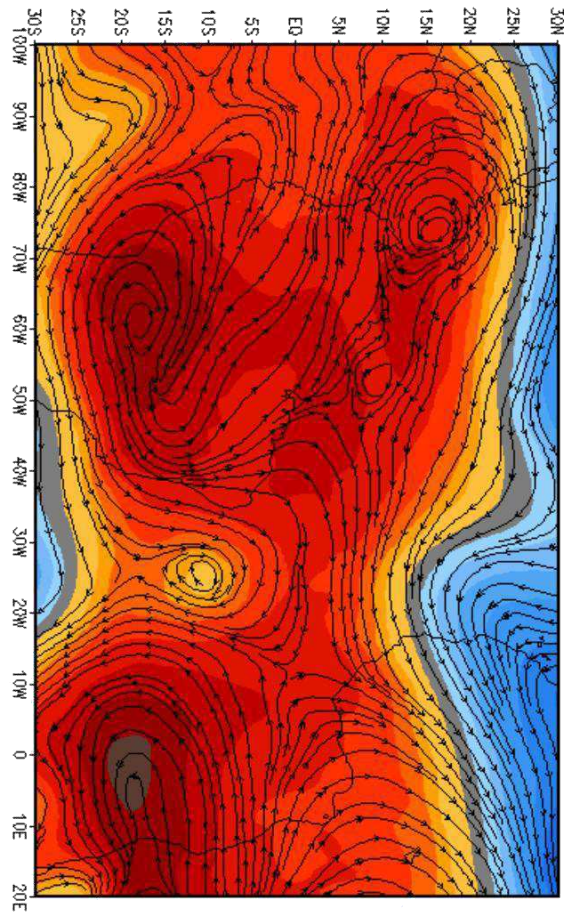
18Z21JAN2004



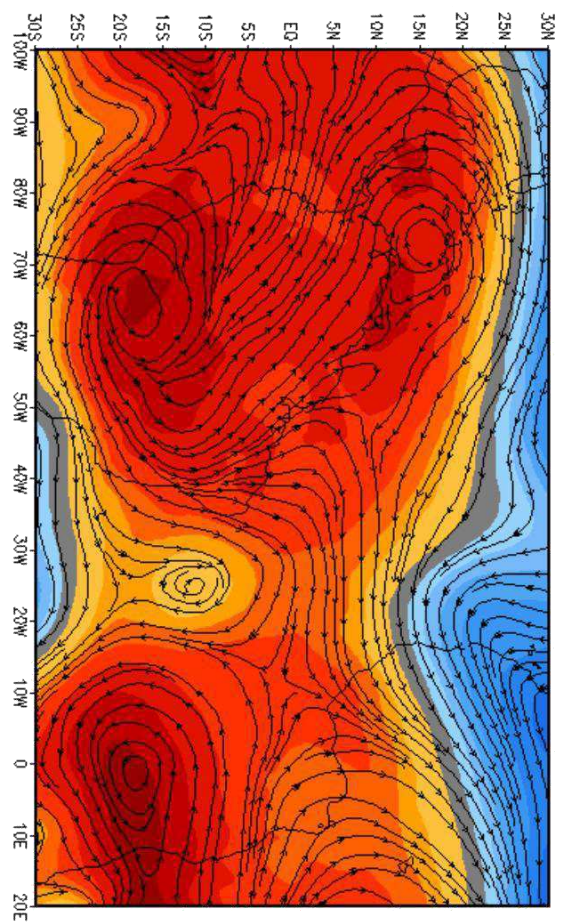
(F)



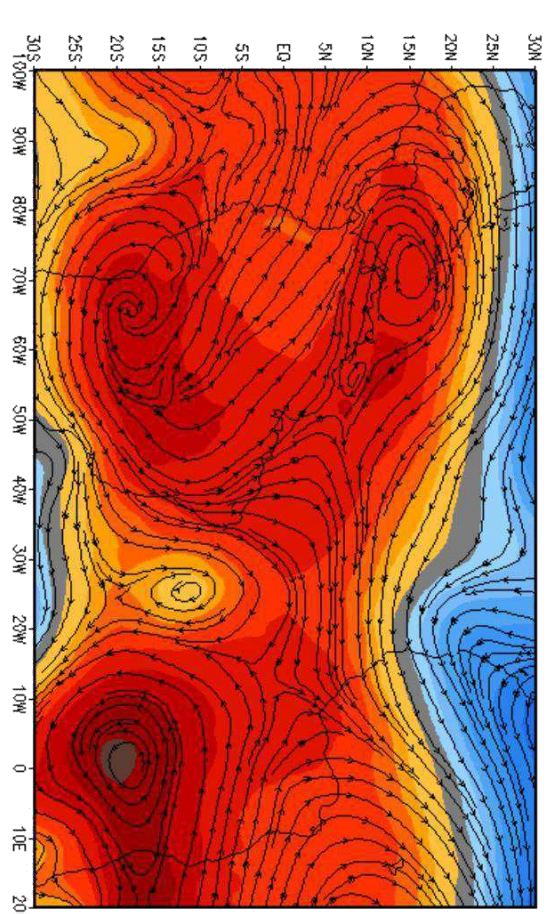
00Z22JAN2004



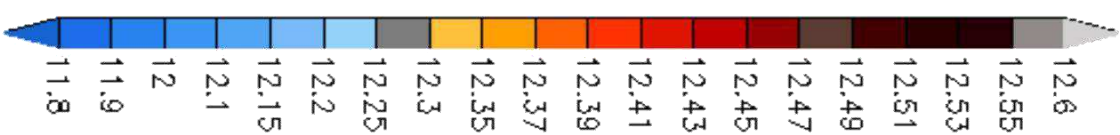
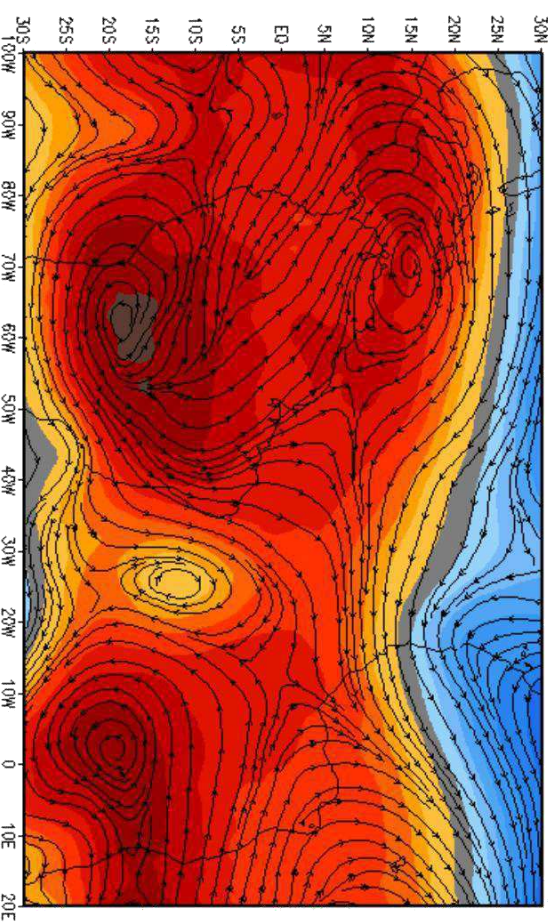
06Z22JAN2004



12Z22JAN2004

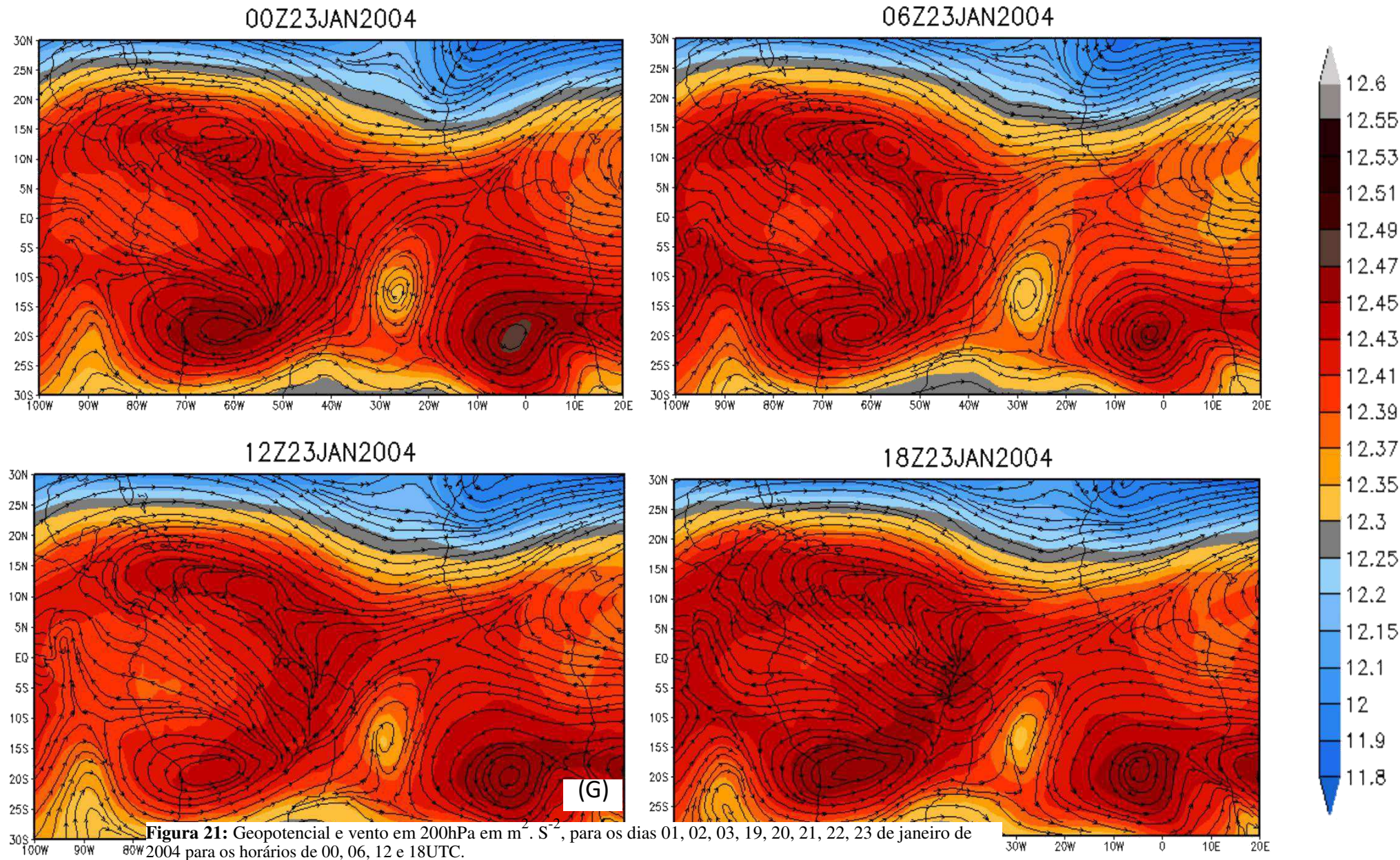


18Z22JAN2004



(G)



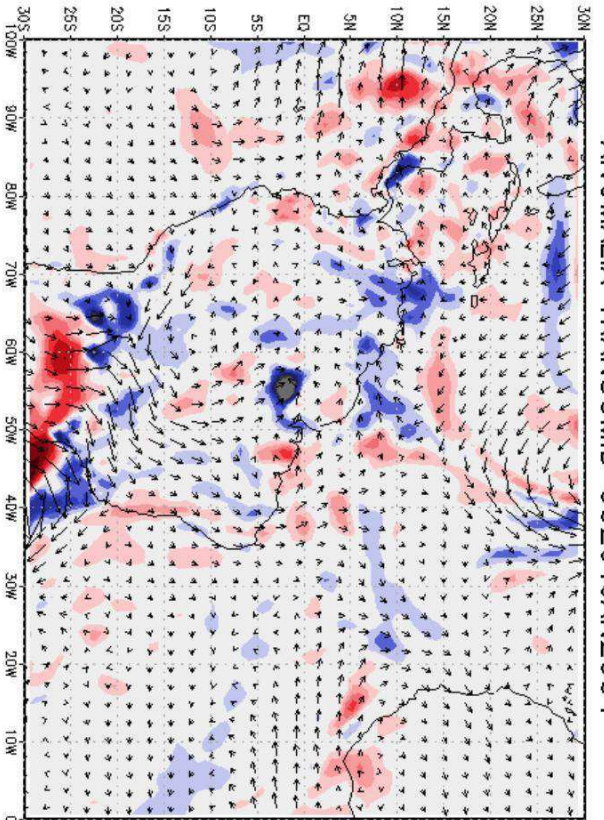


Comparando os campos de geopotencial e vento com o de precipitação, temos que a maior relação entre eles para esse mês ocorre com o episódio que tem início no dia 19 e perdura até o dia 24, ao analisarmos as figuras, temos que o VCAN inicia-se com seu centro nas longitudes de  $18^{\circ}$  a  $25^{\circ}$  oeste e na latitude de  $5^{\circ}$  a  $10^{\circ}$  sul, isso para o dia 19, no dia 20 observamos um pequeno deslocamento de seu centro em direção ao Sul e Oeste, agora ele encontra-se nas latitudes entre  $5^{\circ}$  e  $15^{\circ}$  Sul e longitudes de  $20^{\circ}$  a  $30^{\circ}$  Oeste. No dia 21, percebemos pouca mudança do centro do VCAN em relação à posição do dia anterior, pode-se dizer que ele continua, embora de maneira mais lenta, sua marcha em direção ao Sul, tendo um centro que está entre as latitudes de  $6^{\circ}$  e  $17^{\circ}$  Sul, nas longitudes nota-se que ele permaneceu quase estacionário em relação ao dia anterior. No dia 22, a sua tendência em permanecer estático em relação à posição que ocupava no dia 20 se mantém. No dia 23, nota-se uma pequena oscilação em sua posição em direção ao continente e em sua marcha para o Sul, no entanto, a oscilação é tão pequena que fica difícil mensurar. No dia 24 é verificada uma diminuição na intensidade do fenômeno até a completa extinção do episódio no dia 25.

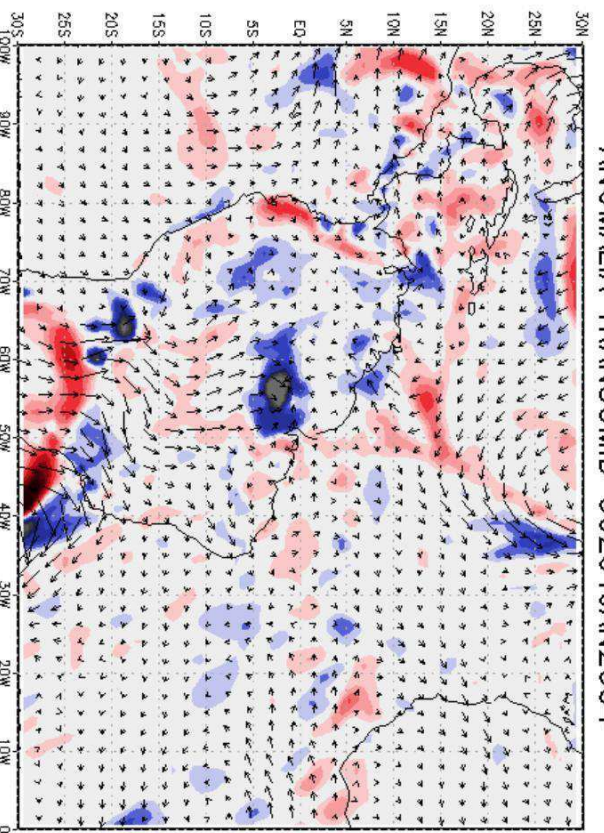
Uma vez conhecida à posição e deslocamento de cada episódio de VCAN a ser analisado, o próximo passo da pesquisa foi verificar como se comportava o transporte de umidade integrado na vertical e a sua divergência, frente à atuação dos vórtices, utilizando os dados de reanálise do ECMWF foram geradas imagens para verificar esse comportamento.

Observando as imagens da anomalia da divergência e do transporte de umidade, percebemos que nos períodos de maior intensificação do VCAN, existe uma relação entre a quantidade de umidade que chega pelo Atlântico e é desviada pelo VCAN e a precipitação associada. Outro fator importante detectado são as presenças dos sinais de divergência e convergência, a divergência em áreas adjacentes ao VCAN, em especial a oeste de seu centro e convergência na região onde o VCAN está atuando, outro importante fator é observado a partir das imagens de precipitação, uma vez que o sinal de convergência será acompanhado por precipitação, enquanto os sinais de divergência são acompanhados por zonas de estiagem.

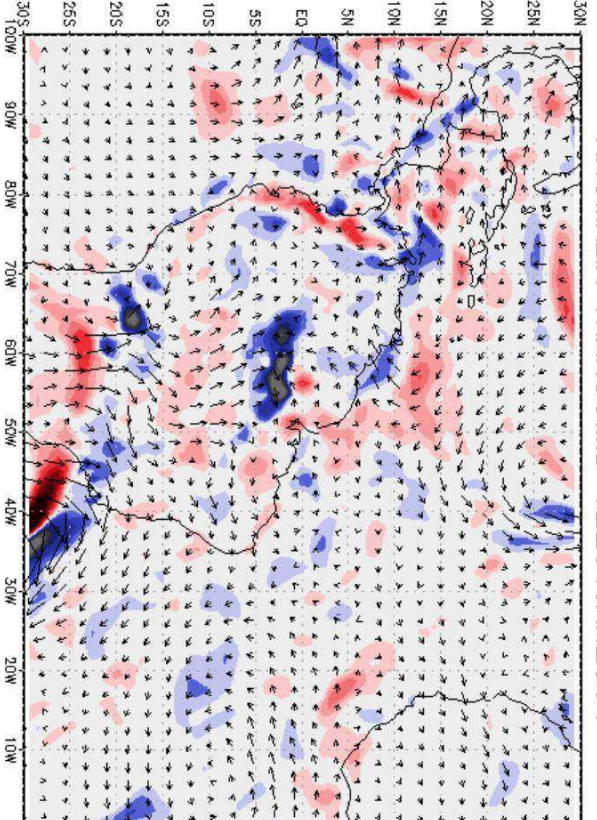




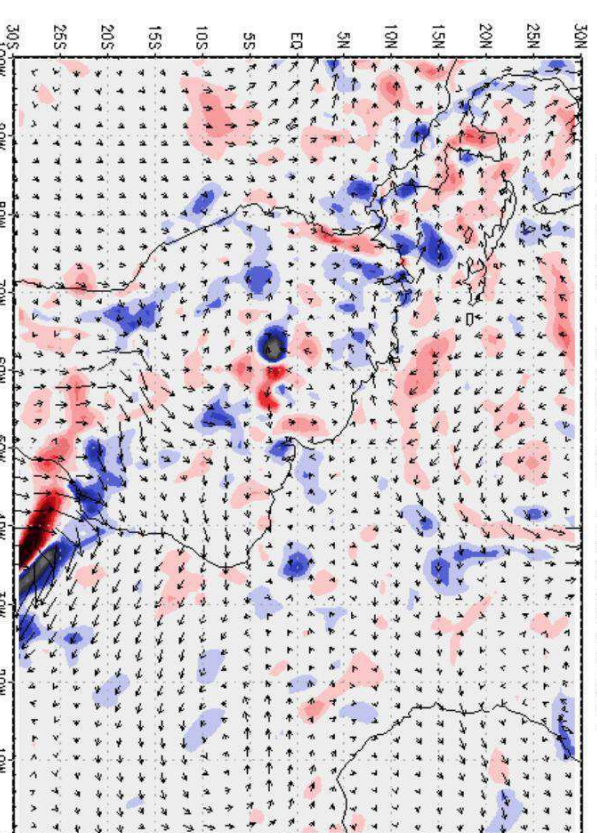
ANOMALIA TRANSUMID 00Z01JAN2004



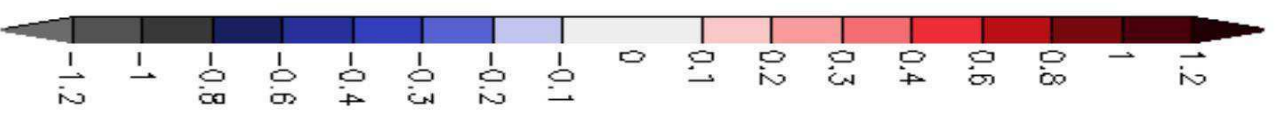
ANOMALIA TRANSUMID 06Z01JAN2004



ANOMALIA TRANSUMID 12Z01JAN2004



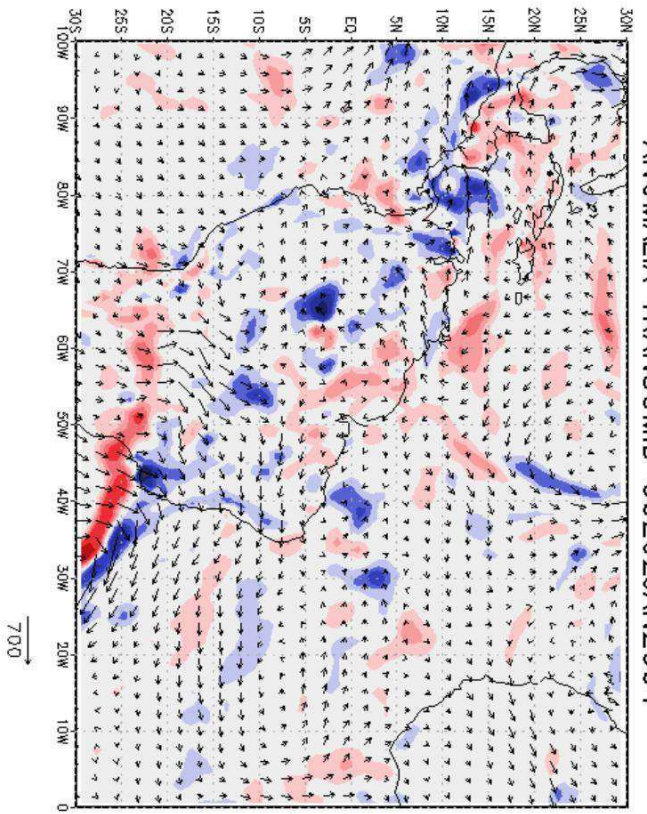
ANOMALIA TRANSUMID 18Z01JAN2004



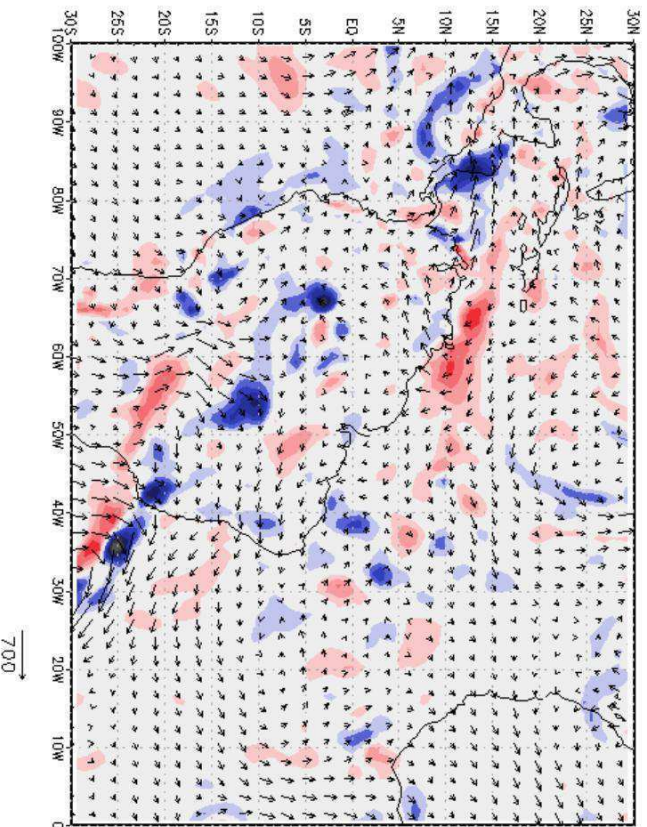
(A)



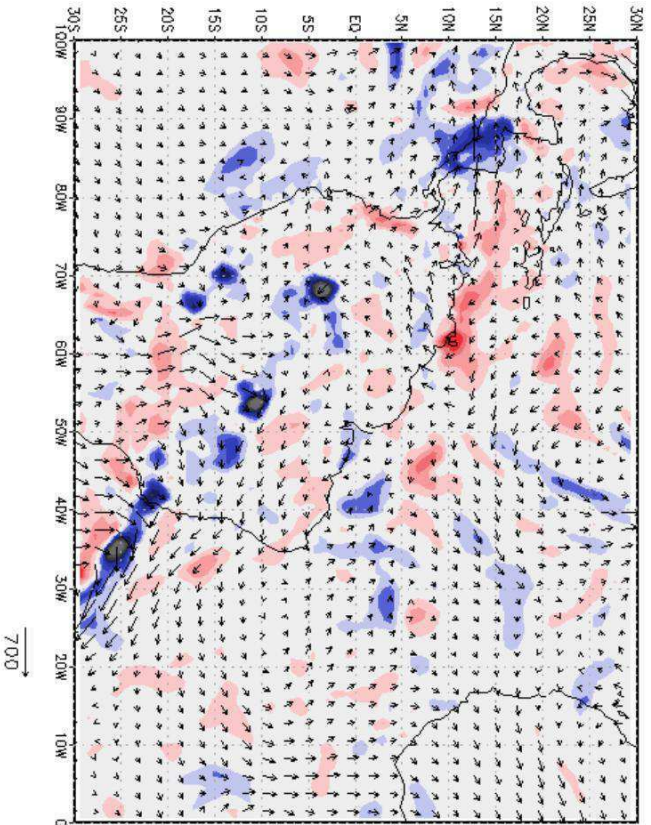
ANOMALIA TRANSUMID 00Z02JAN2004



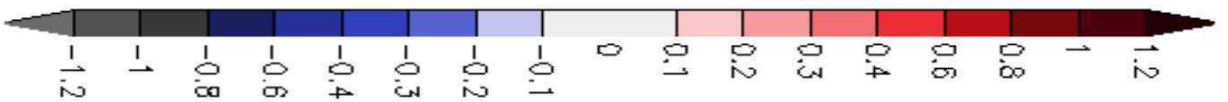
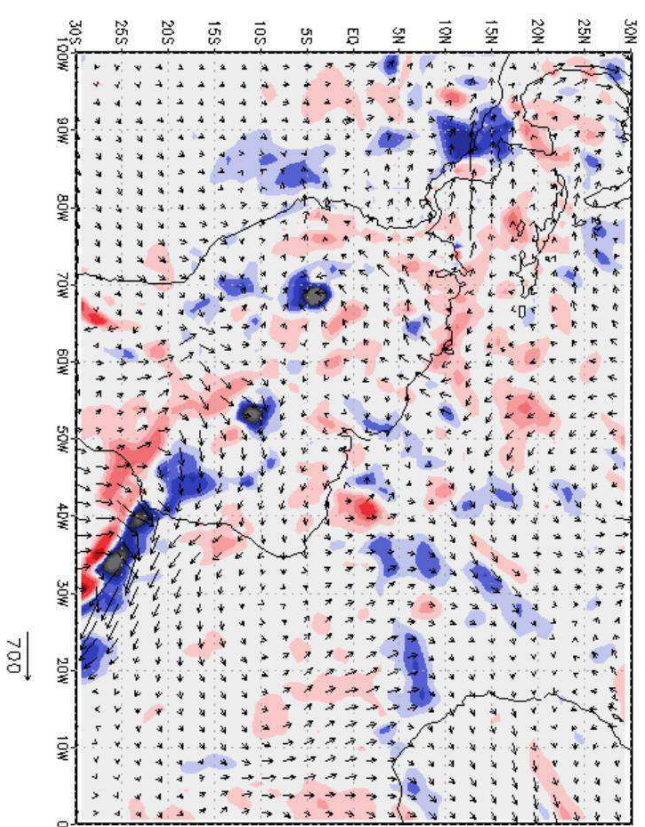
ANOMALIA TRANSUMID 06Z02JAN2004



ANOMALIA TRANSUMID 12Z02JAN2004

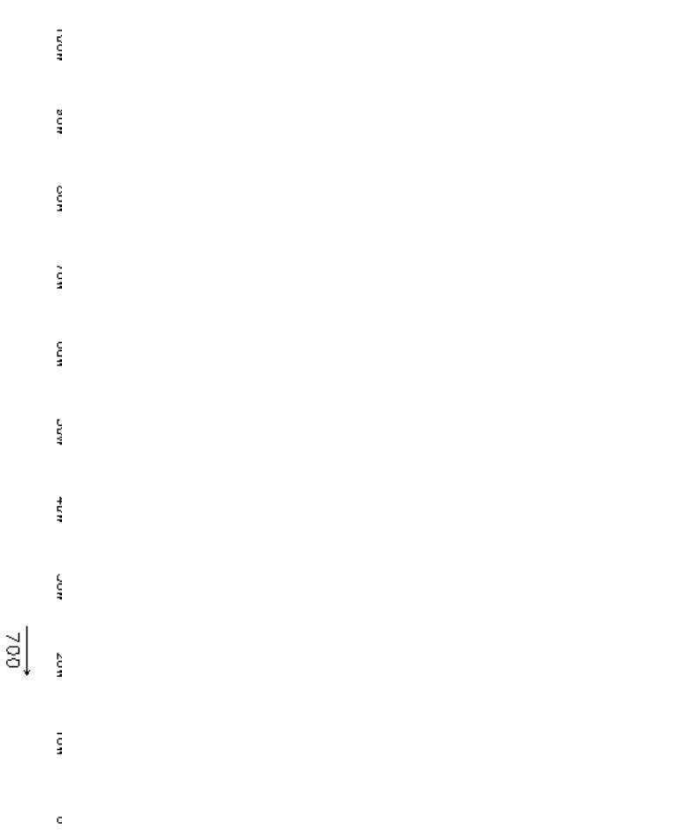
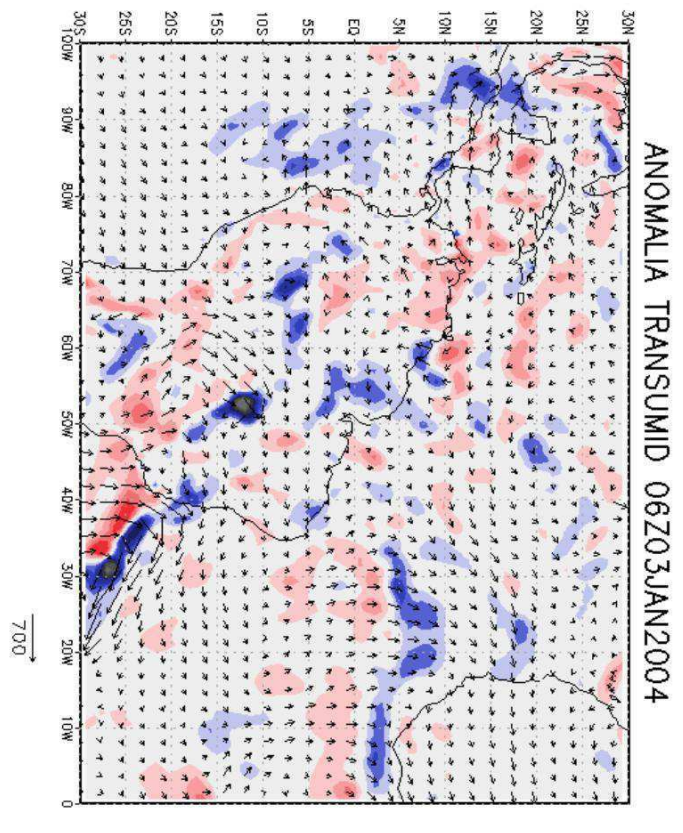
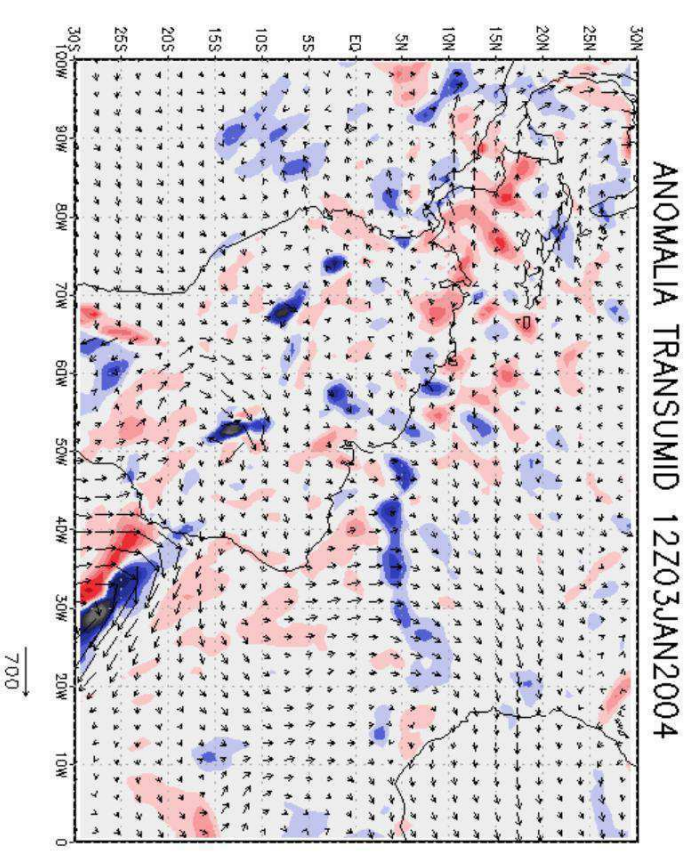
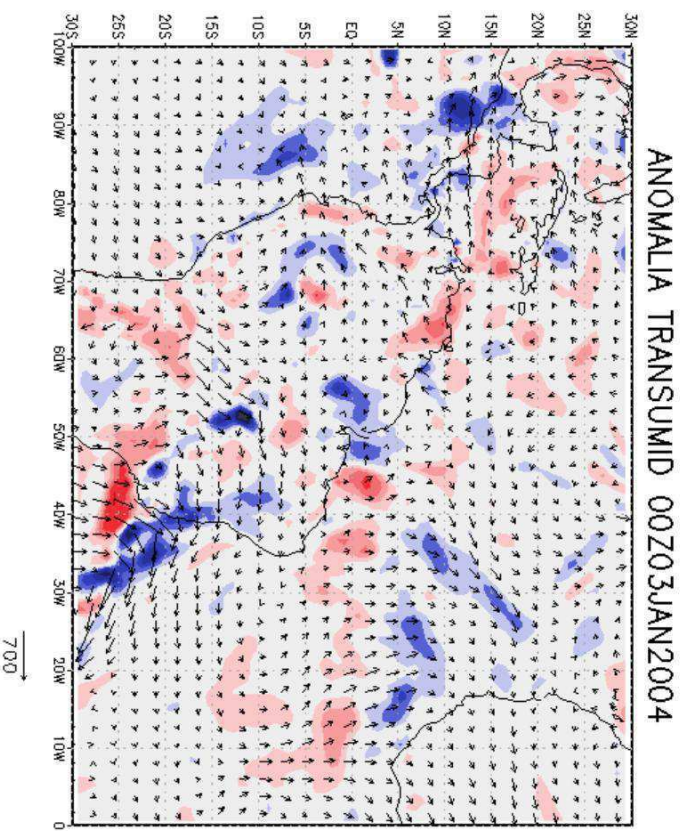


ANOMALIA TRANSUMID 18Z02JAN2004



(B)

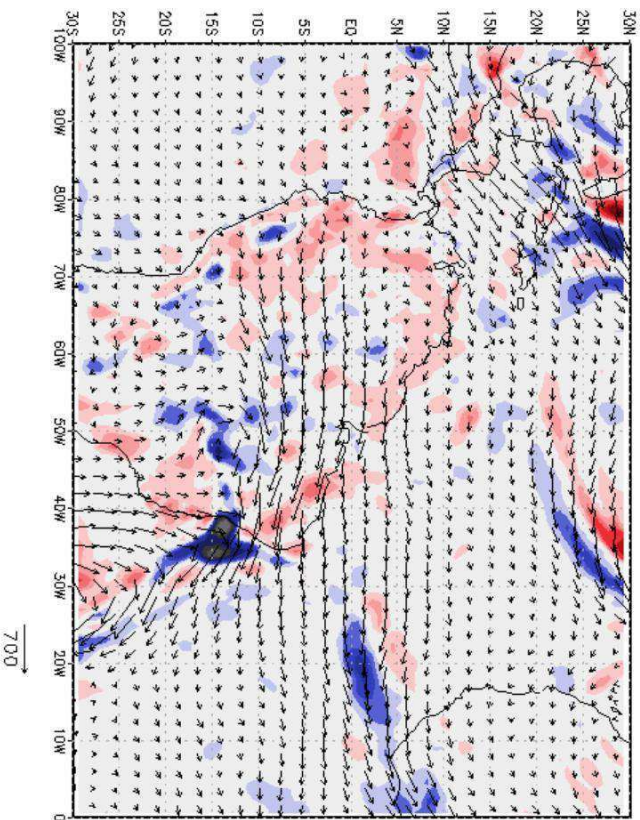




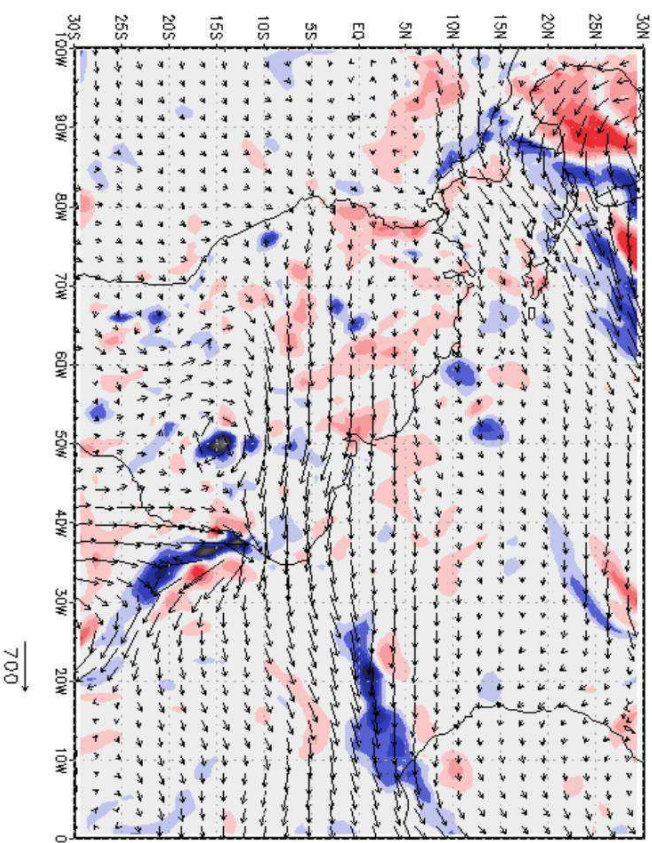
(C)



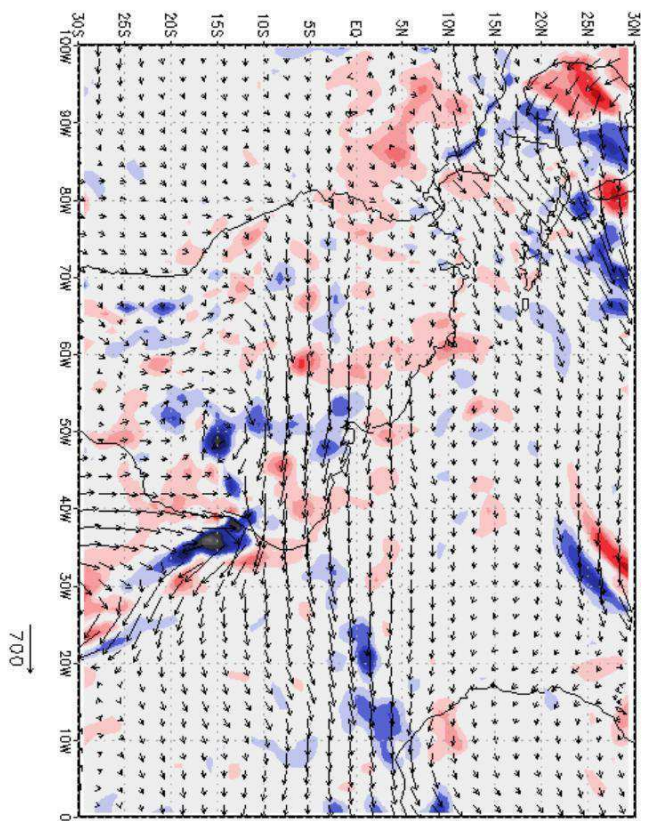
ANOMALIA TRANSUMID 00Z19JAN2004



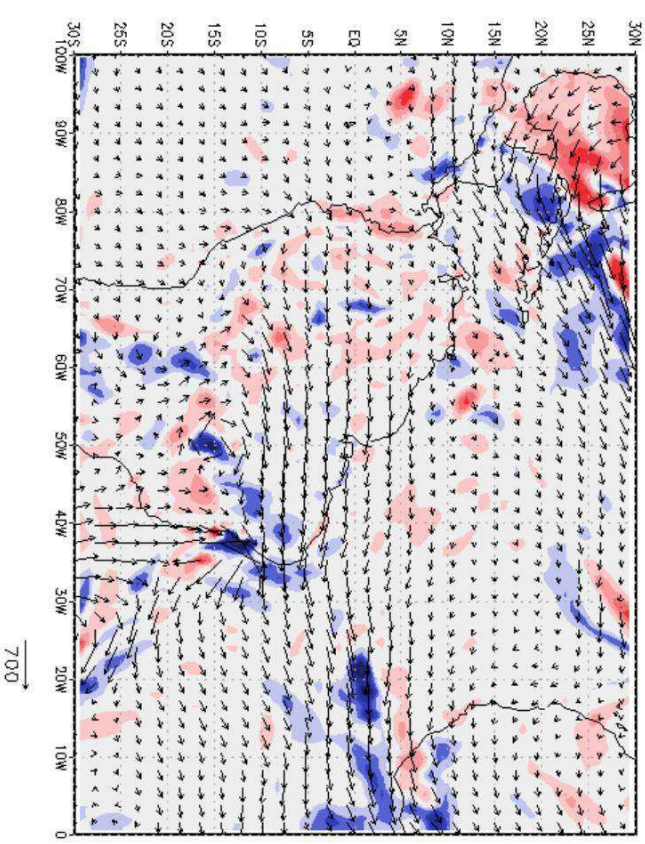
ANOMALIA TRANSUMID 12Z19JAN2004



ANOMALIA TRANSUMID 06Z19JAN2004

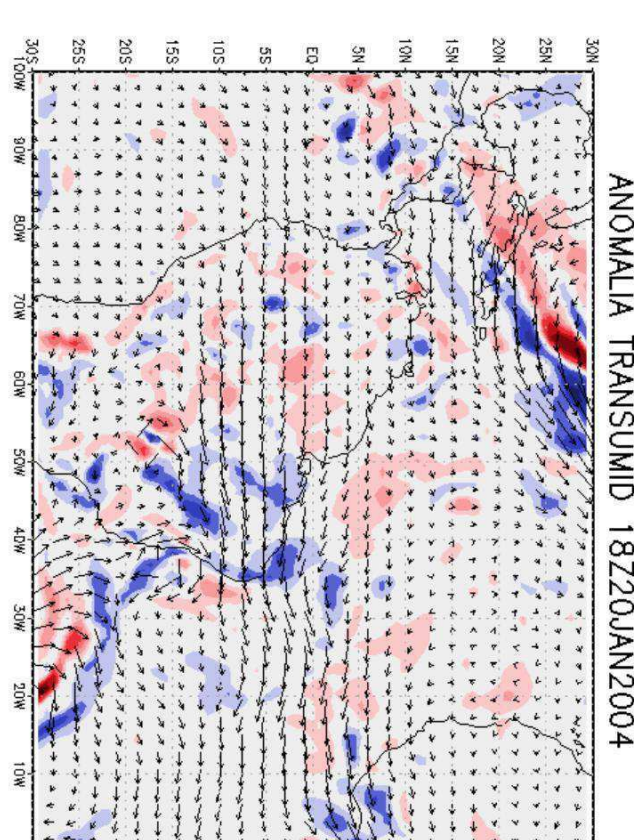
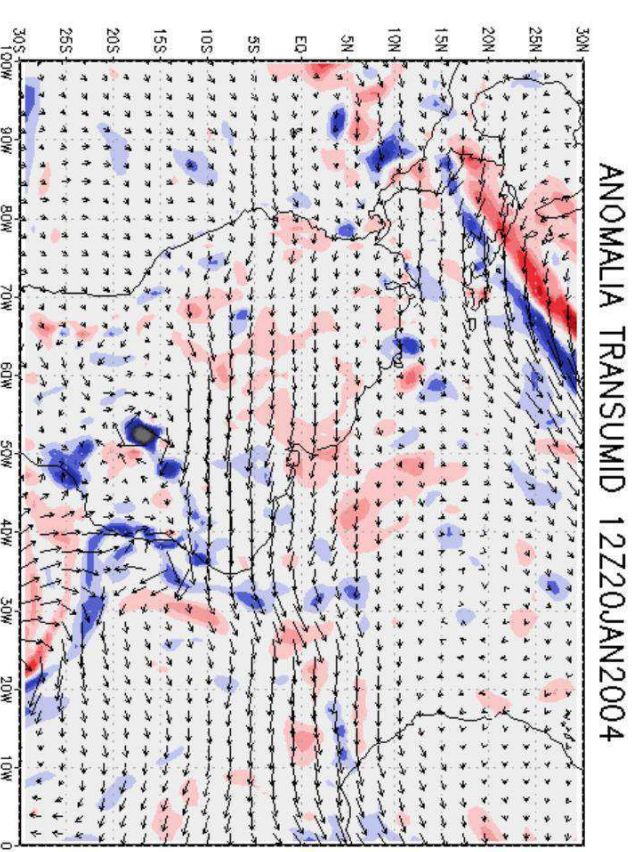
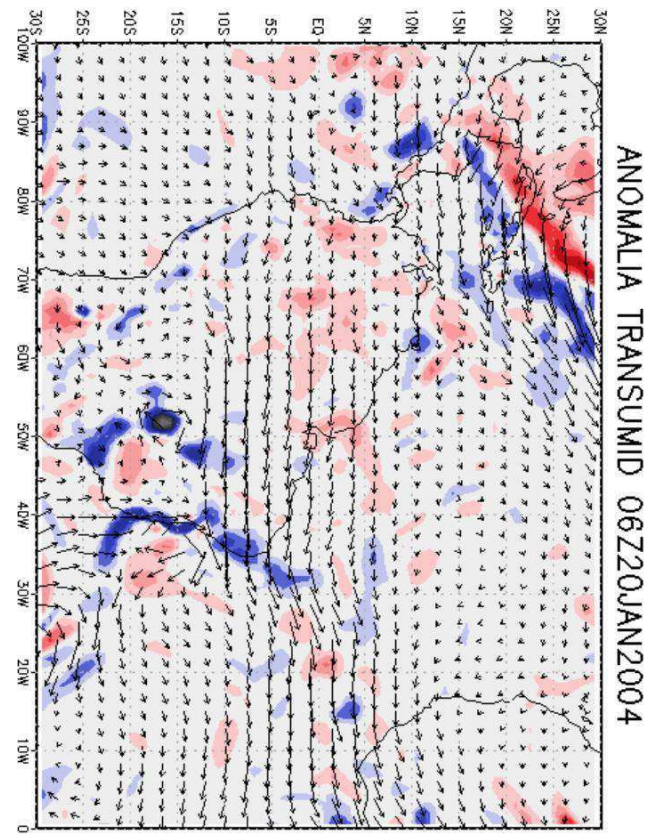
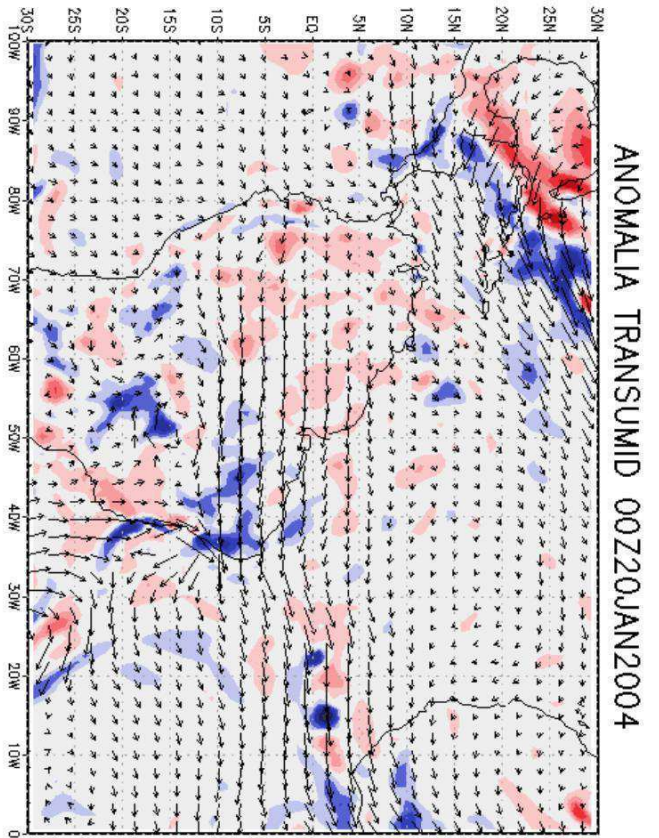


ANOMALIA TRANSUMID 18Z19JAN2004



(D)

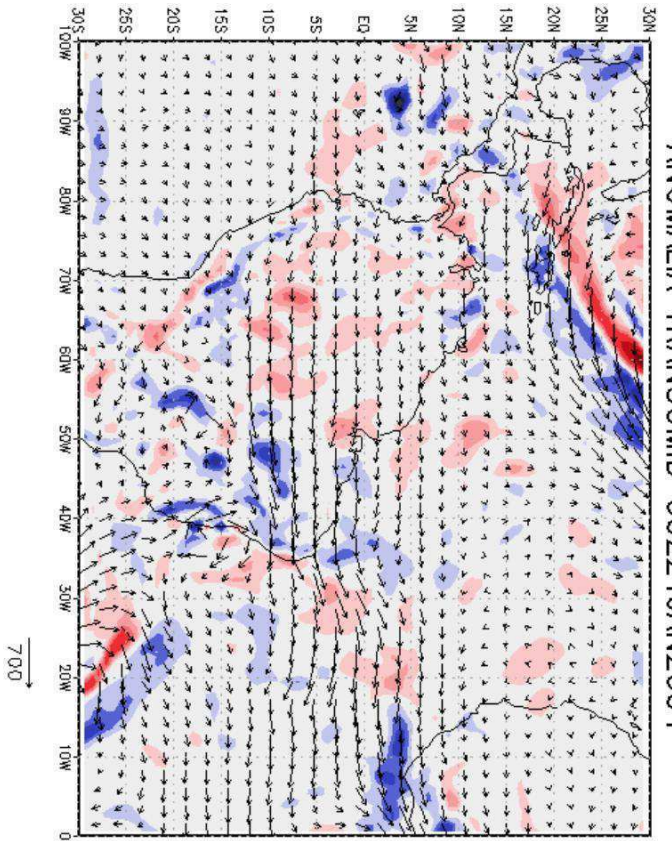




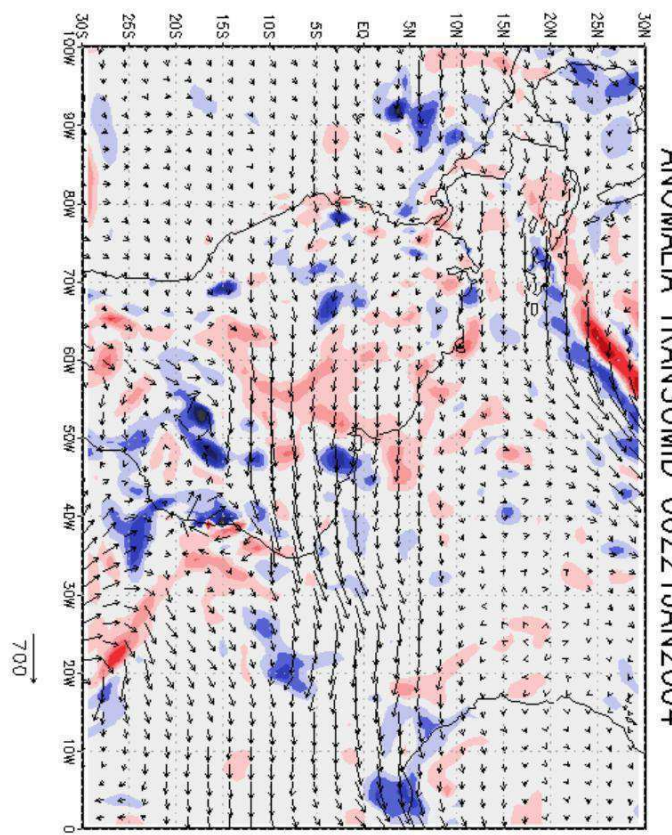
(E)



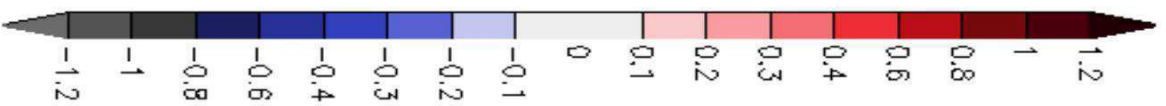
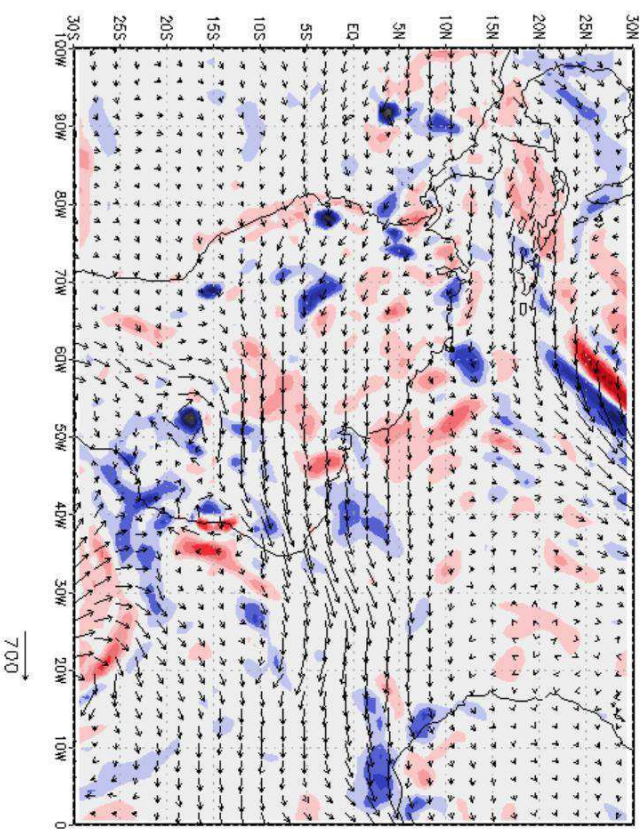
ANOMALIA TRANSUMID 00Z21JAN2004



ANOMALIA TRANSUMID 06Z21JAN2004



ANOMALIA TRANSUMID 12Z21JAN2004

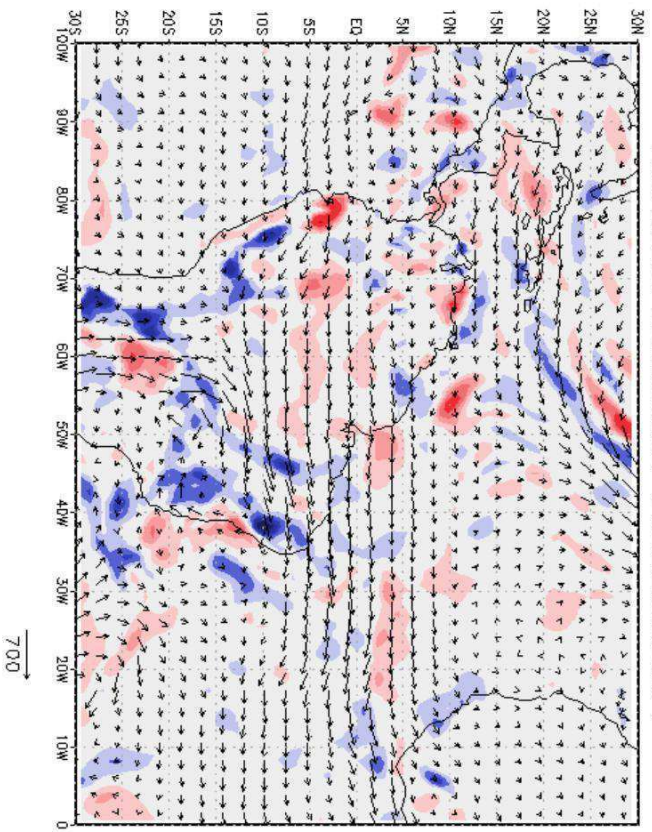


(F)

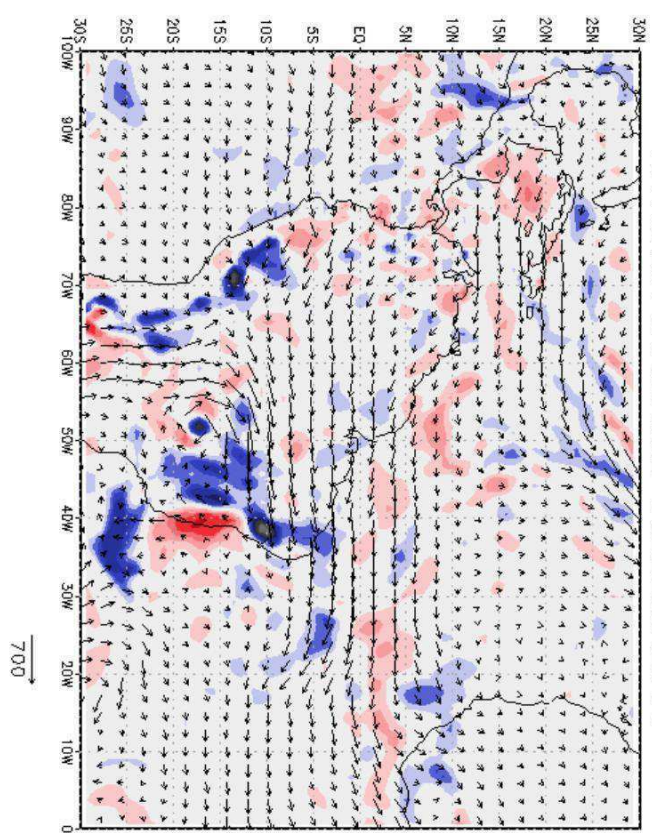




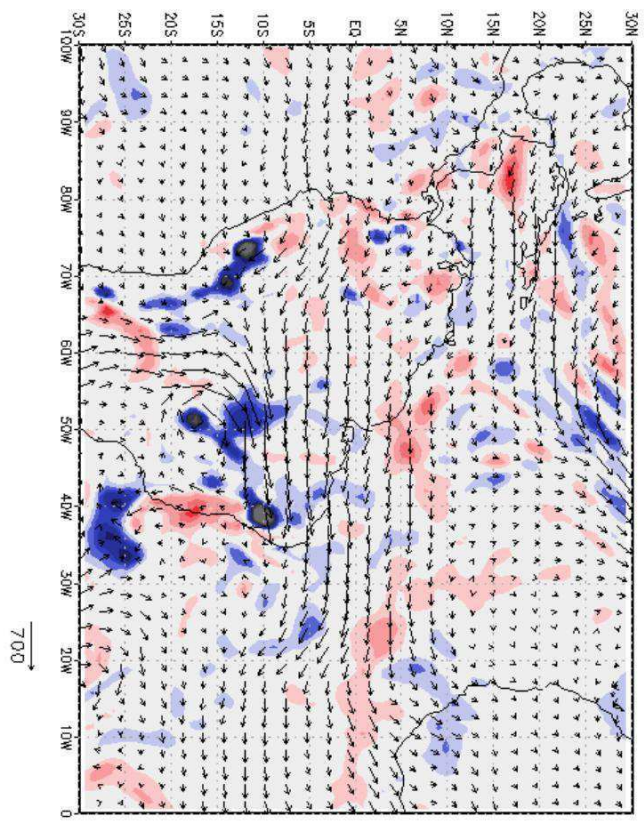
ANOMALIA TRANSUMID 00Z22JAN2004



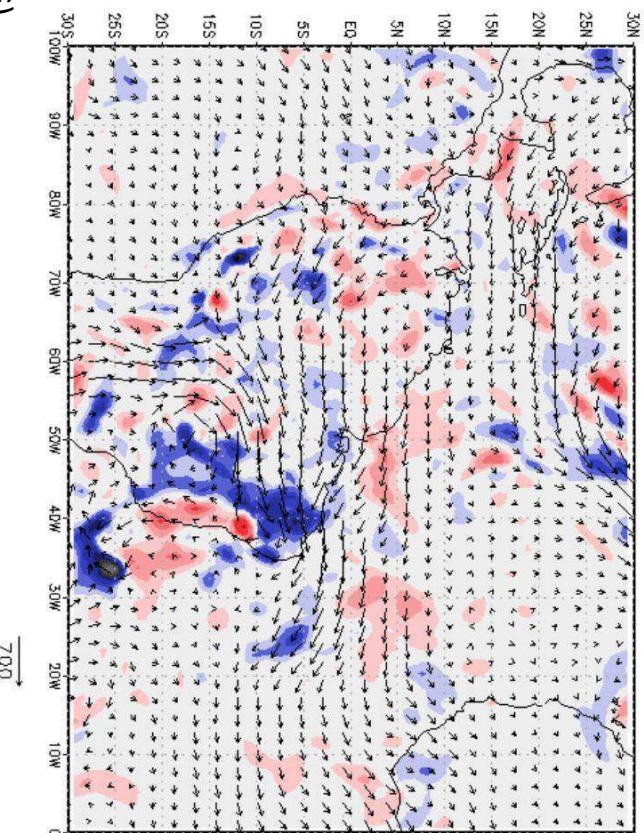
ANOMALIA TRANSUMID 06Z22JAN2004



ANOMALIA TRANSUMID 12Z22JAN2004



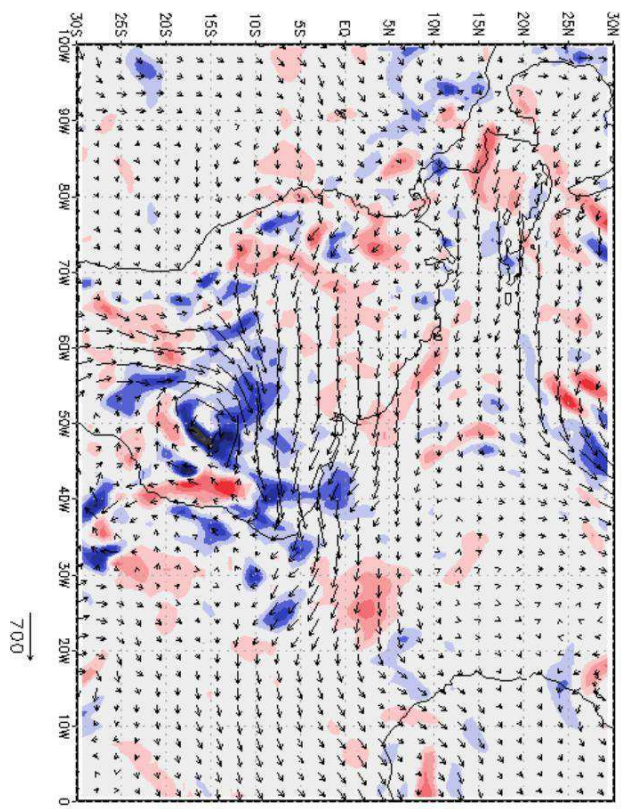
ANOMALIA TRANSUMID 18Z22JAN2004



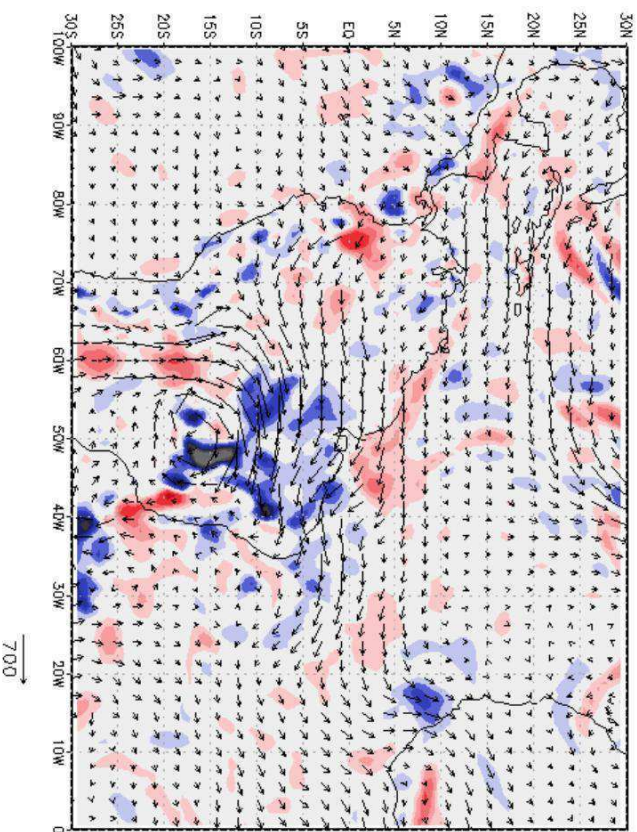
(g)



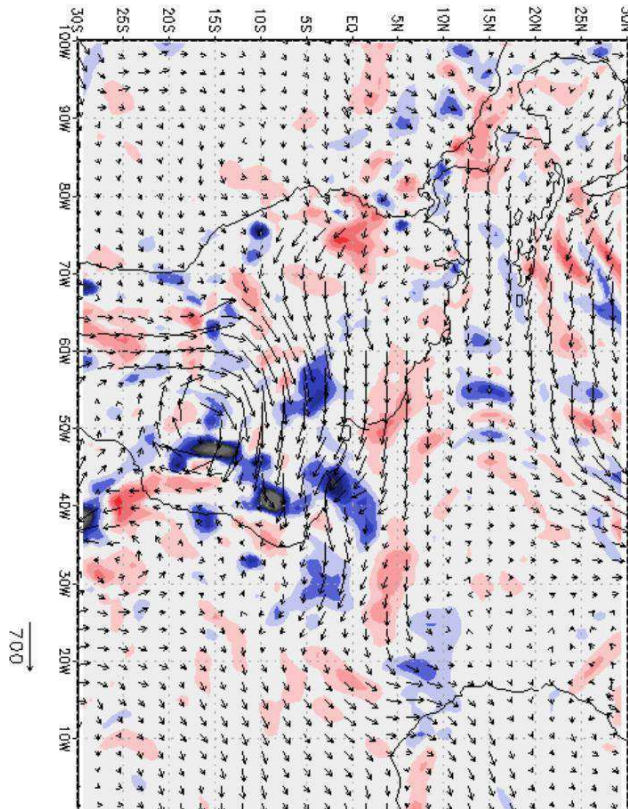
ANOMALIA TRANSUMID 00Z23JAN2004



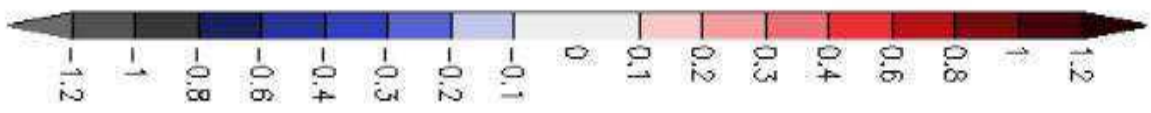
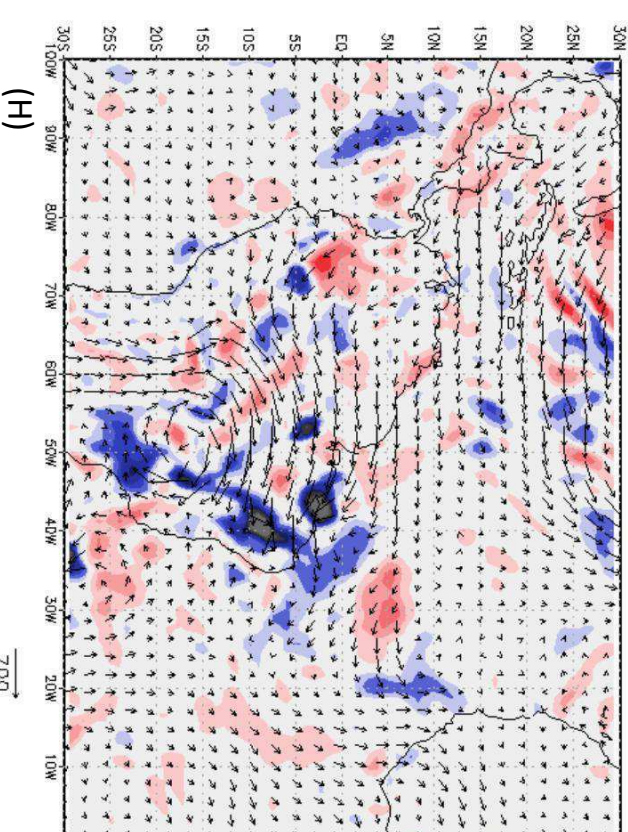
ANOMALIA TRANSUMID 06Z23JAN2004



ANOMALIA TRANSUMID 12Z23JAN2004



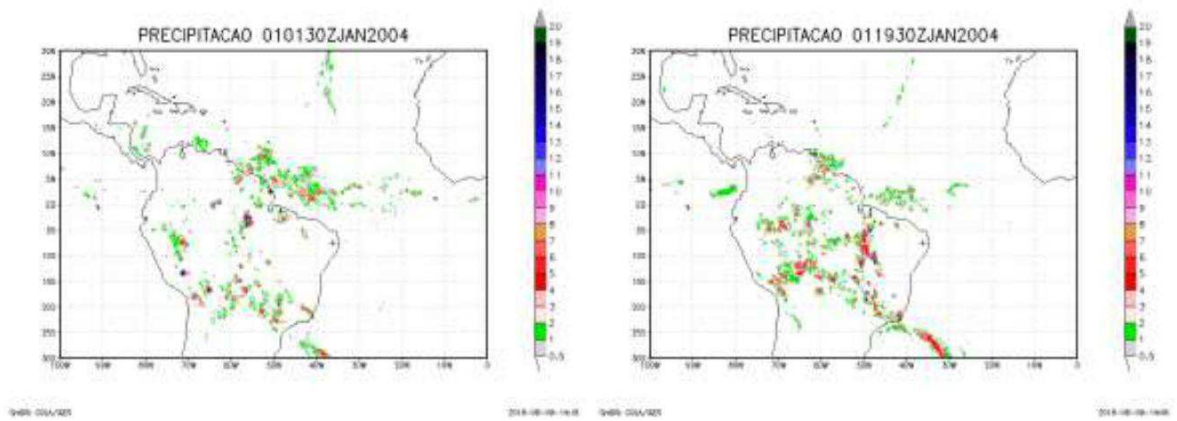
ANOMALIA TRANSUMID 18Z23JAN2004



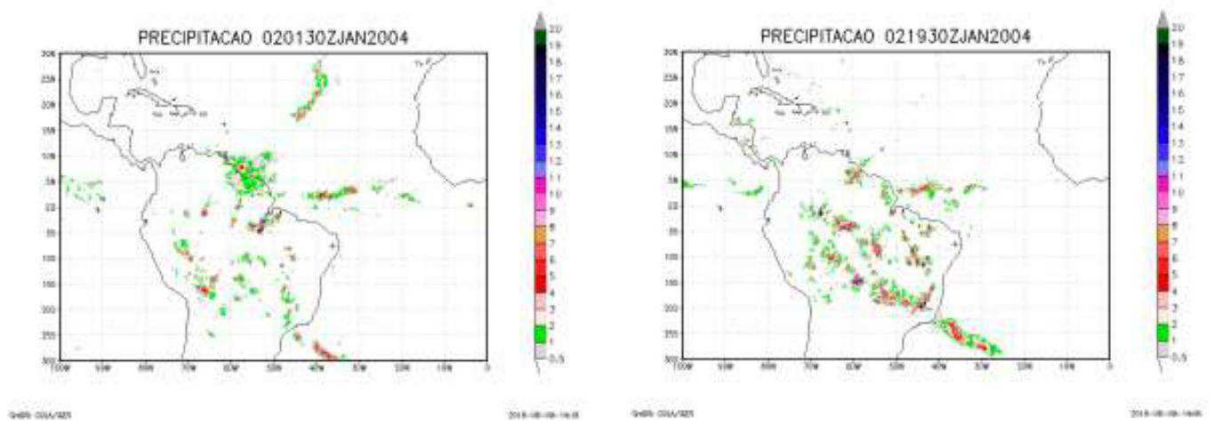
(H)

Anomalia: **22** **Figura** Divergência e **na** Integrado Unidade de Transporte em Vertical, m.kg . s . m s ,  
 ospararespectivamente, e2120,19,dias 22 e06,00,dehoráriosnos2004dejanetrode .18UTCe12 O . autor



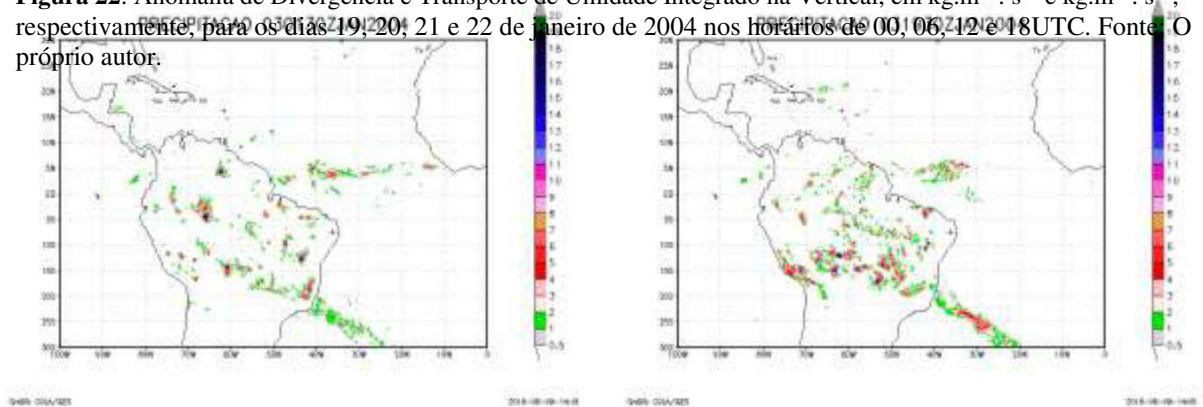


(A)

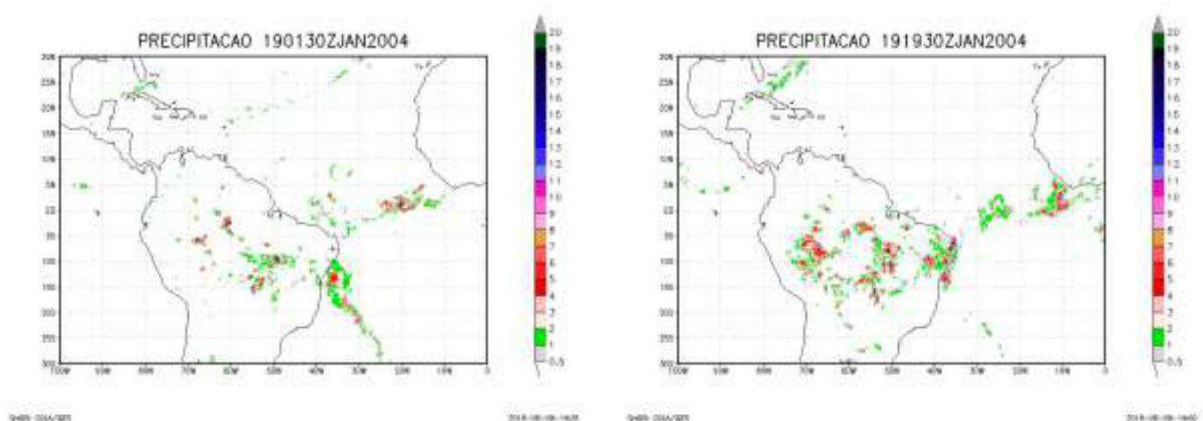


(B)

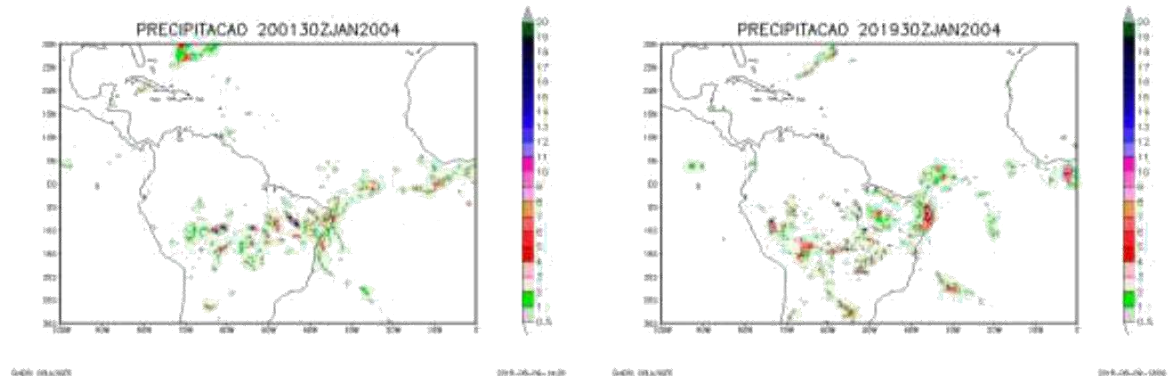
**Figura 22:** Anomalia de Divergência e Transporte de Umidade Integrado na Vertical, em  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  e  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ , respectivamente, para os dias 19, 20, 21 e 22 de janeiro de 2004 nos horários de 00, 06, 12 e 18UTC. Fonte: O próprio autor.



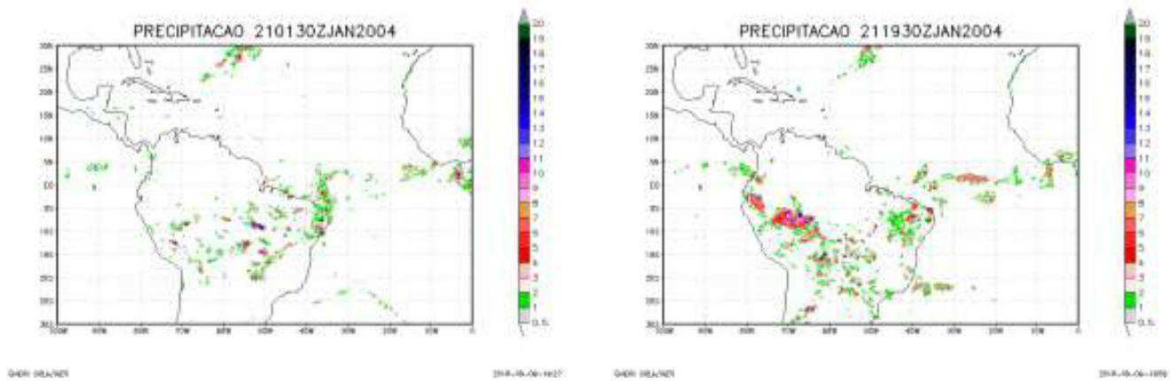
(C)



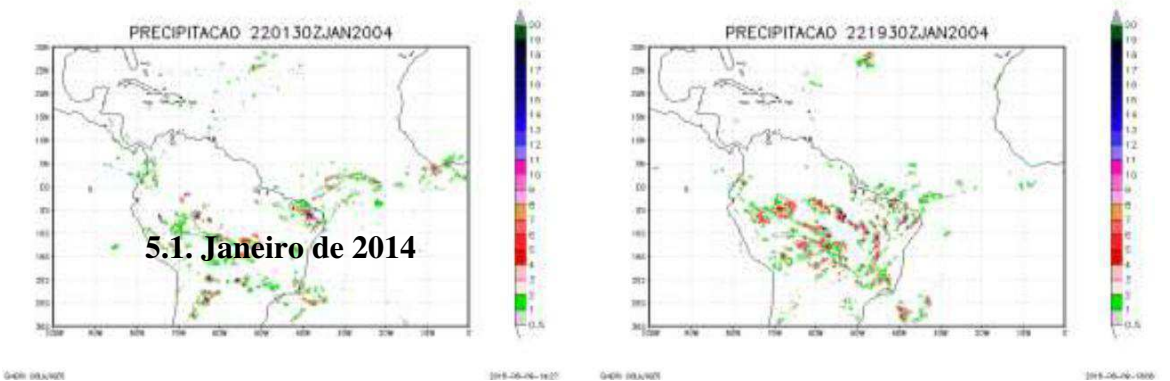
(D)



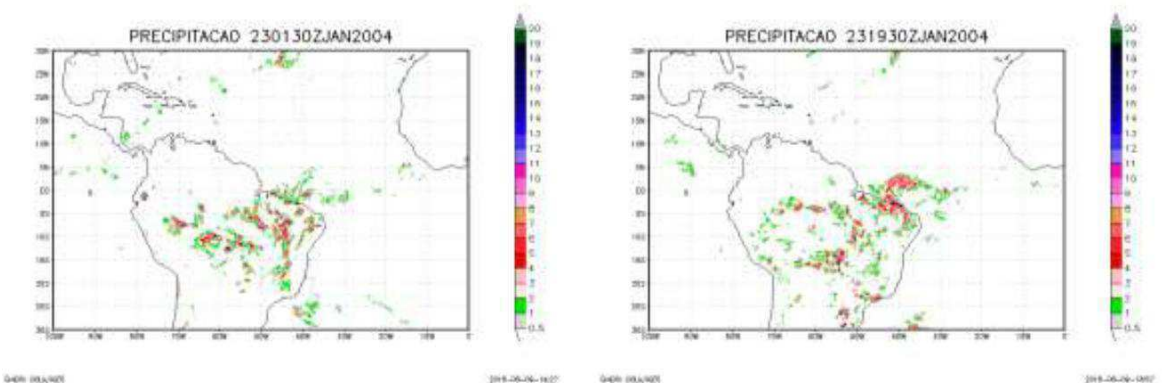
(E)



(F)



(G)



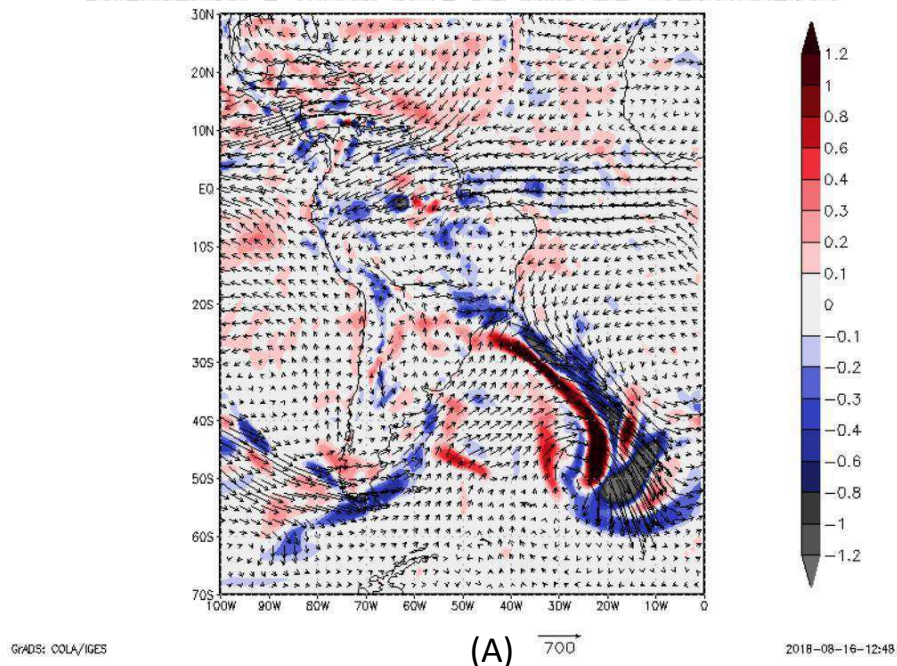
(H)

**Figura 23:** Precipitação em mm/h, para os dias 01,02,03,19,20,21,22 e 23 de janeiro de 2004, para os horários de 0130 e 1930UTC. Fonte: O próprio autor.

Comparando as imagens de anomalia da divergência e do transporte de umidade integrado na vertical, é possível observar a coexistência da divergência do transporte de umidade em áreas com pouca precipitação e/ou estiagem, da mesma forma, observa-se que a convergência do transporte de umidade acontece em zonas onde ocorre precipitação, além disso, ainda verifica-se que a intensidade da convergência é proporcional a precipitação.

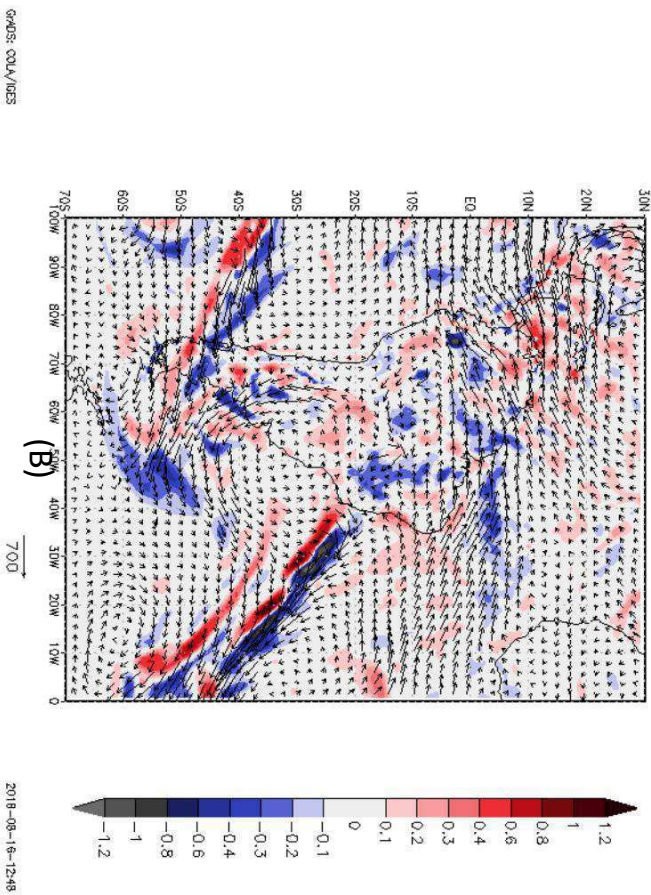
Uma vez que verifica-se tal ocorrência e coexistência através da comparação entre as imagens de anomalia da divergência e do transporte de umidade, uma questão levantada foi que, quando estamos olhando para a anomalia, estamos vendo um fato que ocorre, no entanto, não temos informações suficientes para aferir se o houve intensificação na divergência/convergência sobre as áreas analisadas, ou simplesmente enfraquecimento do transporte, sendo assim, fez-se necessário a geração de imagens de campo cheio para que fosse possível analisar e responder de forma mais coexistente a essa questão.

DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z01JAN2004

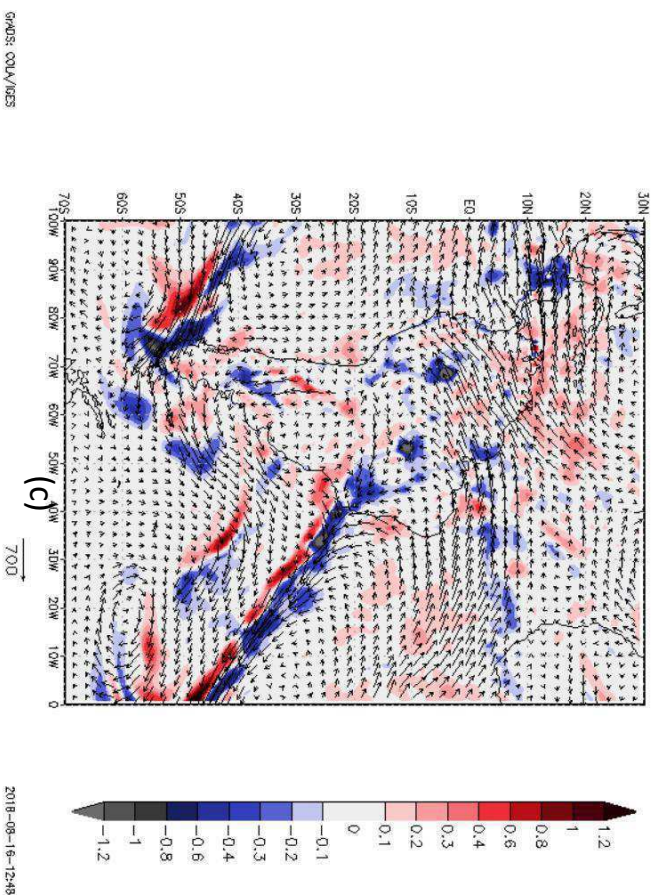




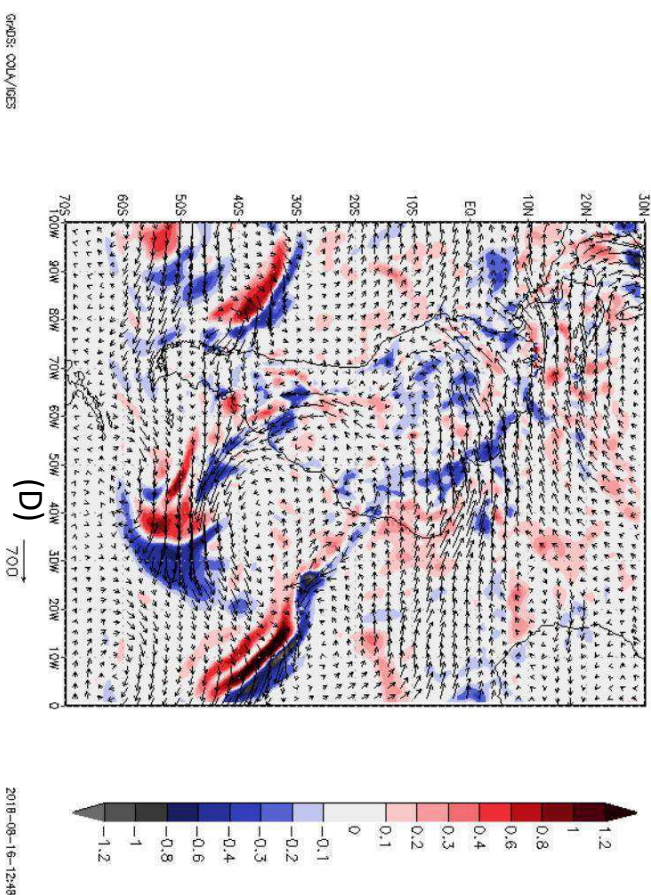
DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UNIDADE 18203JAN2004



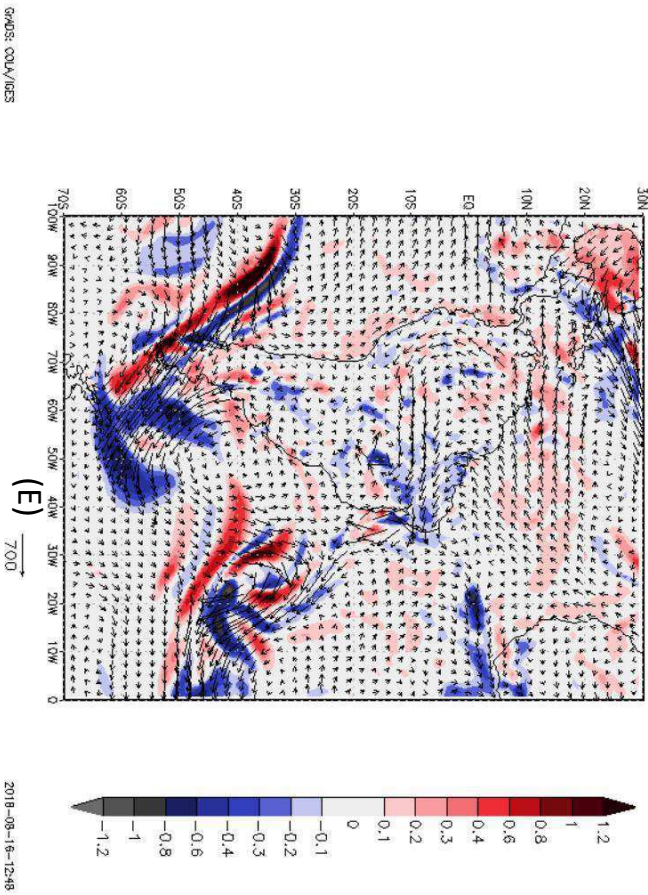
DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UNIDADE 18202JAN2004



DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UNIDADE 18204JAN2004

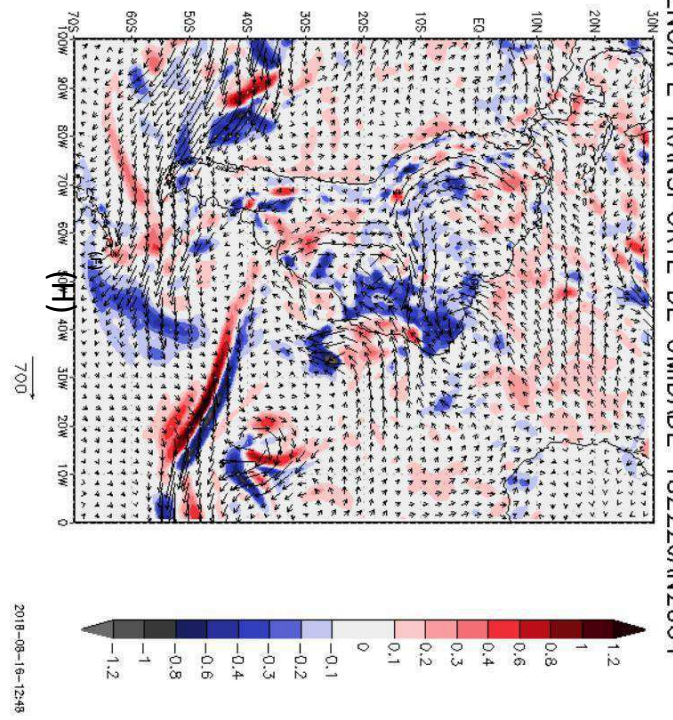


DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UNIDADE 18219JAN2004

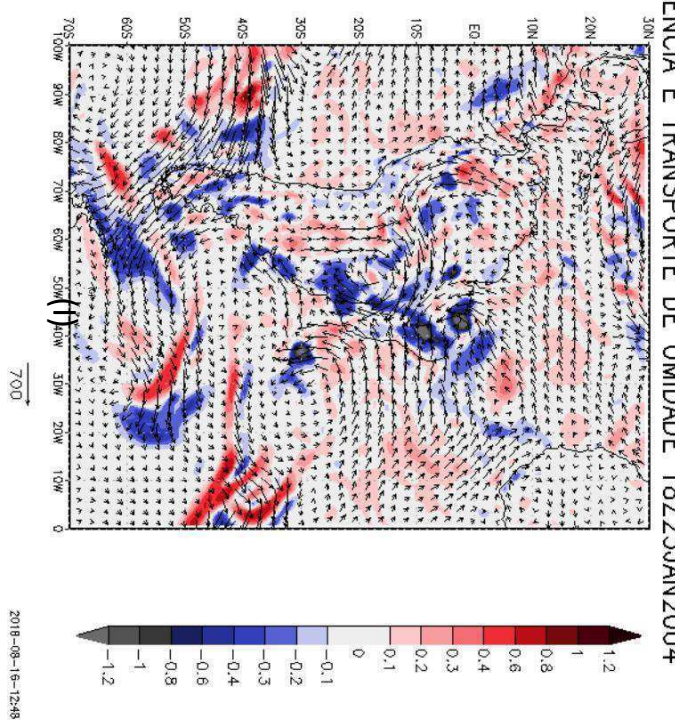




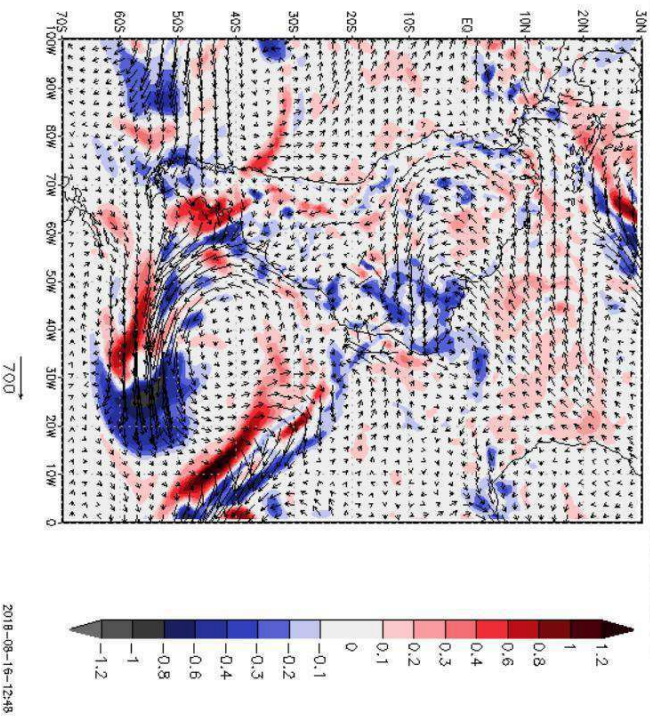
DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z22JAN2004



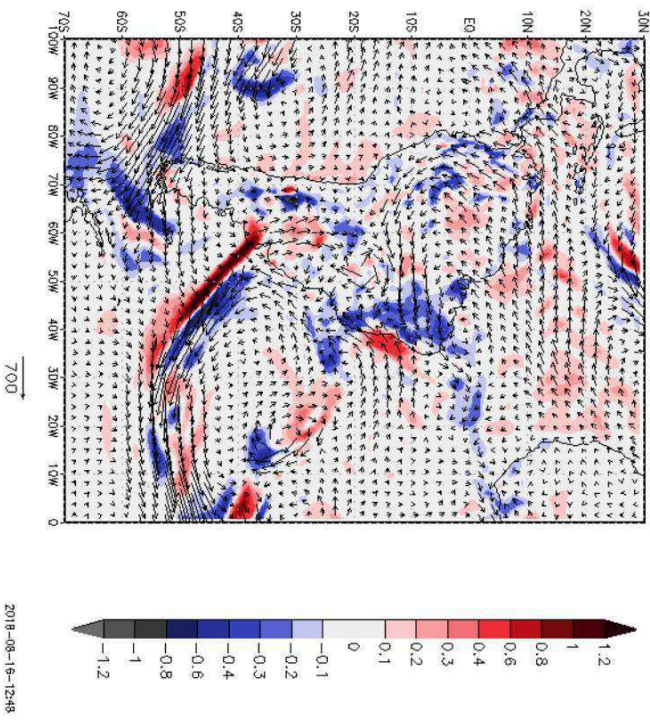
DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z23JAN2004



DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z20JAN2004



DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z21JAN2004



**Figura 24:** Divergência e Transporte de umidade Integrado na Vertical em  $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  e  $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ , respectivamente. (A) 18Z de 01/01/2004. (B) 18Z de 02/01/2004. (C) 18Z de 03/01/2004. (D) 18Z de 19/01/2004. (E) 18Z de 20/01/2004. (F) 18Z de 21/01/2004. (G) 18Z de 22/01/2004. (H) 18Z de 23/01/2004.

Analisando as imagens de campo cheio da divergência e do transporte de umidade integrado na vertical, é possível verificar que nos dias 01, 02 e 03, primeiro episódio de VCAN para o mês, não tem-se, assim como nas imagens de anomalia, diferenças notáveis com relação a direção e aos sinais de divergência, assim como a precipitação associada ao fenômeno é praticamente nula.

Já para o dia 19 (figura 24d) é possível perceber, tanto na anomalia, quanto no campo cheio, uma mudança na direção do transporte, bem como nos sinais de divergência, o transporte de umidade vem de oeste em direção ao nordeste e encontra-se divergência a oeste do VCAN e convergência em sua região de atuação, esses resultados também concordam com as áreas de precipitação e estiagem, ou seja, a estiagem está ocorrendo nos locais onde encontra-se divergência no transporte de umidade, de forma analoga, a precipitação encontra-se em áreas de convergência no transporte de umidade.

No dia 20 (figura 24e) observa-se que o campo cheio indica o transporte de umidade de norte e oeste em direção ao NEB, mas precisamente em direção a região de atuação do VCAN, da mesma forma, os sinais de de divergência seguem a lógica de apresentar sinal de divergência nas áreas de estiagem e de convergência na áreas de precipitação.

No dia 21 (figura 24f) observa-se um transporte anômalo de oeste, norte e mesmo de sul em direção ao VCAN, com os sinais de divergência para essas áreas e de convergência para as bordas do VCAN, também pode-se mostrar que a relação entre esses sinais da divergência segue o mesmo percurso para as imagens de precipitação (figura 23f).

No dia 22 (figura 24g) nota-se uma intensificação na convergência do transporte para a região do VCAN, da mesma forma, observa-se uma maior ocorrência de transporte de umidade advindos do norte, oeste e sul para essa região. Foi possível notar que o sinal de divergência não acompanhou a proporção do sinal de convergência, embora, observa-se a presença da divergência nas áreas de estiagem, no entanto, uma vez que a América do Sul recebe umidade de várias direções, não se pode ter a certeza sobre os resultados, mas nesse primeiro estudo, foi nota-se claramente essa demanda do transporte e do sinal de convergência para a região de atuação do VCAN.

No dia 23 (figura 24h) assim como nas imagens da anomalia, as imagens de campo cheio, mostra um transporte advindo do norte, oeste e do sul em direção ao VCAN, como no dia anterior, observar-se uma intensificação no sinal da convergência para a área do VCAN,

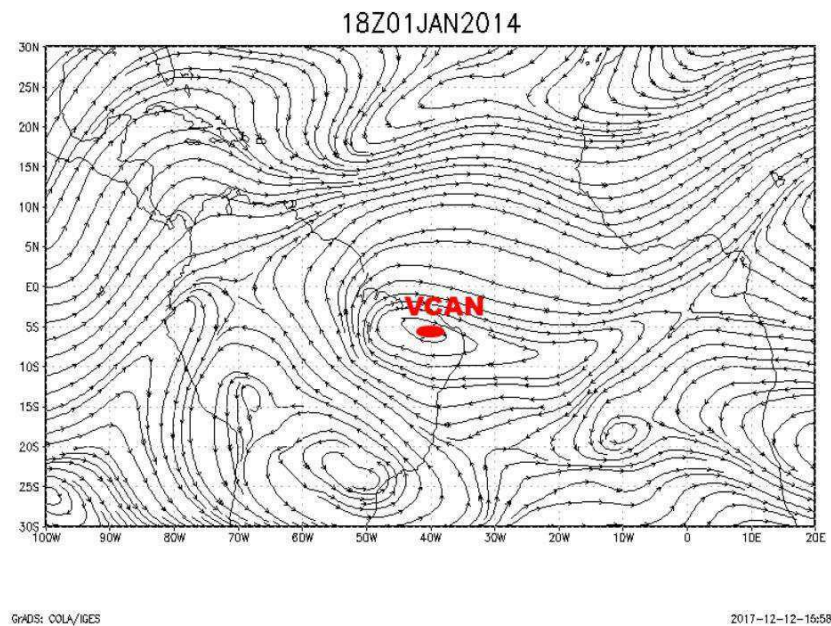


com sinal de divergência, embora não proporcional ao da convergência, nas áreas provenientes do transporte de umidade, verifica-se a coexistência dessas áreas com as áreas de estiagem (divergência) e precipitação (convergência).

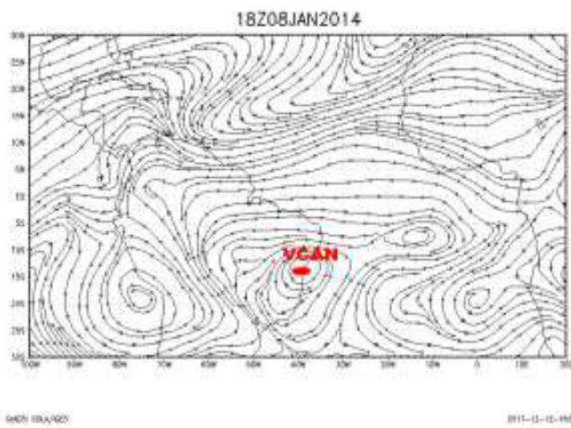
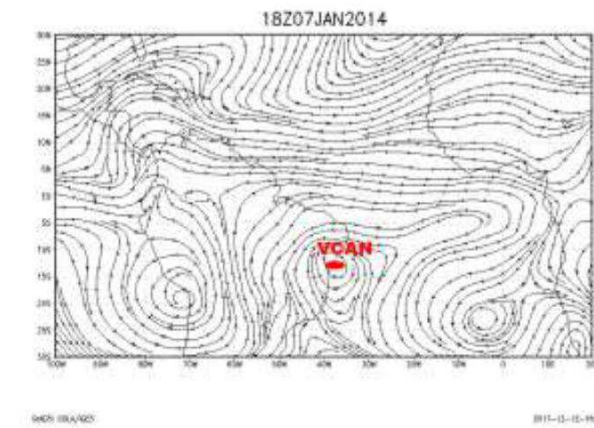
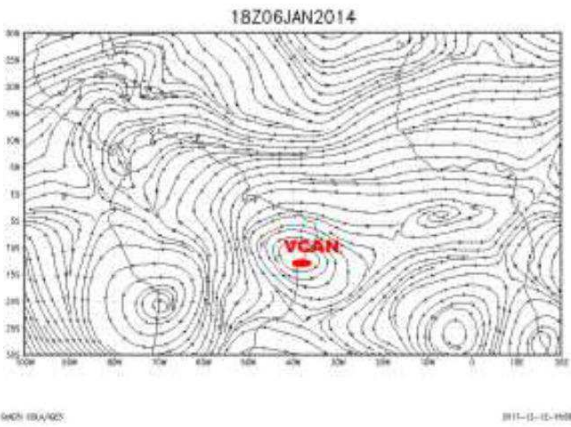
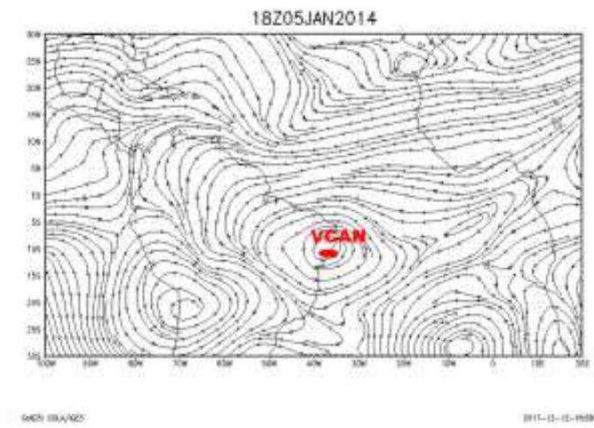
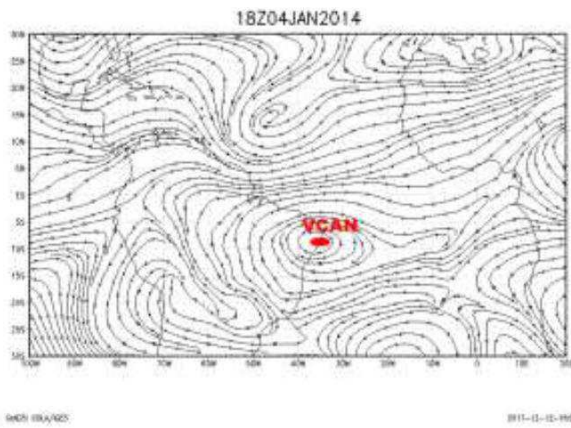
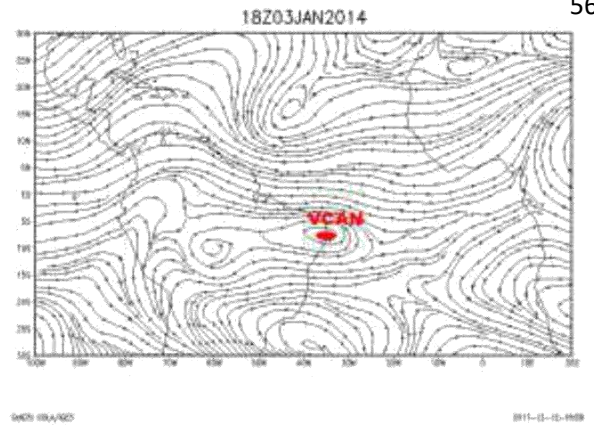
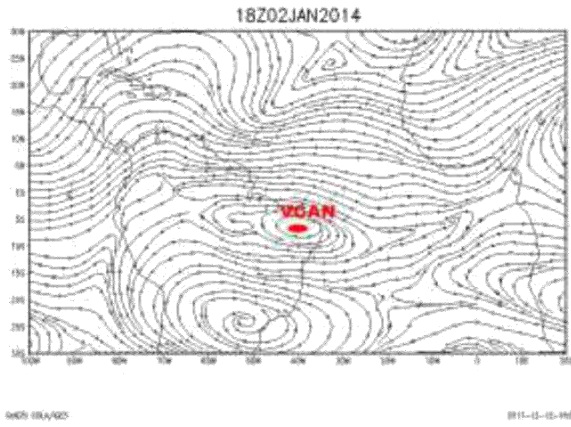
Com a análise das imagens de anomalia e campo cheio da divergência e do transporte de umidade integrado na vertical, foi possível perceber que o VCAN muda a região em torno da qual atua, proporcionando um desvio no transporte de umidade, que na média ocorre de leste para oeste atravessando a América do Sul em direção a Amazônia, com convergência sobre essa área, mas que durante o episódio de VCAN a umidade converge na área de atuação do VCAN, vindo umidade de norte, de oeste e mesmo de sul para a região do VCAN.

## 5.2. Janeiro de 2014

Janeiro de 2014 foi um mês com pouca precipitação, durante o mês houve registros de episódios de VCAN nos dias de 01 a 15 e de 20 a 31. Como no caso de 2004, o primeiro passo foi analisar a existência de VCAN através de imagens de vento em, o episódio escolhido para o estudo de caso foi o que ocorreu entre os dia 01 e 15.



**Figura 25:** Vento 200hPa para 1800Z do dia 01 de Janeiro de 2014.





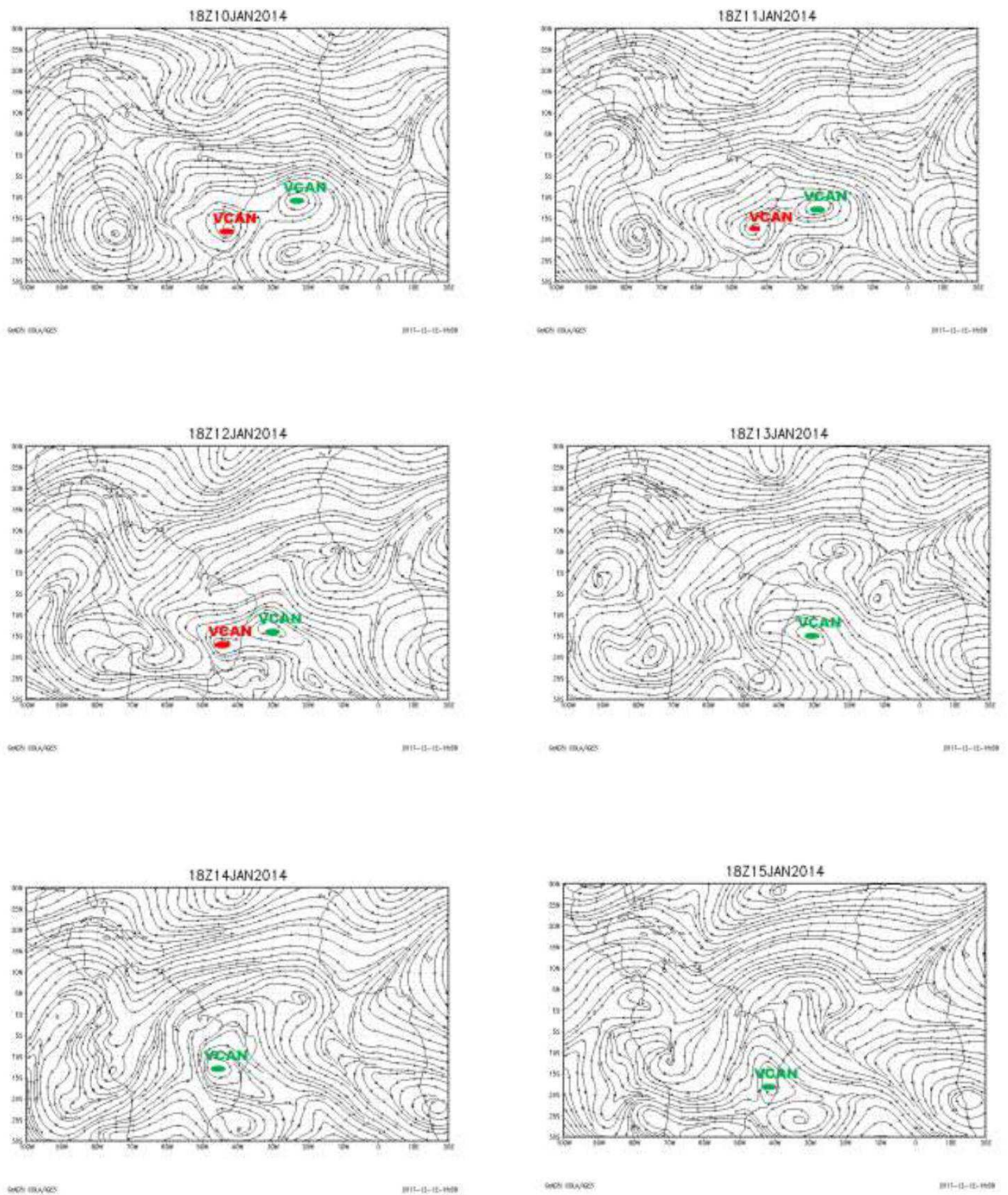


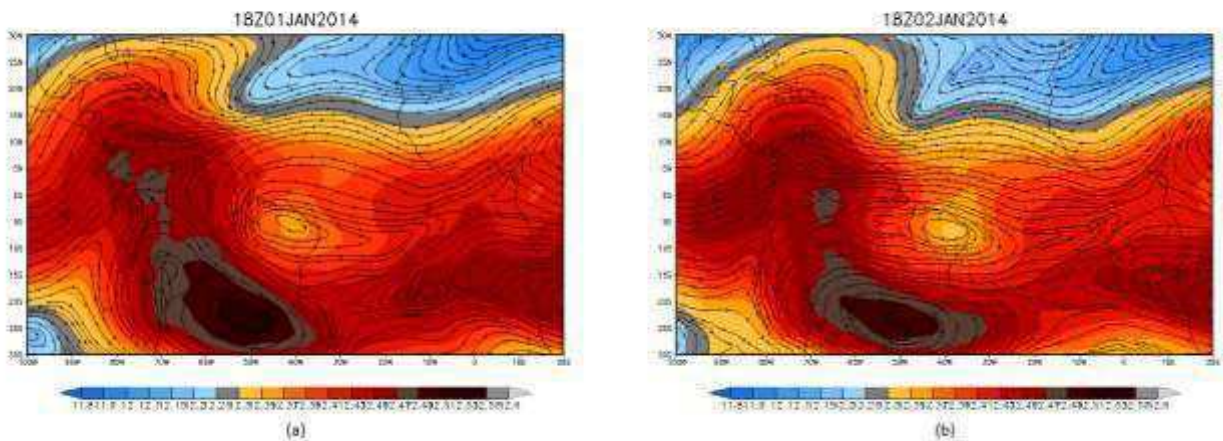
Figura 26: Vento em 200hPa as 18UTC para os dias 2 a 15 de janeiro de 2014.

Observando a trajetória e desenvolvimento do VCAN ao longo do seu período de duração foi possível encontrar algumas características que chamaram a atenção, no dia 05 encontra-se sobre o Atlântico a leste do VCAN estudado um núcleo ciclônico fechado, porém ainda em formação, no dia 06 esse núcleo se fecha completamente, mas já no dia 07 podemos verificar que ele está e volta a se fechar no dia 08, no dia 09 ele se apresenta com circulação não completamente fechada, já no dia 10 observa-se uma circulação fechada e permanecendo fechado até o dia 15.

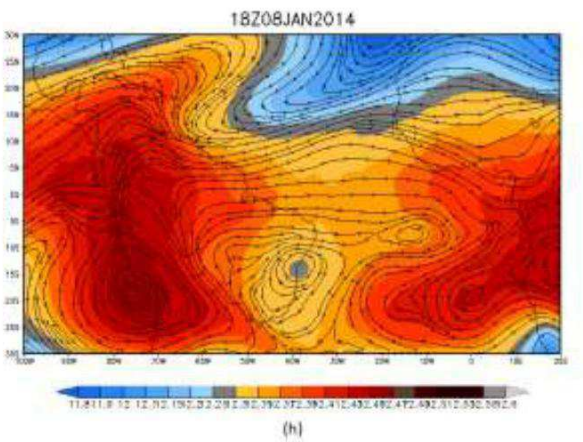
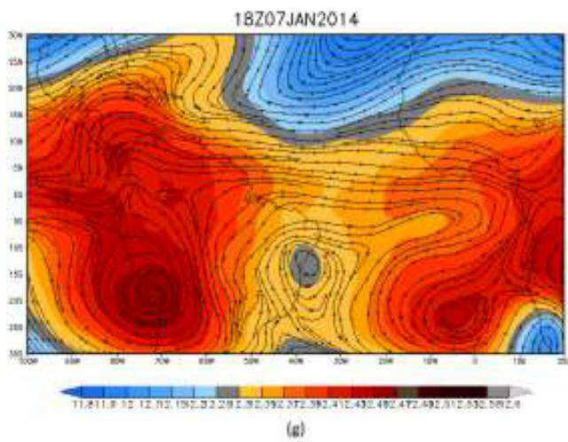
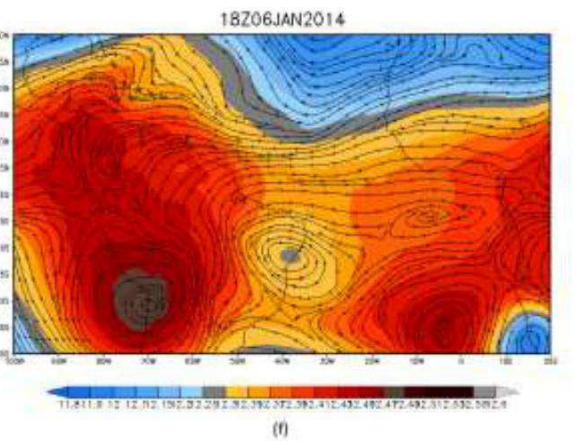
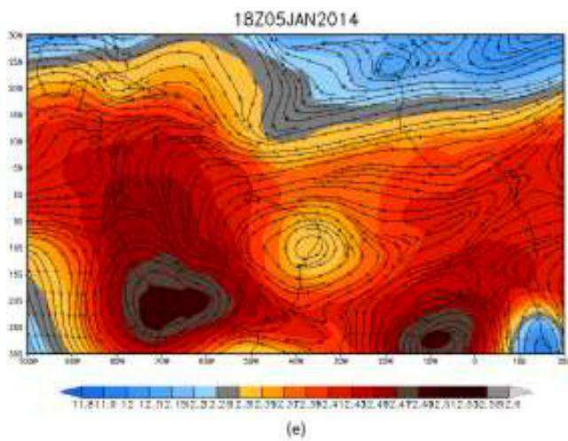
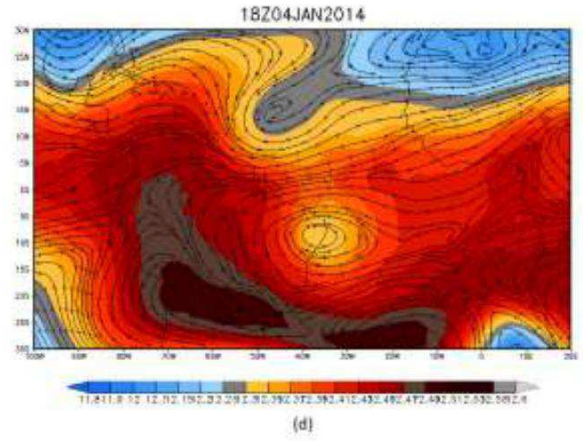
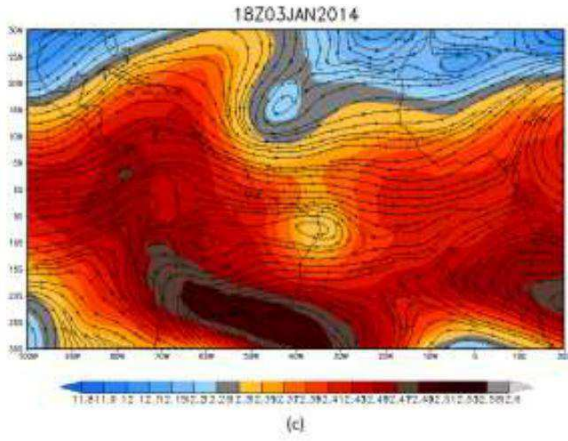
Nesse interim, o VCAN que está sobre o continente começa a se enfraquecer a partir do dia 11, é perceptível que os dois VCAN, o que está sobre o continente e o que está sobre o Atlântico começa a se aproximar de tal forma que no dia 12 encontramos o VCAN que está sobre o continente já com sinais de abertura e o que está sobre o Atlântico em fase de aproximação ao continente.

No dia 13 o VCAN que estava sobre o continente desaparece, na verdade ocorre uma espécie de “fusão” entre os dois VCAN fazendo com que o que estava sobre o Atlântico se aproxime ainda mais do continente.

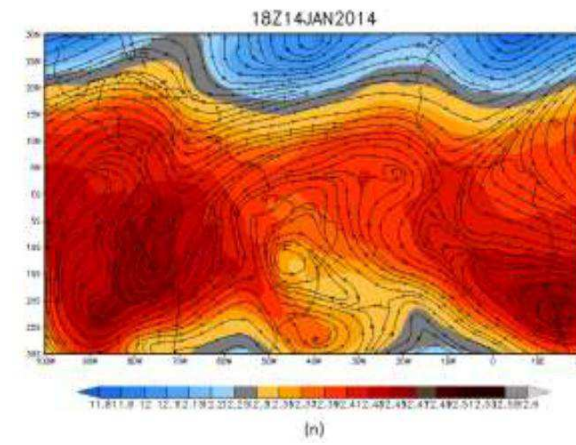
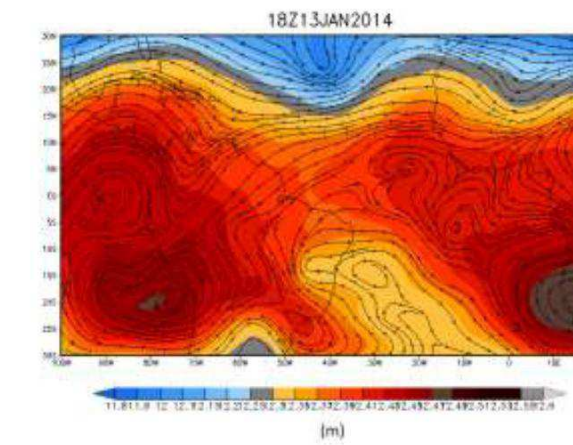
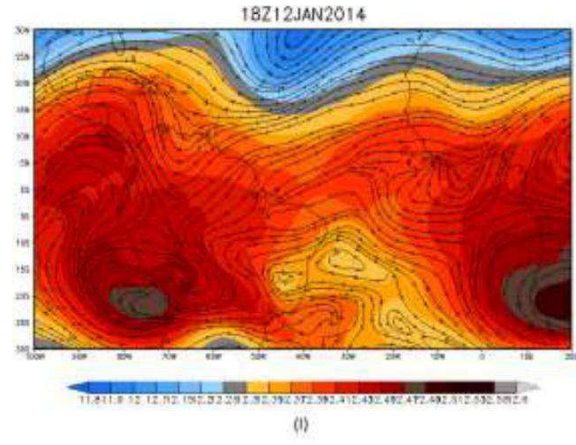
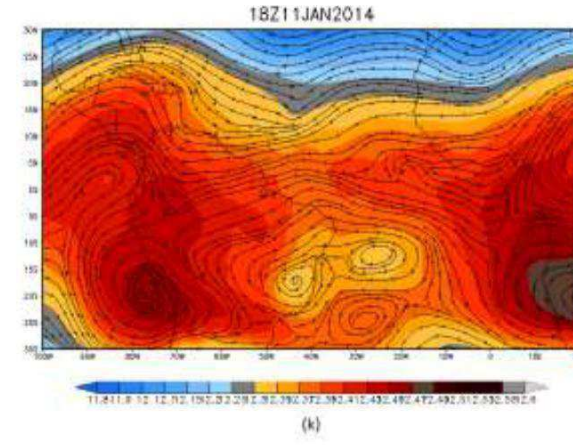
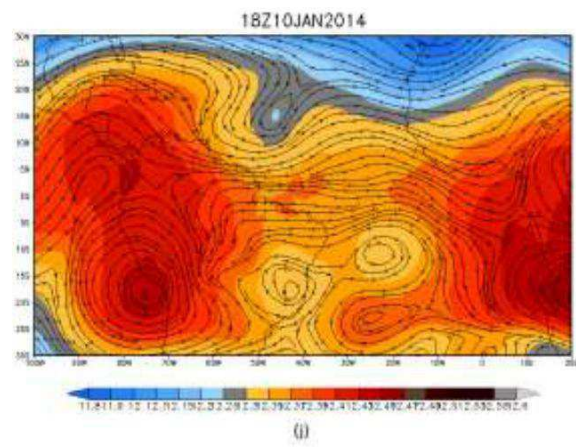
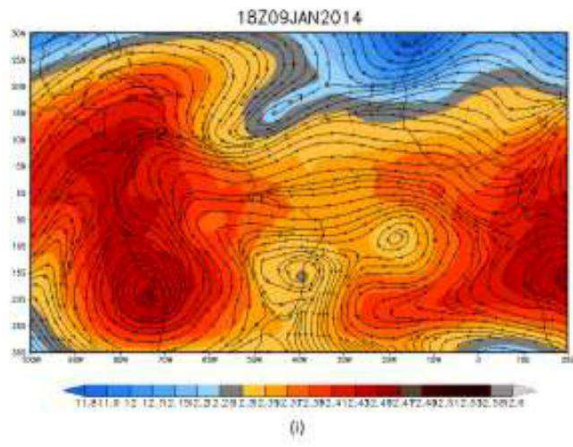
A hipótese que levantamos para esse tipo de situação trata-se das flutuações de pressão com um máximo entre duas baixas sendo paulatinamente enfraquecido até o desaparecimento, para verificar essa hipótese foram plotados campos de geopotencial e vento em 200hPa para as 18UTC, do dia 01 ao dia 15, a escolha do horário para geração das imagens tomou como base o circulo diurno de precipitação sobre o continente.

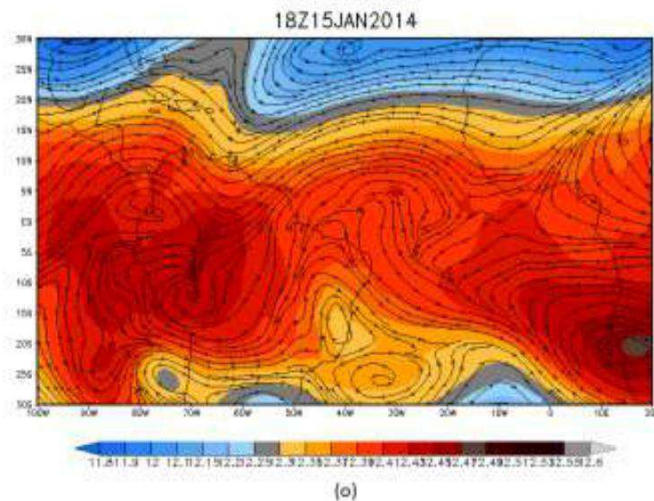










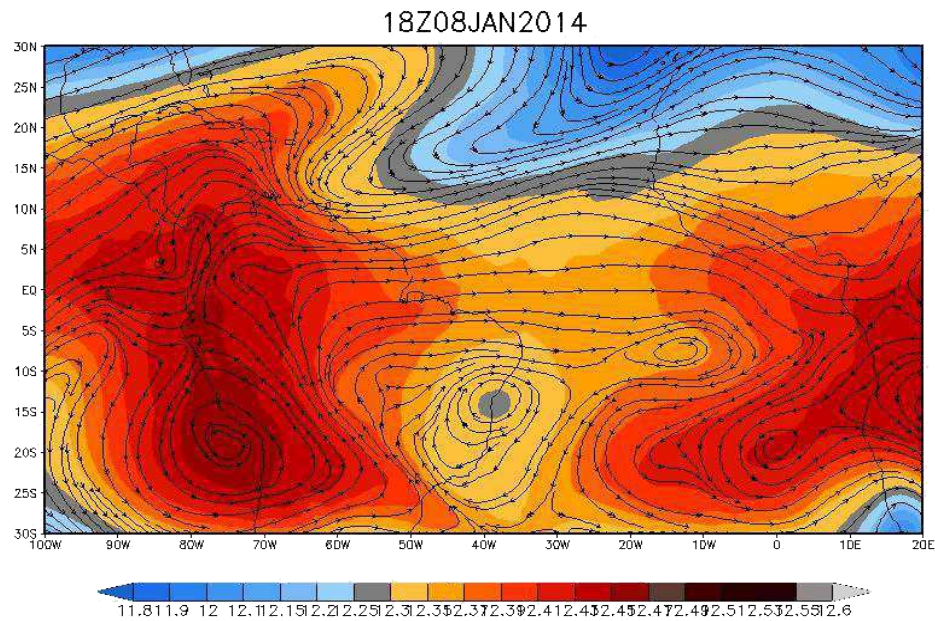


**Figura 27:** Geopotencial e Vento em 200hPa.

De acordo com a figura 27f encontramos um cavado fechado já às 18 horas do dia 06 sobre o Atlântico, esse cavado vai gradativamente se intensificando (figura 27g), fechando-se já no dia 08 (figura 27h), ganhando ainda mais força e se aproximando do continente (figura 27i), no dia 10 (figura 27j) encontramos uma configuração com os dois cavados e entre eles um máximo local de pressão.

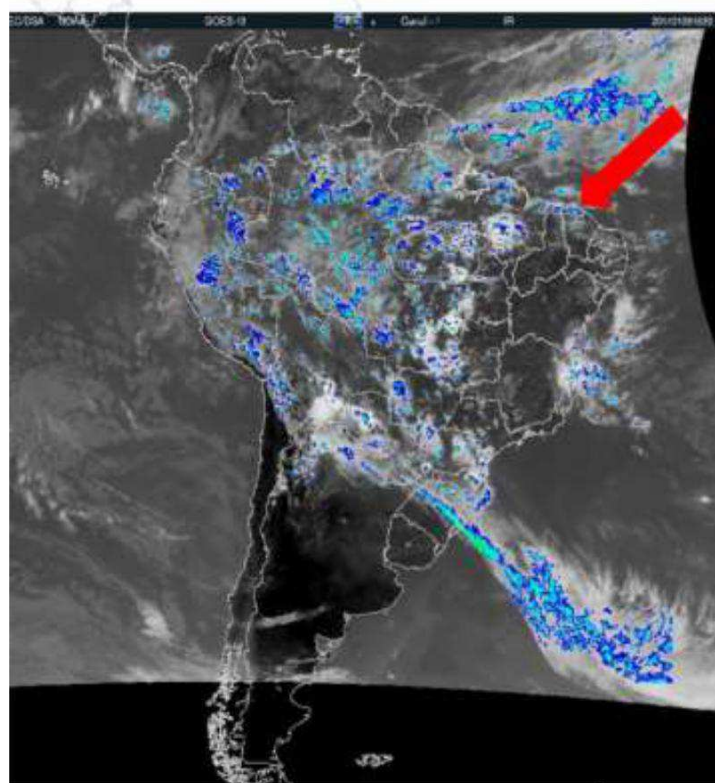
A partir do dia 11 observamos um enfraquecimento dos cavados e uma expansão da alta local (figura 27k), no dia 12 temos um rápido enfraquecimento do VCAN que está sobre o continente, em contrapartida vemos um alongamento do VCAN que está sobre o Atlântico (figura 27l). No dia 13 os dois sistemas formaram um único site com um cavado sobre o continente e a circulação fechada sobre o Atlântico (figura 27m) nos dia 14 e 15 o padrão se repete, sendo com agora a atuação do centro do vórtice concentra-se em grande parte sobre o continente. (Figura 27n e Figura 27o).





**Figura 28** - Geopotencial e Vento em 200hPa para as 18UTC do dia 08 de janeiro de 2014.

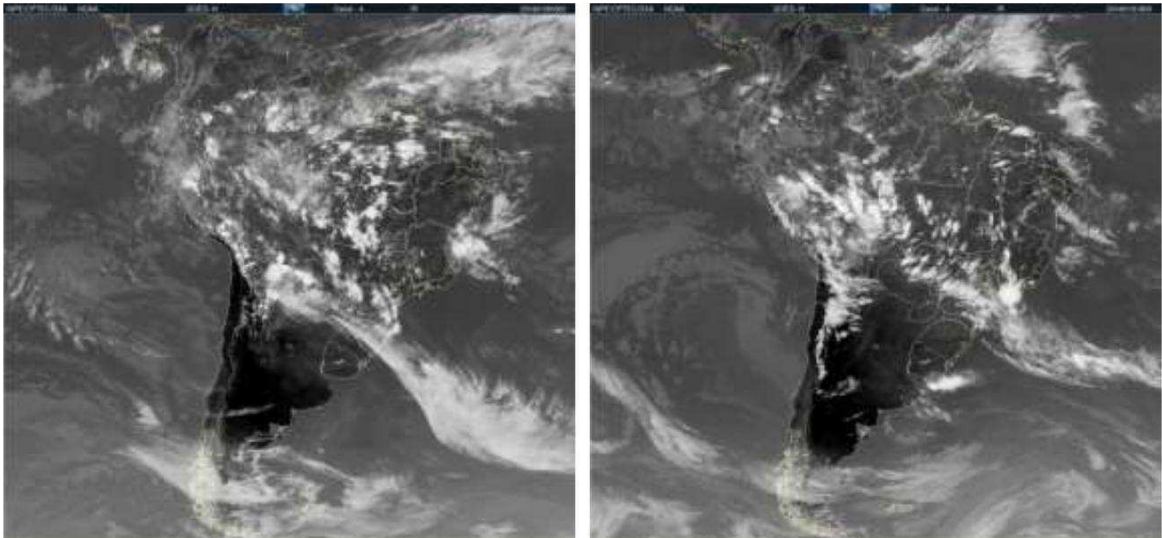
Tomando como referência as imagens acima, temos que a região de convecção fica nas proximidades das bordas do VCAN, nos levando a conclusão que a precipitação ocasionada nesse dia está diretamente ligada a atuação do vórtice, para melhor compreender a situação também analisamos imagens de precipitação por satélite, obtidas através do banco de imagens do INPE.



**Figura 29** - Precipitação por satélite. Fonte: DSA/INPE



Comparando as imagens de satélite para os dias 08 e 16, respectivamente um dia que tivemos uma maior intensificação do VCAN e um dia que não tínhamos na região próxima a presença do VCAN, observamos as diferenças entre as duas imagens e a convecção sobre algumas regiões, especialmente onde atuaram a borda e o centro do sistema.

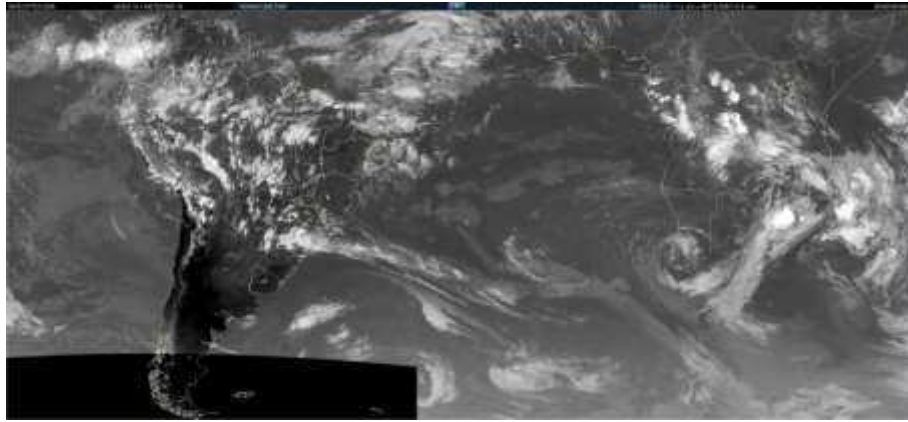


**Figura 30** - Imagens do satélite GOES 13 para as 18UTC do dia 08 e do dia 16, respectivamente. Fonte: DSA/INPE

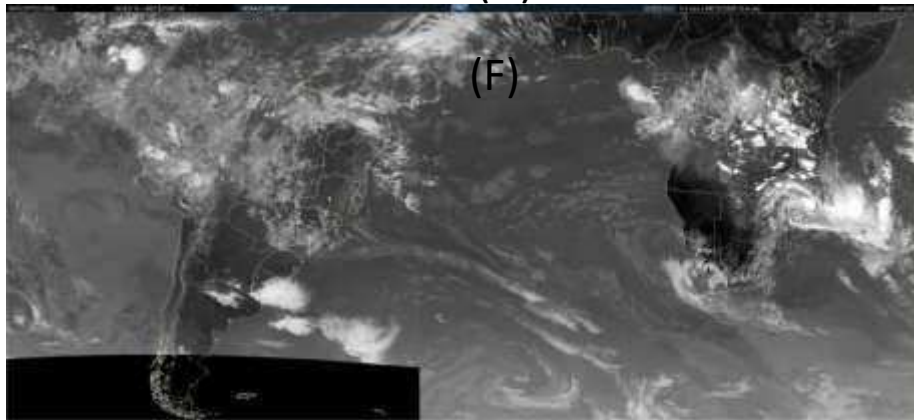
Na imagem referente ao dia 08 é possível detectar em torno de quase toda a borda do VCAN atividade convectiva, enquanto que para o dia 16 observamos pouca nebulosidade na mesma região. Embora exista a presença de um cavado para o dia 16, ele não altera a convecção na área avaliada.

Para confirmar os resultados obtidos através dos dados de reanálise, foram utilizadas imagens de satélite GOES – 13 + METEOSAT – 10, no canal de infravermelho, para os quadro horários analisados, com o objetivo de obter informações da precipitação através da nebulosidade associada. Com essas imagens foi possível verificar a presença de nebulosidade nas áreas com sinal de convergência no transporte de umidade e zonas com pouco ou nenhuma nebulosidade associado para aquelas áreas onde o sinal de divergência fazia-se presente. Observa-se através das análises de dados e imagens de satélites que essa associação é maior a medida que o VCAN torna-se mais intenso, para janeiro de 2004, essa associação é mais forte para os dia 19 a 24 e para janeiro de 2014 para os dia 06 ao 08, e embora seja

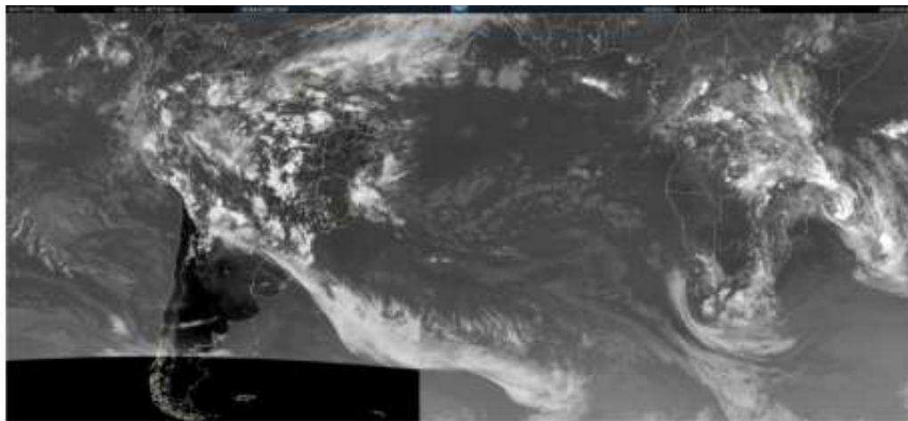
possível verificar esse comportamento para os quatro horários do dia, ele apresenta-se de forma mais intensa para os horários de 00 e 18UTC.



(D)



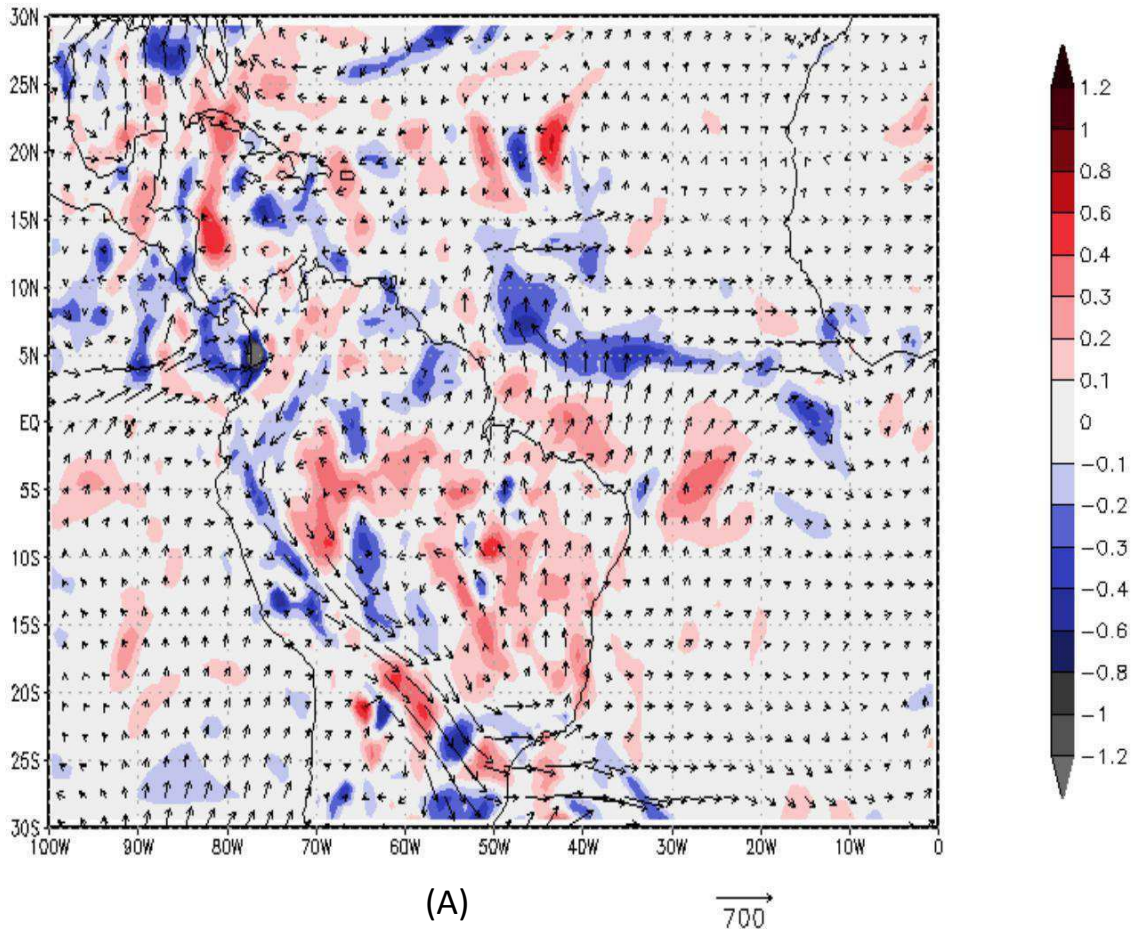
(F)



(G)

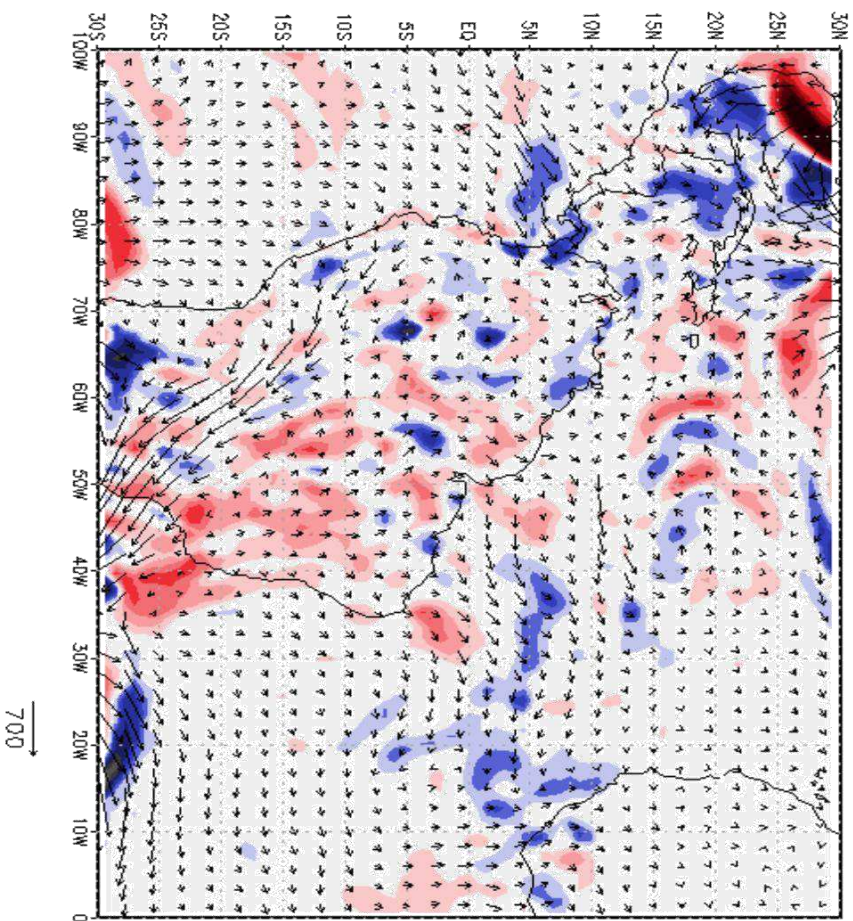
**Figura 31:** Imagens de satélite GOES 13 + METEOSAT 10. Fonte: DAS/INPE.

## ANOMALIA DIVTRANSUMID 18Z01JAN2014

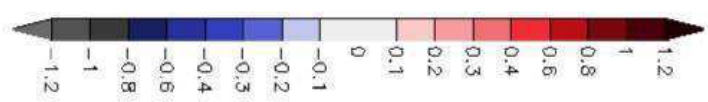
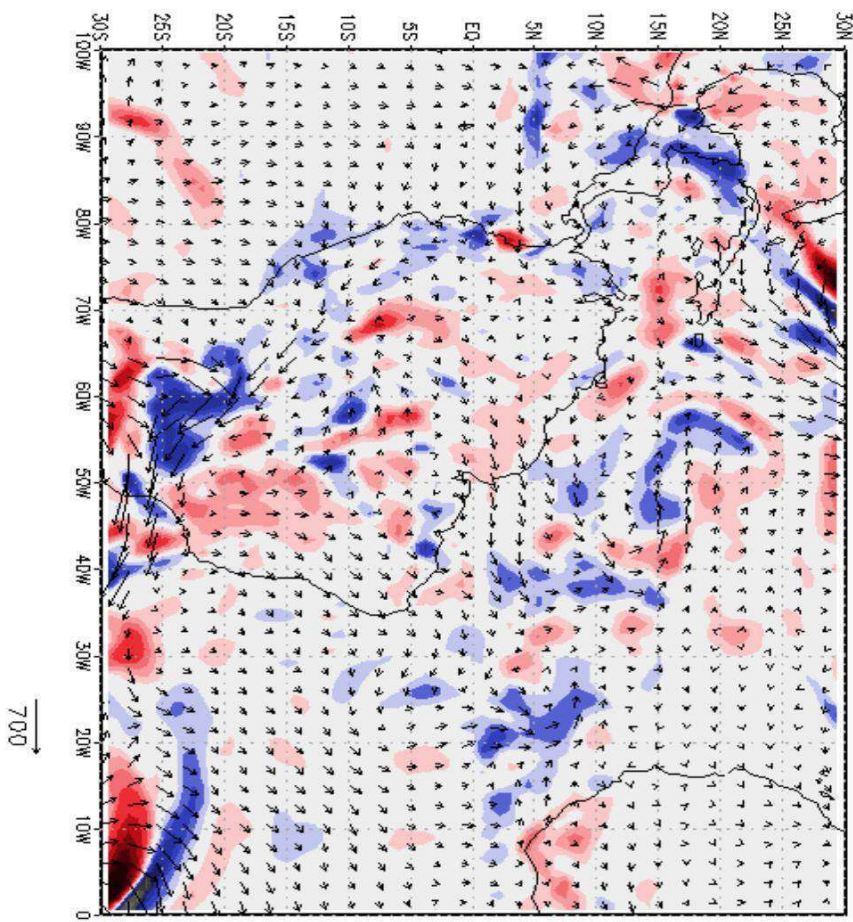




ANOMALIA DIVTRANSUMID 18Z02JAN2014

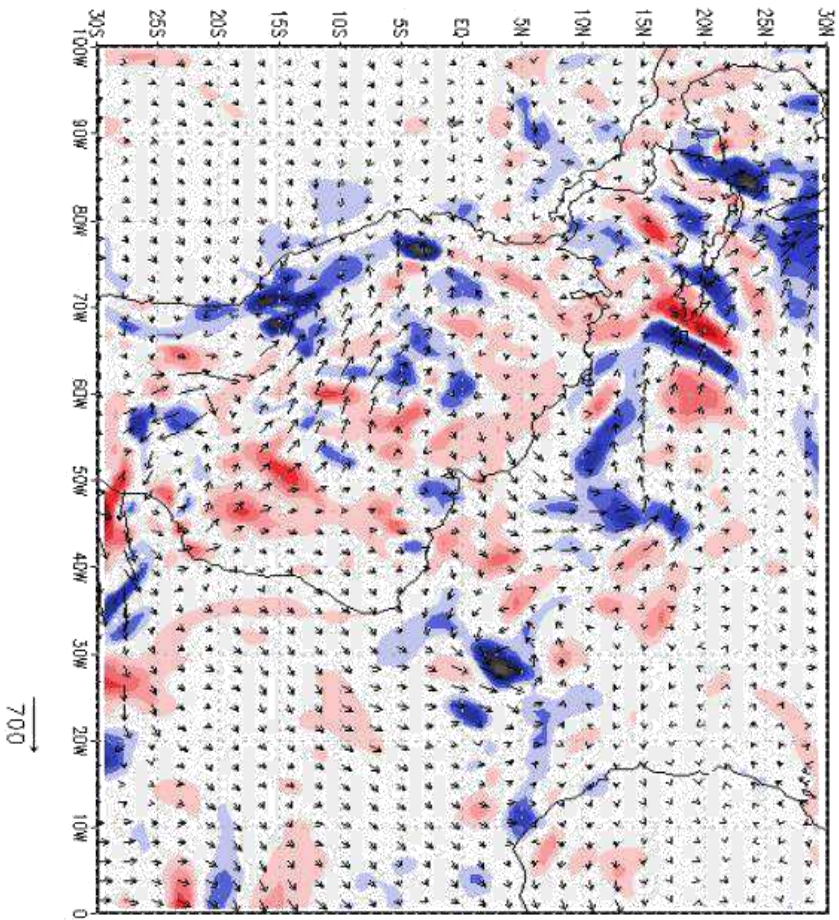


ANOMALIA DIVTRANSUMID 18Z03JAN2014

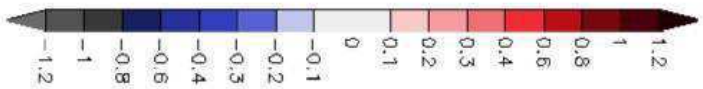
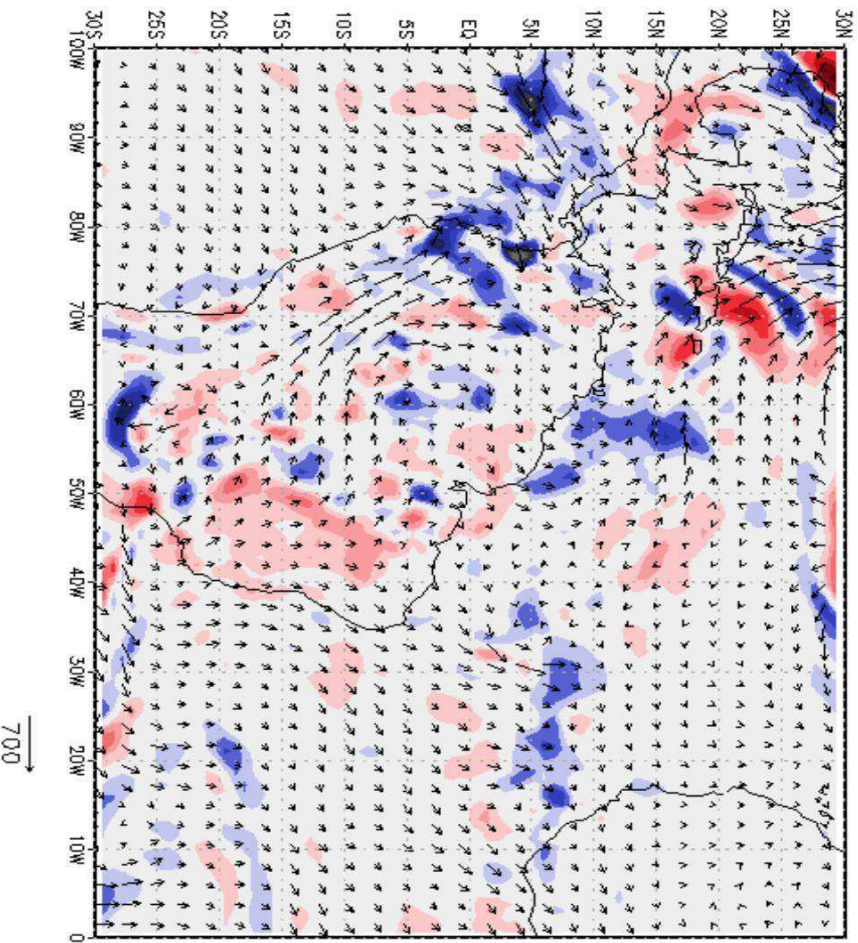




ANOMALIA DIVTRANSUMID 18Z04JAN2014

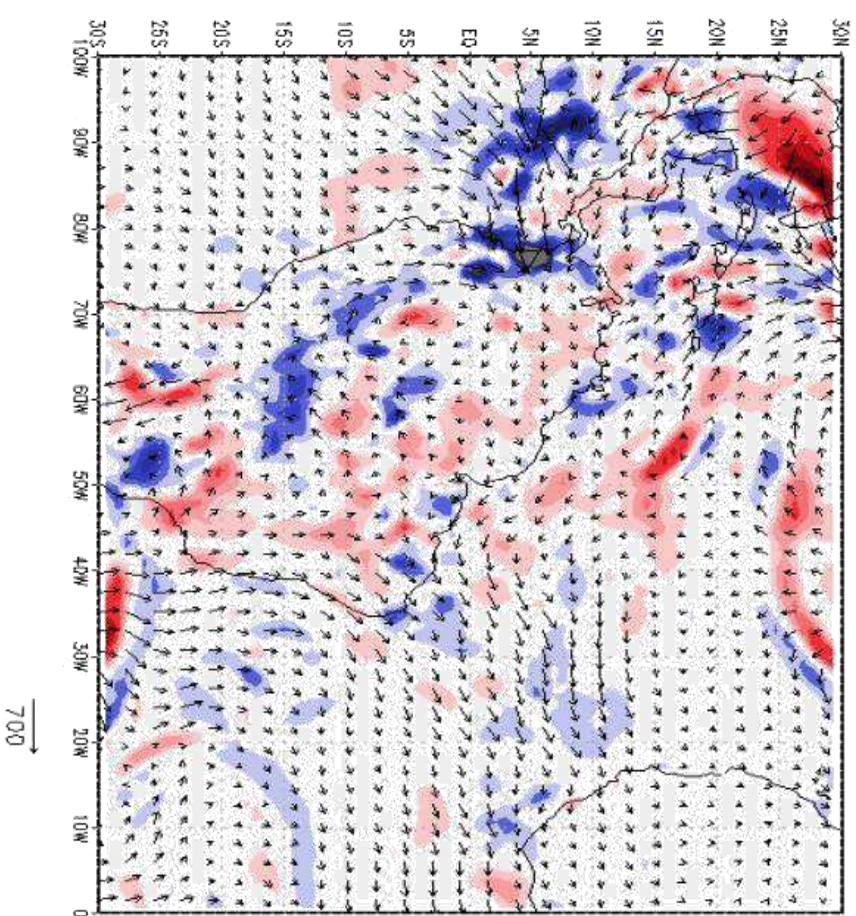


ANOMALIA DIVTRANSUMID 18Z05JAN2014

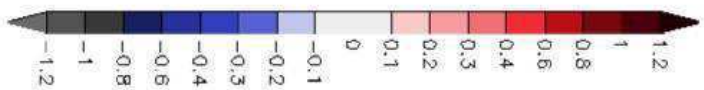
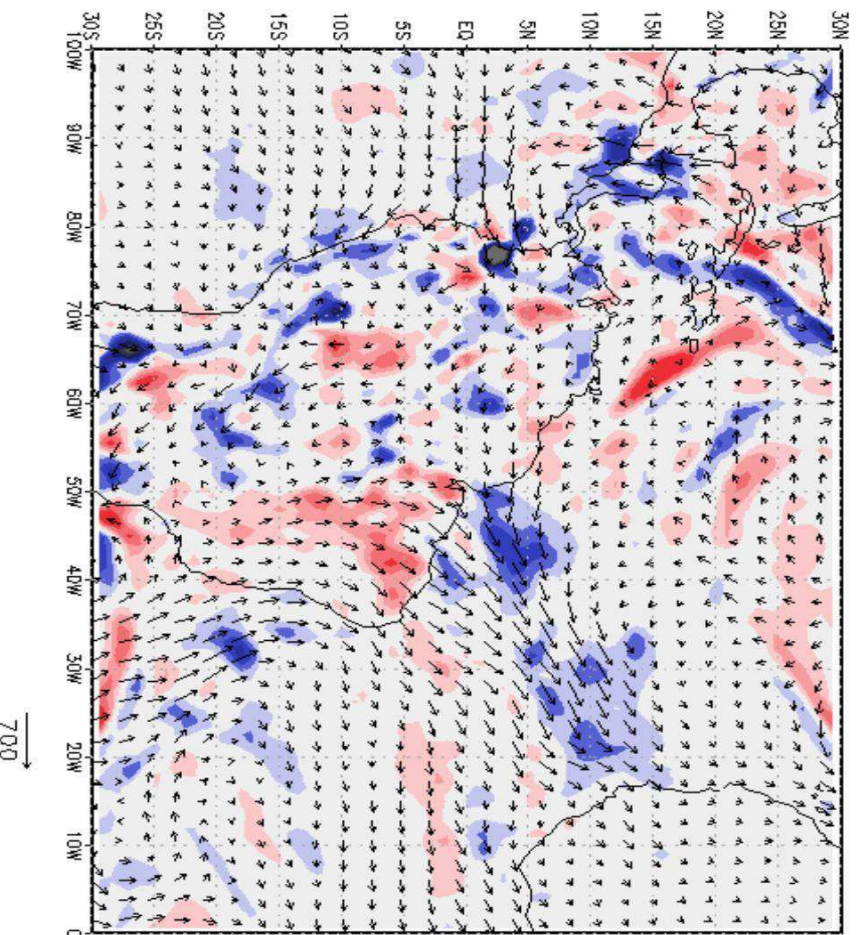




ANOMALIA DIVTRANSUMID 18Z06JAN2014

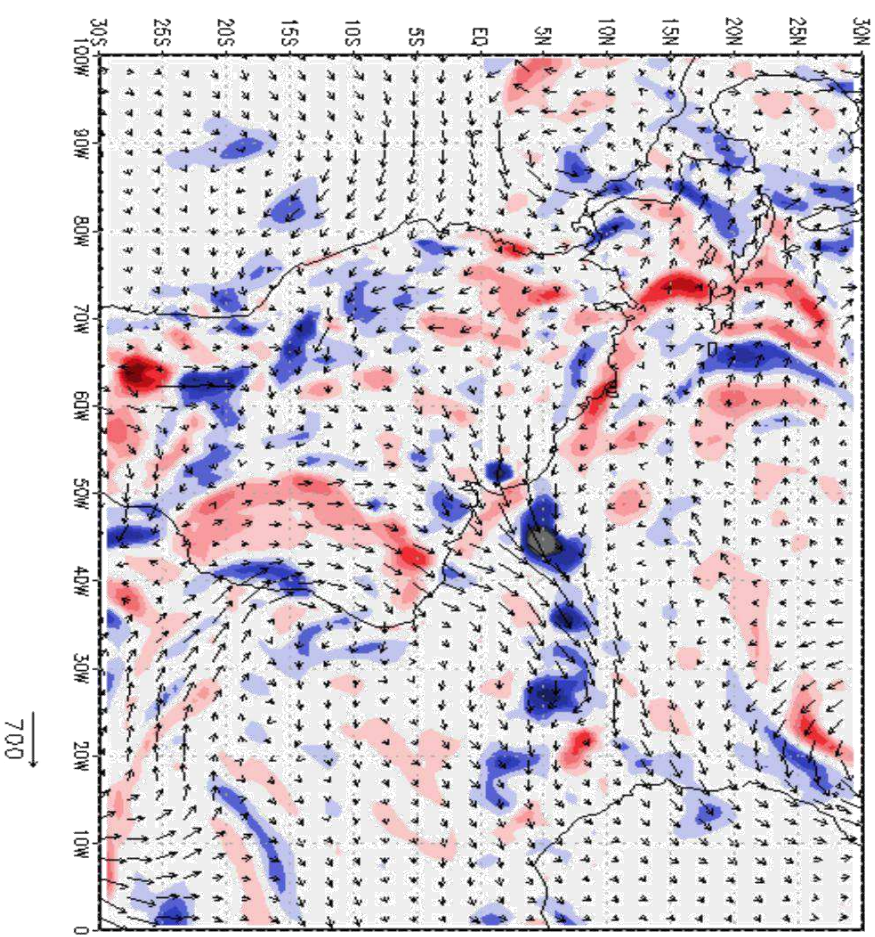


ANOMALIA DIVTRANSUMID 18Z07JAN2014

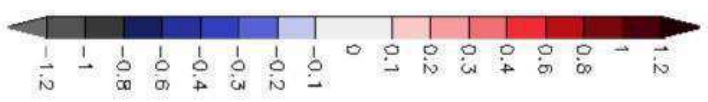
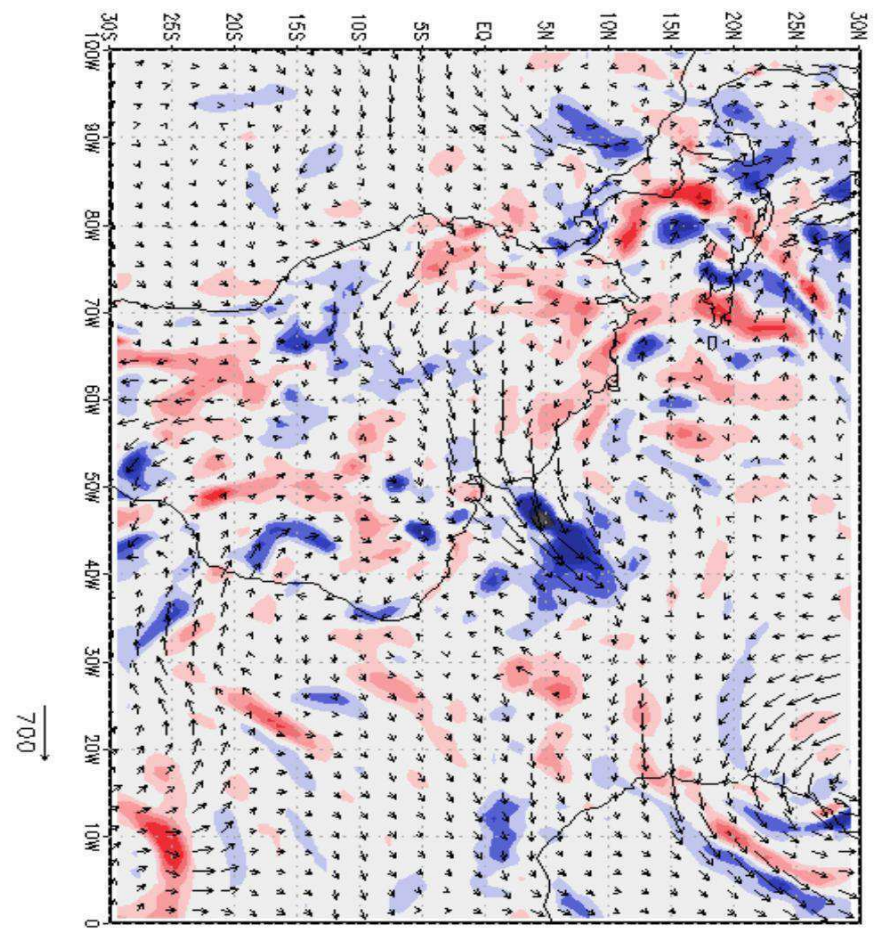




ANOMALIA DIVTRANSUMID 18Z08JAN2014

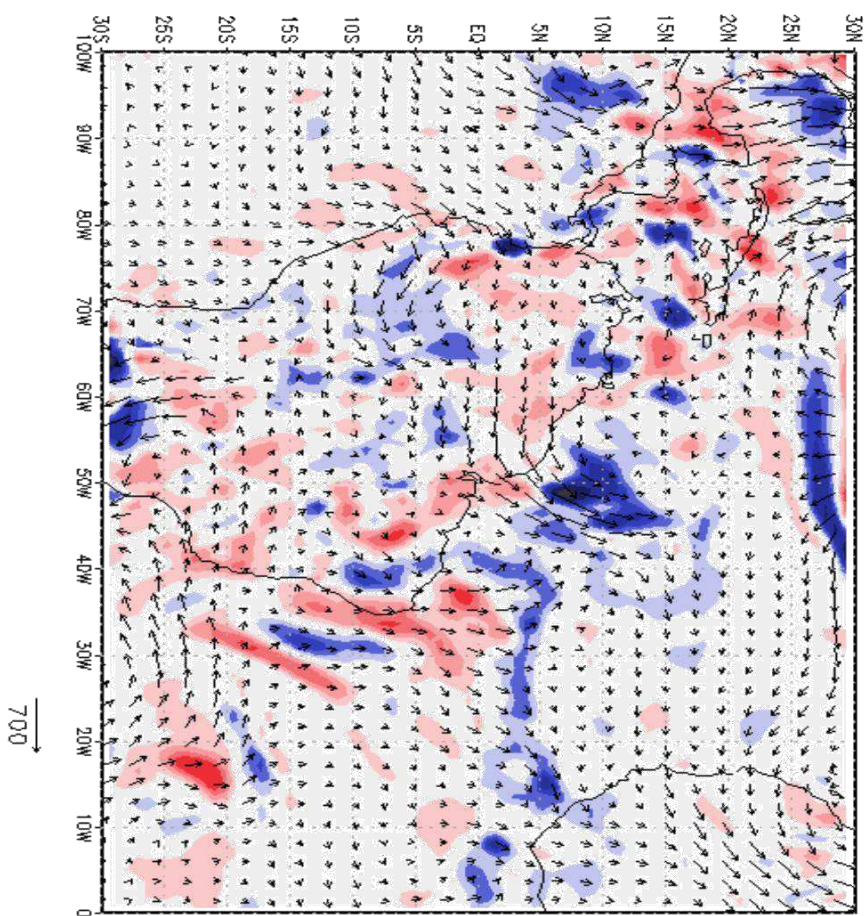


ANOMALIA DIVTRANSUMID 18Z09JAN2014

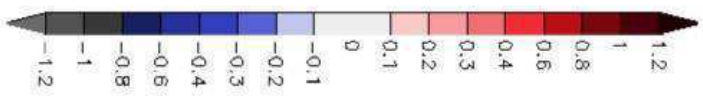
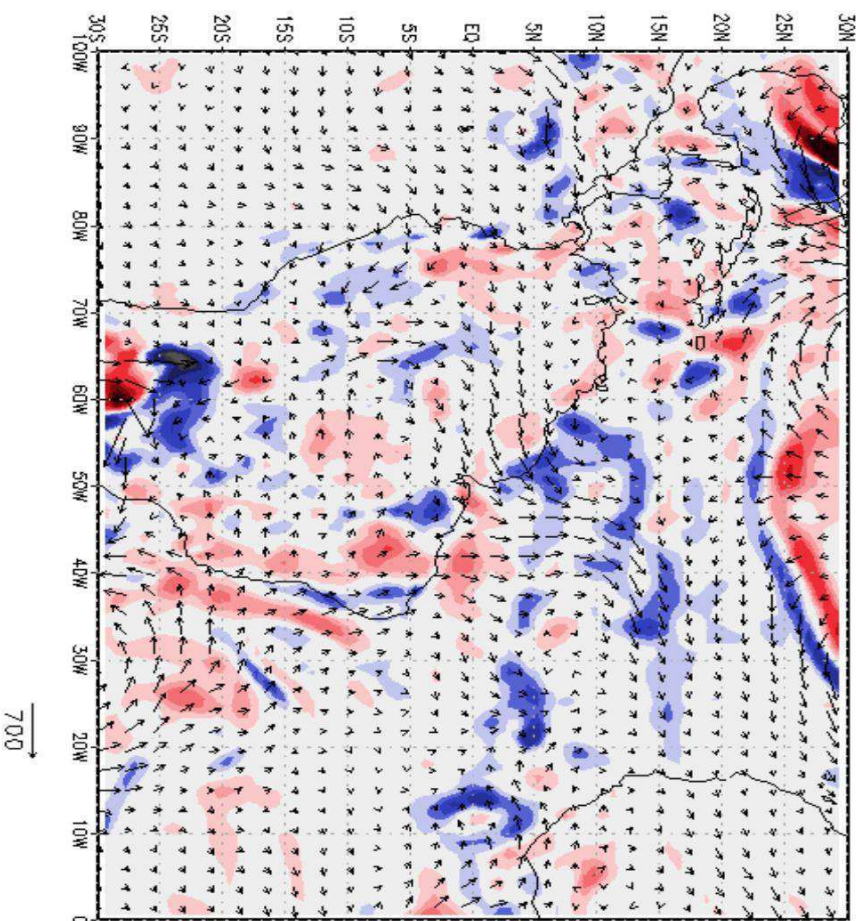




ANOMALIA DIVTRANSUMID 18Z10JAN2014

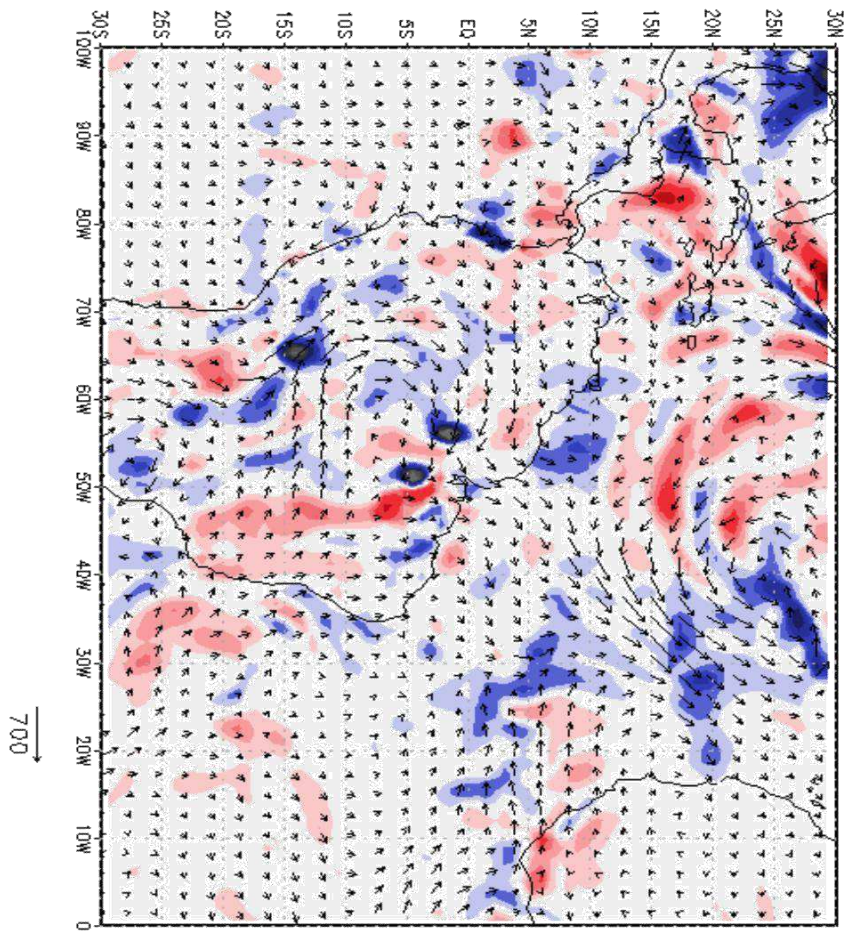


ANOMALIA DIVTRANSUMID 18Z11JAN2014

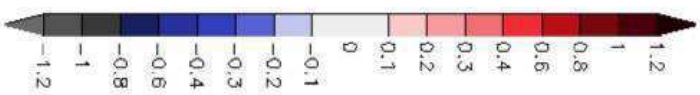
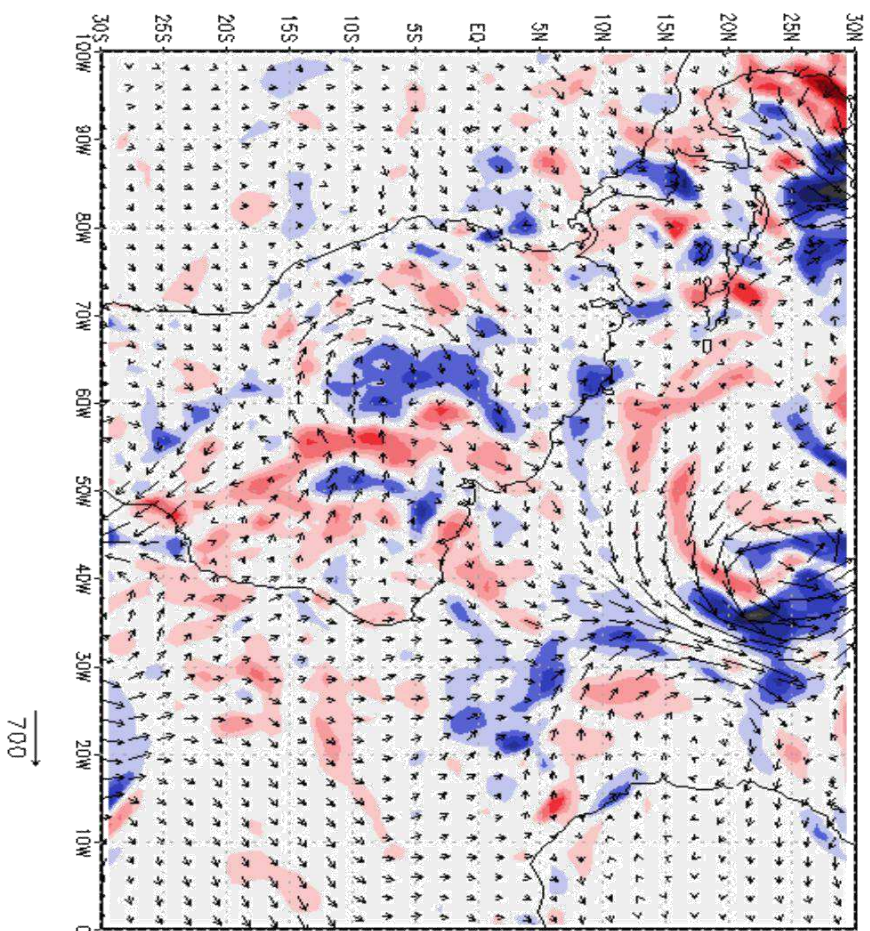




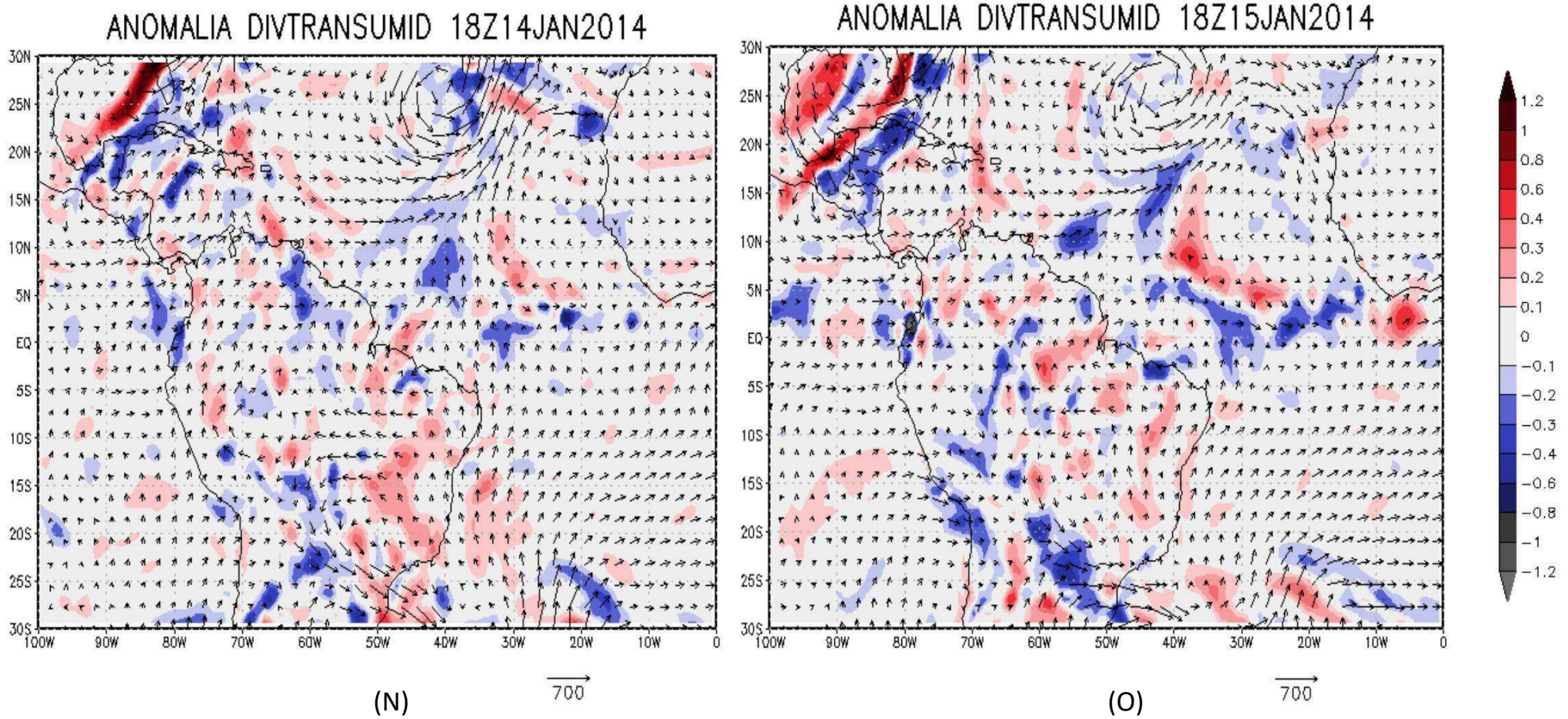
ANOMALIA DIVTRANSUMID 18712JAN2014



ANOMALIA DIVTRANSUMID 18713JAN2014



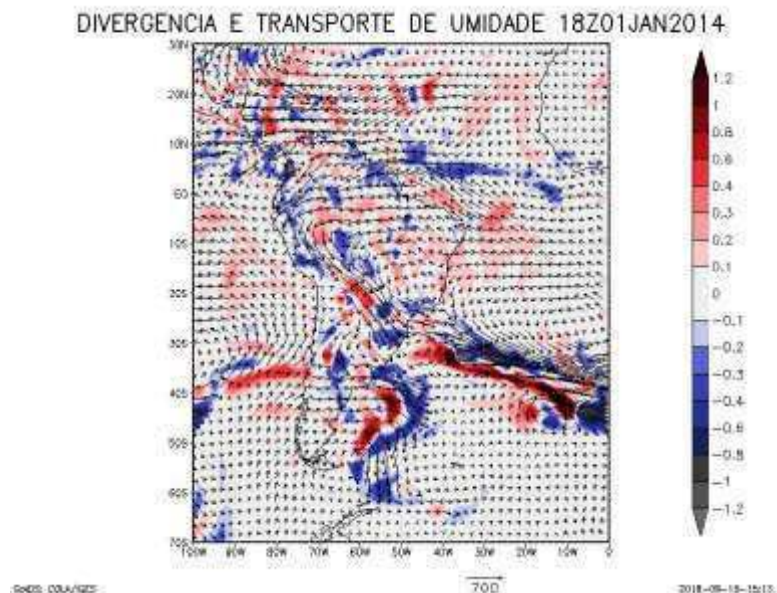




**Figura 32:** Anomalia da divergência e do transporte de umidade integrado na vertical em  $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  e  $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ , respectivamente. Fonte: O próprio autor.

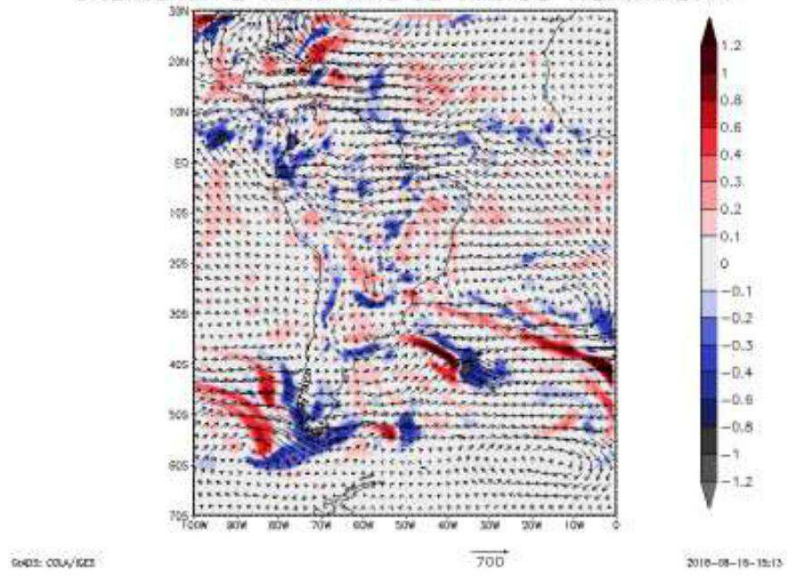
É possível, a partir das imagens de anomalia da divergência e do transporte de umidade integrado na vertical, perceber que mesmo em um episódio de VCAN com pouco precipitação associada, o padrão observado para o episódio de janeiro de 2004 mantém-se para esse caso, na região de atuação do VCAN com latitudes entre  $10^{\circ}$  e  $15^{\circ}$  sul e longitude entre  $35^{\circ}$  e  $40^{\circ}$  oeste, para o dia 18UTC do dia 08 temos um sinal forte de convergência para essa área, com o sinal igualmente forte de divergência para a área imediatamente a oeste do VCAN.

Como foi feito anteriormente para compreender melhor o fenômeno estudado, geraram-se as imagens de campo cheio para a divergência e o transporte de umidade integrado na vertical, com o propósito de conhecer se o desvio observado a partir das imagens de anomalia da divergência e do transporte de umidade integrado na vertical é uma intensificação de algo que já estava ocorrendo, ou apenas uma diminuição da intensidade do transporte que regulamente adentrava em um sentido, convergindo em determinado ponto no interior do continente e que devido a presença do VCAN ouve uma quebra no fluxo de entrada.

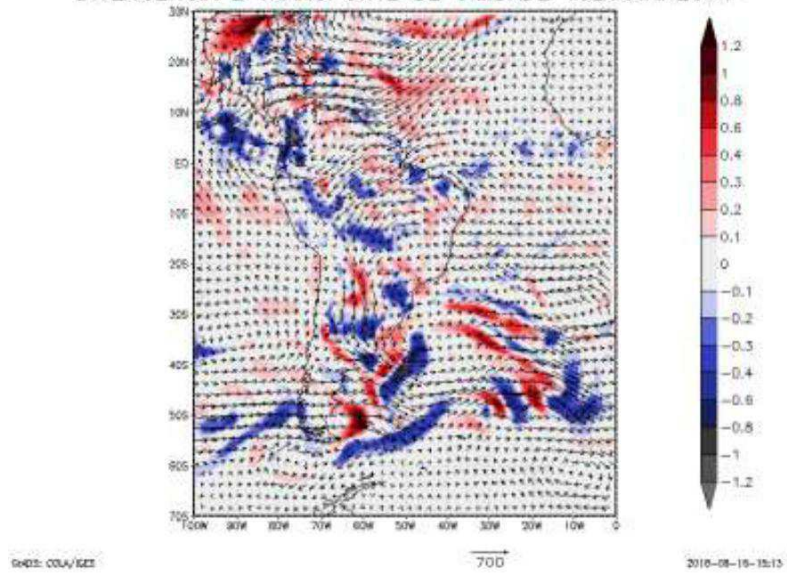




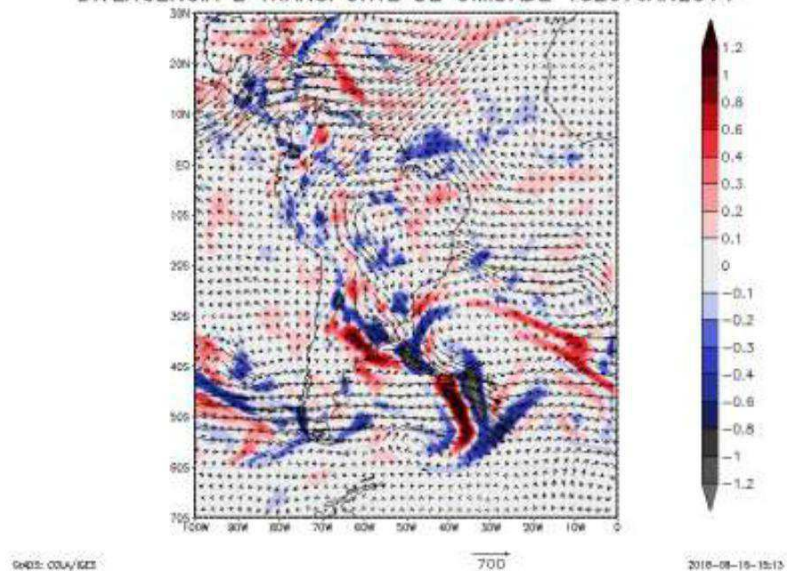
DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z05JAN2014



DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z06JAN2014

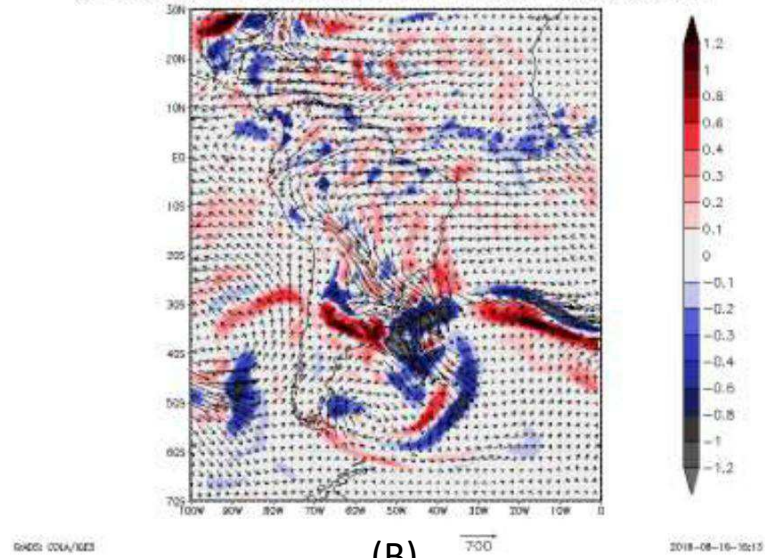


DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z07JAN2014



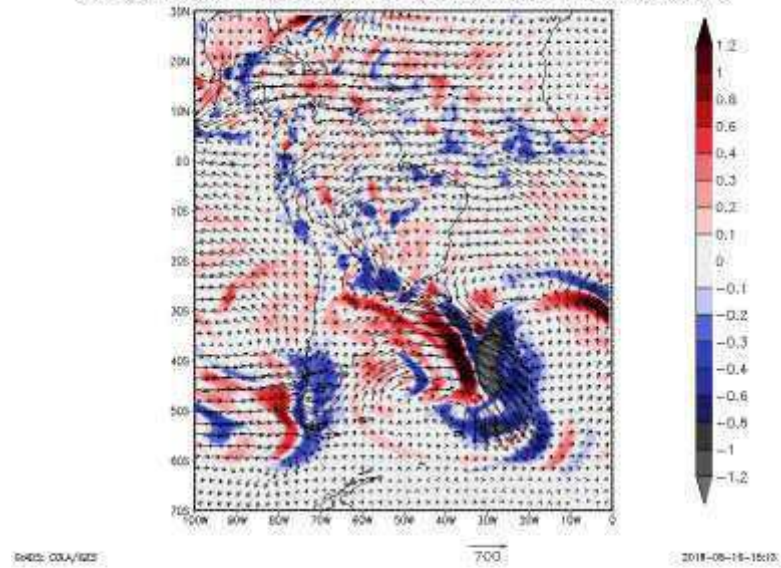


## DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z02JAN2014

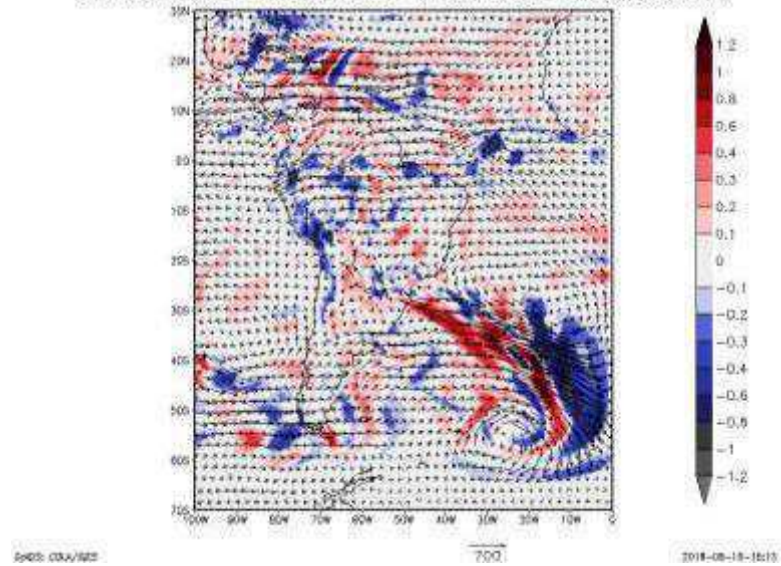


(B)

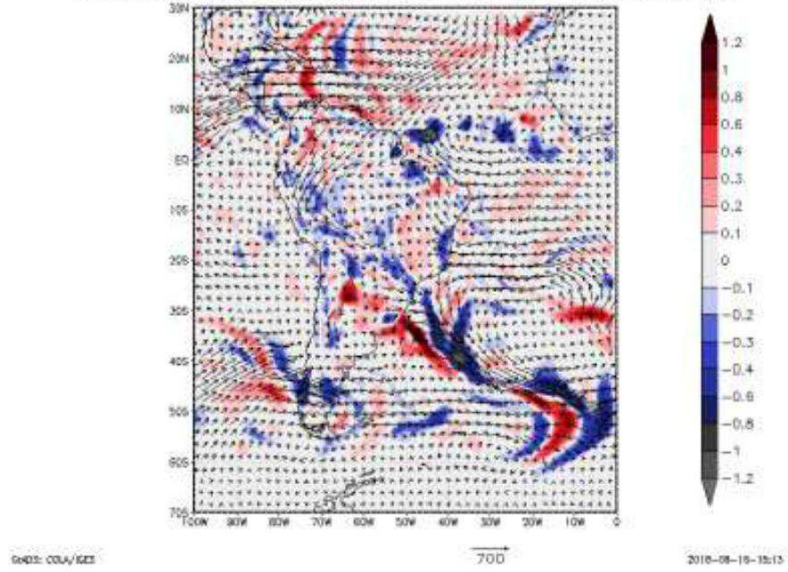
## DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z03JAN2014



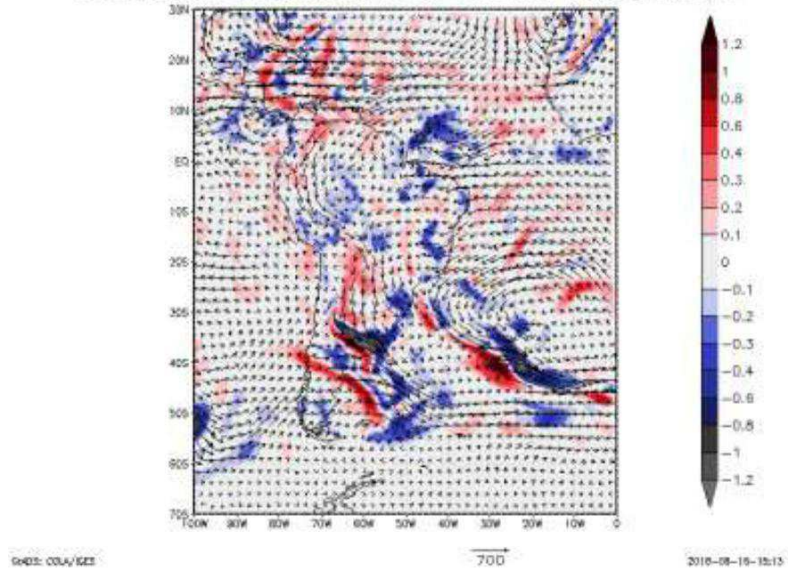
## DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z04JAN2014



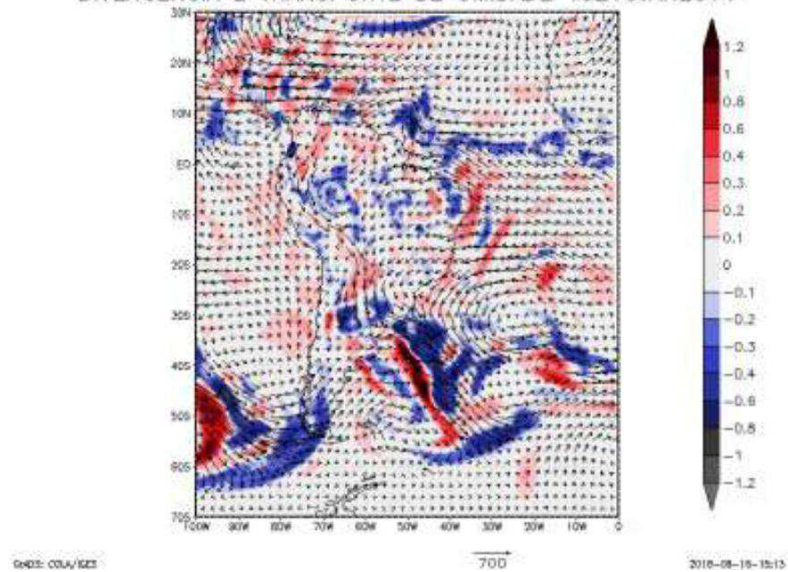
DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z08JAN2014



DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z09JAN2014

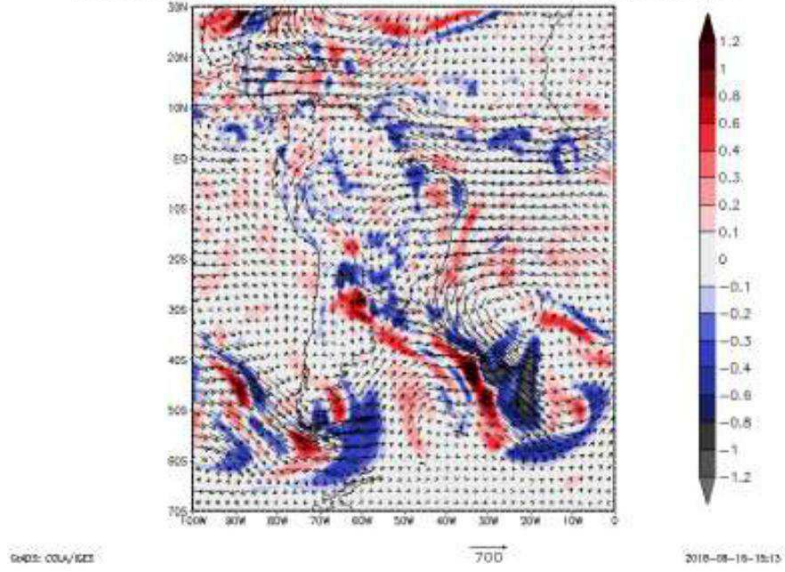


DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z10JAN2014

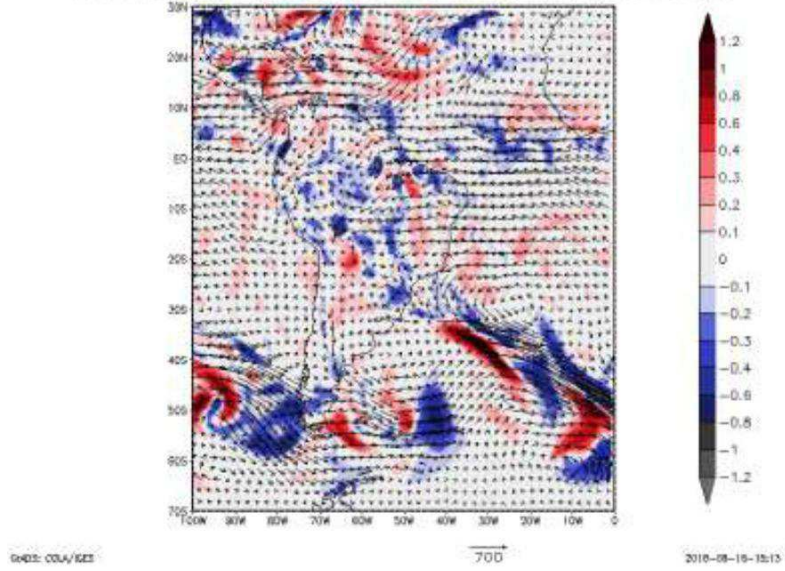




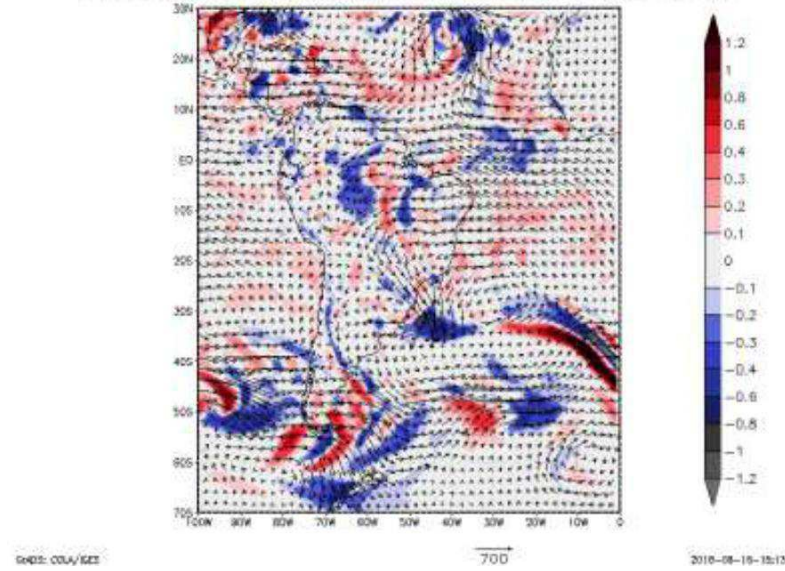
DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z11JAN2014

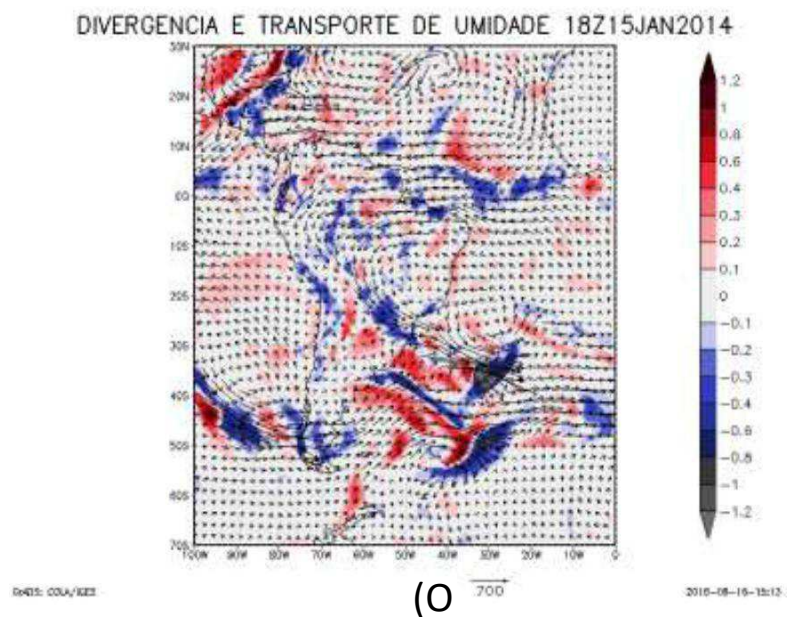
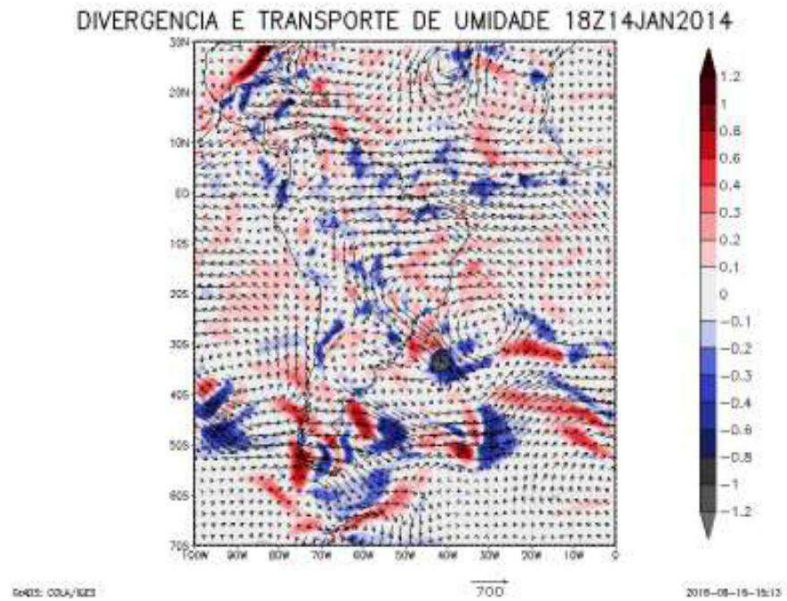


DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z12JAN2014



DIVERGENCIA E TRANSPORTE DE UMIDADE 18Z13JAN2014

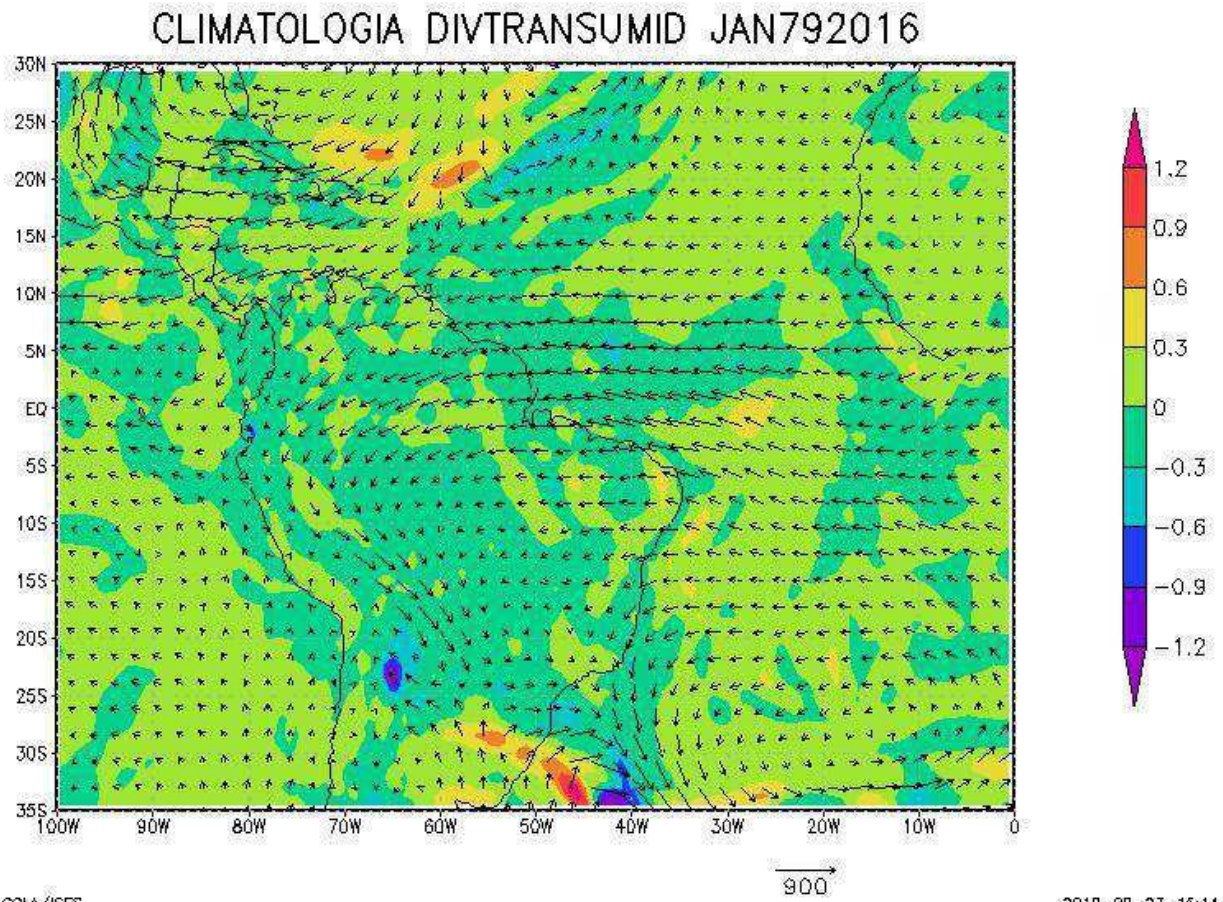




**Figura 33:** Campo cheio do transporte de umidade integrado na vertical e sua divergência em  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  e  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , respectivamente. Fonte: O próprio autor.

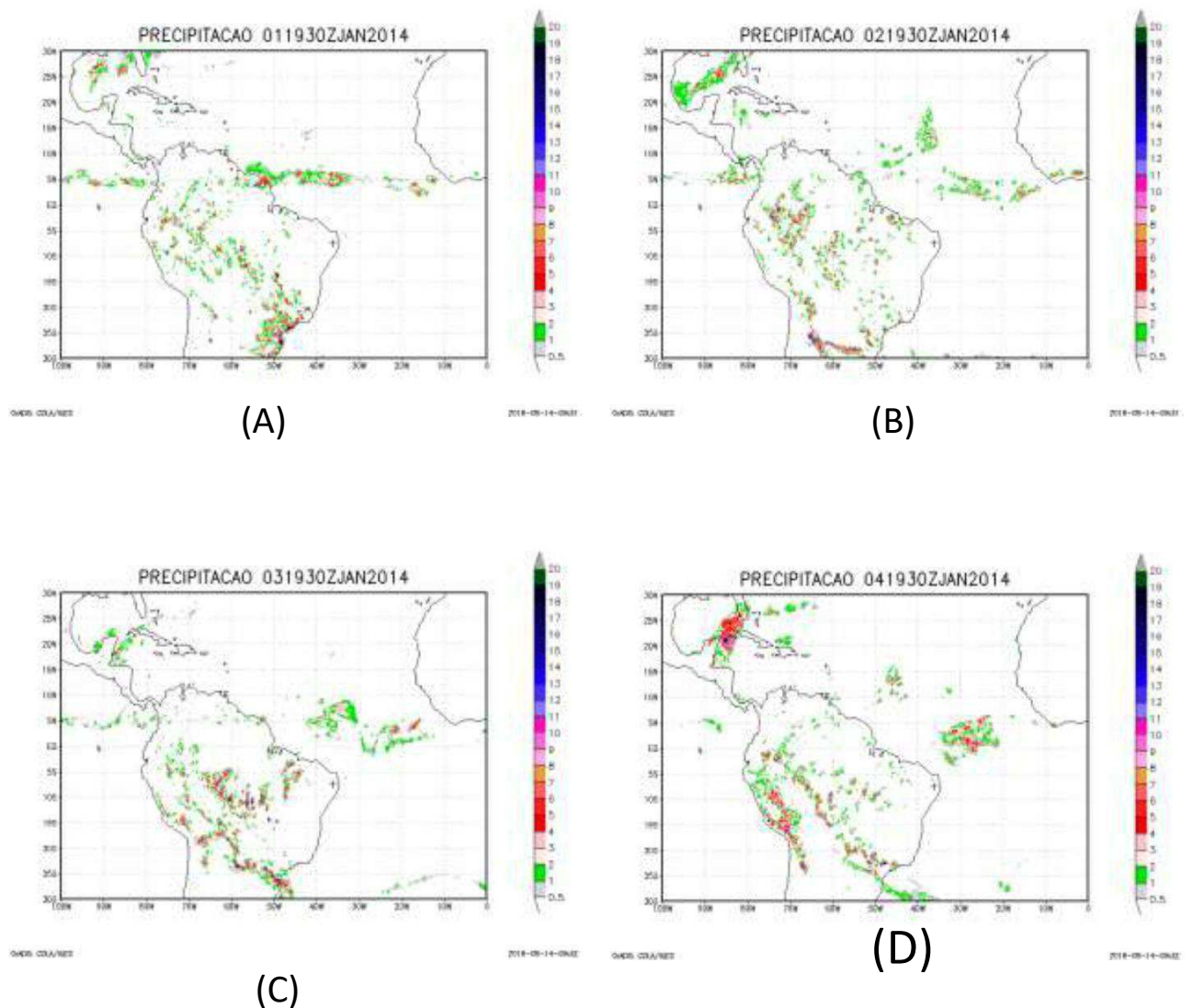
Com a observação das imagens de anomalia da divergência e do transporte de umidade integrado na vertical e das imagens de campo cheio para os mesmos campos, é possível afirmar, assim como no primeiro caso de janeiro de 2004, que a presença do VCAN na região NEB, provoca uma alteração na circulação de escala sinótica, fazendo com que a nebulosidade associada ao VCAN tenha como fonte umidade a alteração no transporte de umidade.



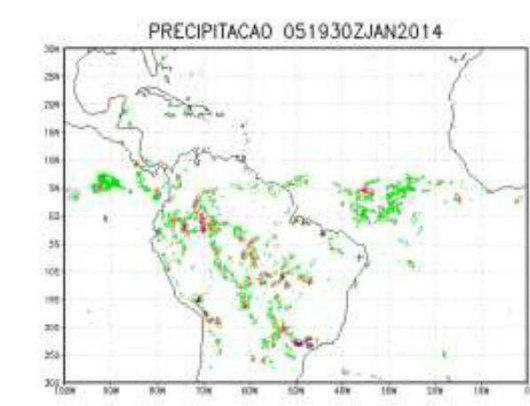


**Figura 37:** Transporte de umidade integrado na vertical e sua divergência (multiplicada por 1000) em  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$  e  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ . Fonte: O próprio autor.

Usando os dados de precipitação do TRMM foram geradas imagens de precipitação para os horários de 0130 e 1930UTC, esses dados estão disponíveis com precipitação acumulado para cada três horas, foram escolhidos os horários mais próximos dos dados de reanálises utilizados, especialmente os horários mais próximos de 00 e 18UTC. Com as imagens de precipitação para esse episódio de VCAN, é possível notar a correlação entre as zonas de estiagem e divergência do transporte de umidade integrado na vertical e as zonas de precipitação com a convergência do transporte de umidade integrado na vertical, especialmente para os dias 07 e 08 no horário de 18UTC, embora seja possível através das imagens plotadas em seguida e já analisadas anteriormente que durante todos os horários a relação permanece, sendo mais intensa na maior parte dos casos, para os horários de 00 e 18UTC.

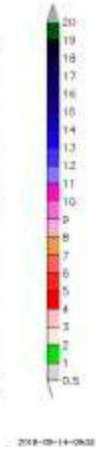




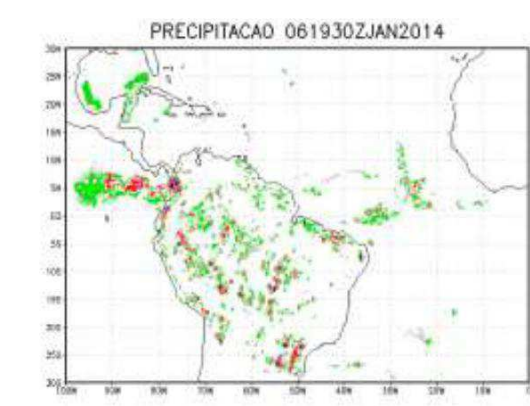


(E)

OWS CRA/NET

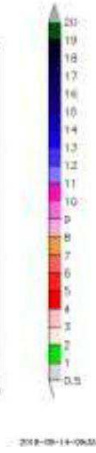


2018-09-14-09:02

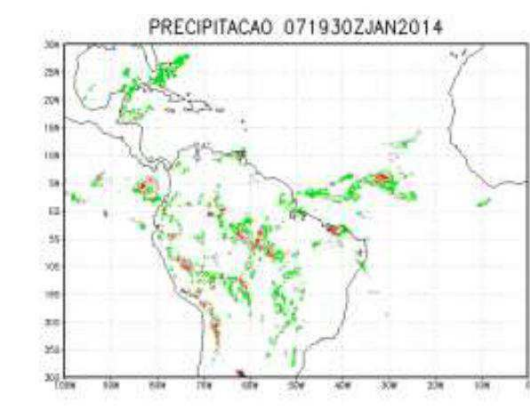


(F)

OWS CRA/NET

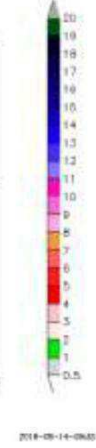


2018-09-14-09:03

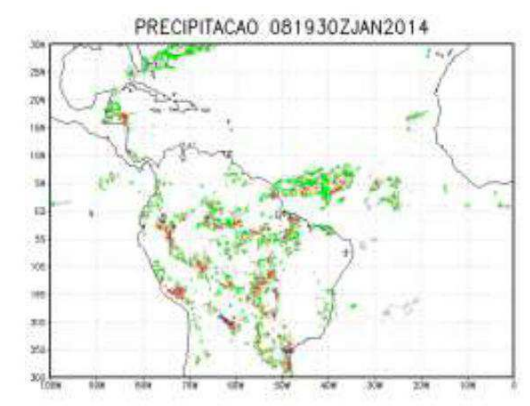


(G)

OWS CRA/NET



2018-09-14-09:03



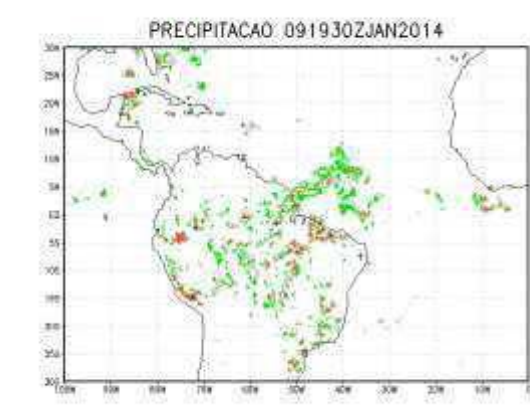
(H)

OWS CRA/NET



2018-09-14-09:04

]

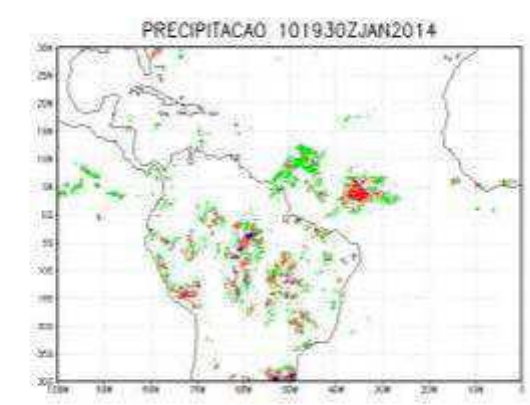


(I)

OWS CRA/NET



2018-09-14-09:04



(J)

OWS CRA/NET



2018-09-14-09:04

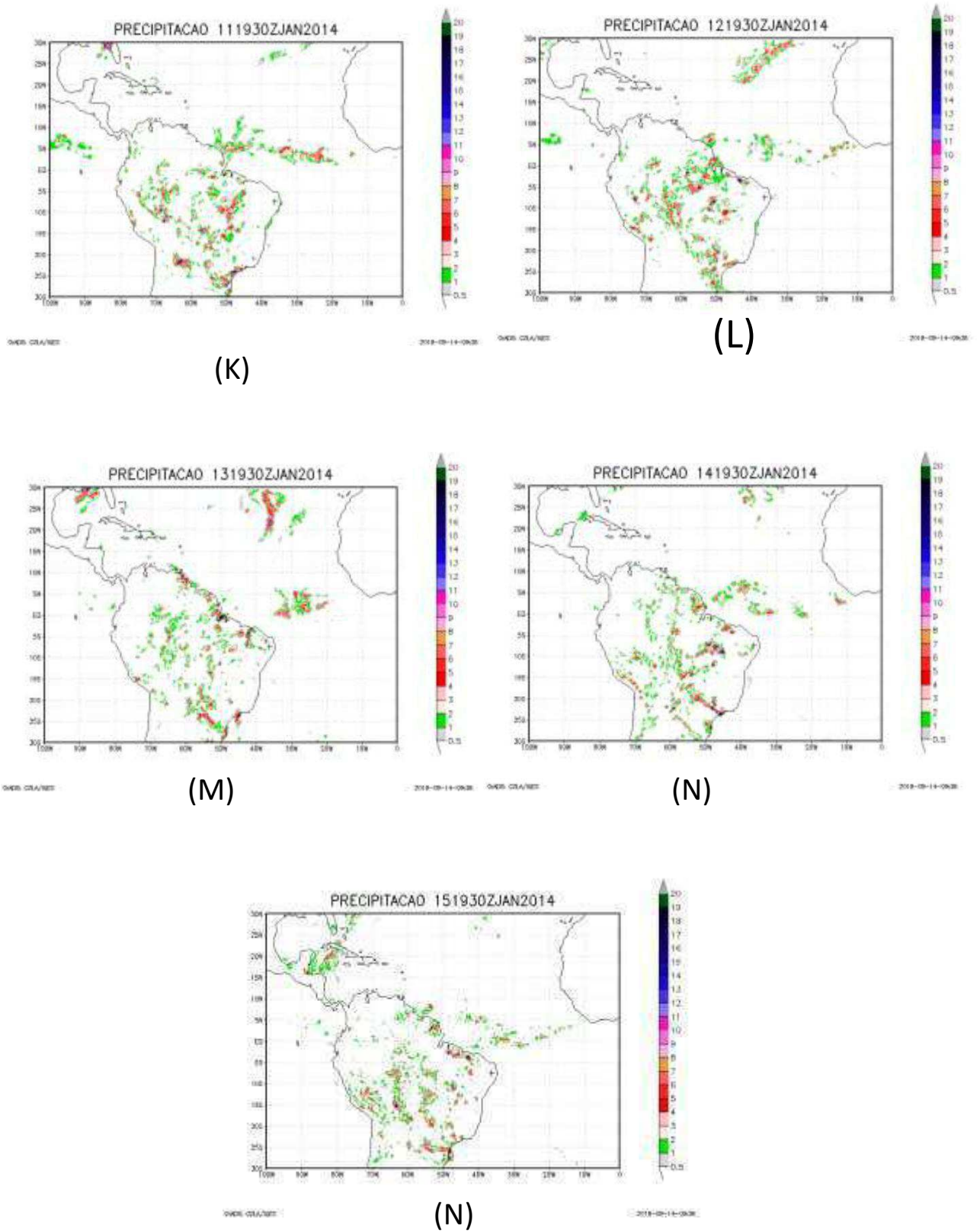
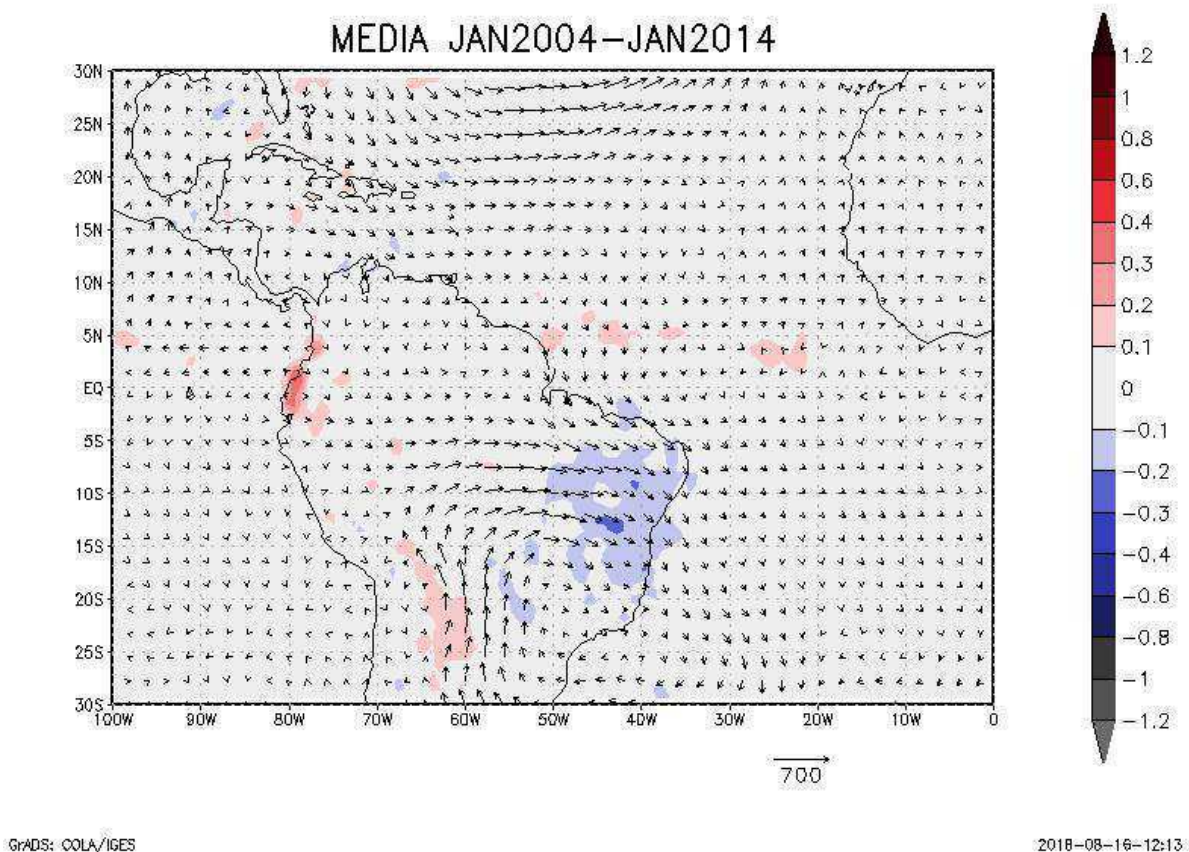


Figura 34: Precipitação em mm/h para as 18UTC dos 01 a 15 de janeiro de 2014. Fonte: TRMM



Através das imagens discutidas até o momento, percebe-se que os casos analisados (janeiro de 2004 e janeiro de 2014) são opostos no que diz respeito à precipitação, mas para compreender como esse comportamento se reflete no transporte de umidade e na sua divergência, tem-se a figura 34, que é a diferença da divergência e do transporte de umidade integrado na vertical entre janeiro de 2004 e janeiro de 2014. Na imagem é perceptível que além desses meses serem distintos no tocante a precipitação, também apresentam diferenças gritantes quanto ao transporte de umidade integrado na vertical e sua divergência, no entanto, vale ressaltar que essa imagem não possui valor físico, uma vez que são períodos sem uma relação direta, serve apenas como comparativo da situação.

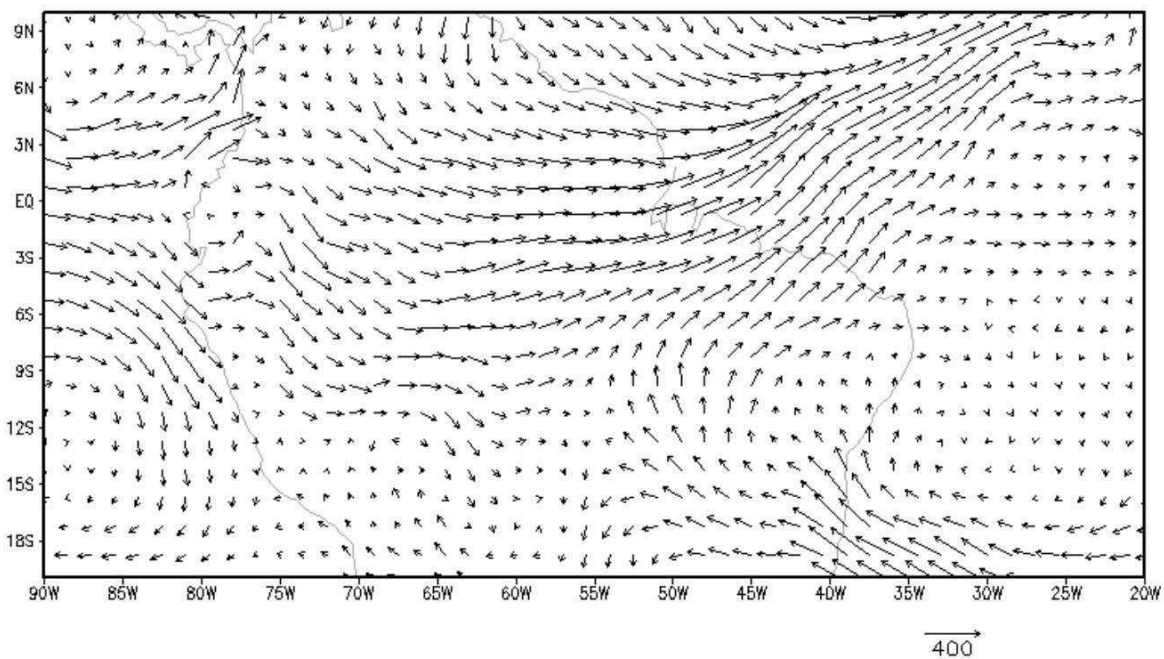


**Figura 35:** Diferença entre o transporte de umidade integrado na vertical e sua divergência para os meses de janeiro de 2004 e janeiro de 2014. Fonte: O próprio autor.

Com objetivo de conhecer o comportamento do transporte de umidade integrado na vertical para uma situação de VCAN em comparação com situações sem VCAN, a figura 35 foi gerada, nota-se olhando a figura

que o escoamento que de forma mais comum vem de leste para oeste e converge sobre a Amazônia, está nos dias de VCAN sendo alterada e passa a escorre de varias direções, principalmente de oeste e de norte para a área do VCAN.

A entrada de umidade do Atlântico para o continente foi menor nos dois dias de intensa convecção no VCAN, apresentando uma anomalia ciclônica no escoamento de umidade. No entanto, vale ressaltar que as anomalias do escoamento sobre a Amazônia são de leste, e no entanto, durante esse período a umidade foi transportada no sentido de oeste para leste, fazendo com que boa parte da umidade que vinha para a Amazônia escape do continente ou que converge sobre a área do VCAN.



GrADS: COLA/IGES

**Figura 36** - Diferença entre a média do escoamento de umidade dos dias 07 e 08 e os dias 16, 17, 18 e 19. Respostivamente, os dias com maior atividade convectiva do VCAN e os dia sem VCAN.



## 6. CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Levando em consideração o que foi apresentado nesse trabalho, foi possível concluir que:

- ❖ O fornecimento de umidade para o VCAN é garantido por uma alteração no padrão da circulação de grande escala sobre o continente.
- ❖ As imagens de satélite mostram a nebulosidade associada ao VCAN, sendo que na área de seu núcleo foi observada uma ausência de nuvens, enquanto que nas áreas de sua borda, a quantidade de nebulosidade é grande em função do processo de transporte de umidade da superfície para os altos níveis.
- ❖ Através das imagens de anomalia do transporte de umidade e sua divergência em comparação com as imagens de precipitação e de satélite, nota-se a presença de convergência do transporte de umidade nas áreas de atuação do VCAN e divergência desse transporte em áreas fora de sua zona de atuação, em especial a oeste e noroeste da posição do VCAN.
- ❖ Com a verificação nos quatro horários é possível verificar que esse comportamento não faz parte de uma relação distinta dentro do ciclo diurno, mas que ocorre durante todo o evento de VCAN, atingindo picos de acordo com ciclo o diurno, mas atuando de forma independente.
- ❖ Comparando as anomalias com as imagens de campo cheio foi possível notar que não se trata de um enfraquecimento no transporte, mas de um desvio no comportamento do transporte de umidade, que em uma situação média adentra o continente e converge em áreas mais no interior da América do Sul, mas que durante a ocorrência do fenômeno, essa umidade advinda do Atlântico converge sobre o NEB.
- ❖ Como sugestão para trabalhos futuros, pode-se pensar em verificar o comportamento termodinâmico desses episódios através do cálculo da fonte aparente de calor ( $Q_1$ ) e do semidouro aparente de umidade ( $Q_2$ ). Além disso, através do uso de ferramentas estatísticas pode-se calcular a correlação entre a convergência - precipitação na área de atuação do VCAN e a divergência – estiagem em áreas externas ao VCAN e comparar dados de simulações numéricas com dados observados. Podem-se ainda buscar formas de quantificar quanto de umidade entra para a área de atuação do VCAN através das diferentes direções e estender o estudo para uma maior quantidade de casos.

## 7. REFERÊNCIAS

- ALVES, J. M. B., FERREIRA, N. S., REPELLI, C. A. **Um estudo diagnóstico das características atmosféricas associadas à atuação de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o Atlântico Tropical Sul.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 11, n. 1-2, p.44-58. 1996.
- ARAGÃO, J. O. R. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil.** 1975. (INPE – 4923 – TDL/017). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1975.
- 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.
- AZEVEDO, P.V., SILVA, B. B. da., RODRIGUES, M.F.G. **Previsão Estatística das Chuvas de Outono no Estado do Ceará.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 13, no. 1, 19-30. 1998.
- Boletim de Monitoramento e Análise Climática – Climanálise - Número Especial, 1986. INPE. São José dos Campos, SP. 125 págs.
- 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.
- CASARIN, D. P. **Um estudo observacional sobre sistemas de bloqueios no hemisfério sul.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 82 p. (INPE -2638-TDL/14).1982.
- 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. 29. n. 01,p. 23 - 25, 2014.



- CLIMANÁLISE: **Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. Cachoeira Paulista- SP: INPE/CPTEC, v. 19. n. 01,p. 24 - 25, 2004.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; Nobre C. **Enviromental conditions associated with amazonian squall lines: A case study**. *Monthly Weather Review*, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.
- COSTA, R. L., SOUZA, E. P. de. SANTOS SILVA, F. D. dos. **Aplicação de uma teoria termodinâmica no estudo de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis sobre o nordeste do Brasil**. *Revista Brasileira de Meteorologia*.V. 19. N° 1. São Paulo, 2014.
- COSTA, S. B. **Balances de vorticidade e energia aplicados aos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis atuantes no Oceano Atlântico Tropical Sul e adjacências**. São Paulo, 2009. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). USP, São Paulo, 2009.
- COUTINHO, M. D. L. **Método objetivo de identificação dos vórtices ciclônicos de altos níveis na região tropical sul: validação e climatologia**. Dissertação de Mestrado, São José dos Campos: INPE; (INPE-15460-TDI/1422), 119p. 2008.
- 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.
- 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.
- FERREIRA, N. J., CORREIA, A. A., RAMÍREZ, M. C. V. **Synoptic scale features of the thopospheric circulation over tropical South America during the WETAMC TRMM/LBA experimete**. *Atmosfera*, p. 13-30. 2004.
- FERREIRA, N.J., CHAN, C.S., SATYAMURTY, P. **Análise dos distúrbios ondulatórios de leste sobre o oceano Atlântico Equatorial Sul**. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 11., 2000, Rio de Janeiro. Anais eletrônicos... 2000. p. 462-466. 1 CD-ROM.
- FERREIRA, R. R. **Aspectos termodinâmicos de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o Nordeste do Brasil**. Campina Grande, 2017. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, 2017.

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.

FOLLAND, C. K., PARKER, D. E.; PALMER, T. N., **Sahel rainfall and worldwide sea temperatures**, 1901–85, *Nature*, 320, 602–607. (1986).

FOLLAND, C. K., COLMAN, A. W., ROWELL, D. P., DAVEY, M. K. **predictability of Brazil rainfall and real – time forecast skill, 1978-89**. *Journal of Climate*, 14(9), 1937-1958, 2001.

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

FRANK, N. L. **The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the tropics**. U. S. Weather Bureau. Southern Region, Technical Memorandum, n. 28, p. 1-6, 1966.

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.

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.

JOHNSON, D. R., SNOOK, J. S. **A quase-langragian analyses of the mass and angular momentum balance of on upper troposphere vortex over eastern Brazil**. In: **FIRST INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY**, 1, 1983, São José dos Campos, Brazil. *Proceedings*. p. 210-14.

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.

Kousky, V. E. **Frontal influences on Northeast Brazil**. *Monthly Weather Review*, v. 107, n. 9 p. 1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E., CAVALCANTI, I. F. A. **Eventos Oscilação Sul - El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação.** Ciência e Cultura, v. 36, n. 11, p. 1888-1889, 1984.

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

LIMA, A. G. **Contribuição de um sistema convectivo de mesoescala para o armazenamento de água na Paraíba. Campina Grande, 2009.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, 2009.

MÉLICE, J. L., SERVAIN, J. **The Tropical Atlantic Meridional SST Gradient Index and its relationships with SOI, NAO and Southern Ocean.** Climate Dynamics, 20(5), 447 – 464, 2003.

MISHRA S. K., RAO, V. B. **The energetics of an upper tropospheric cyclonic vortex over north-east Brazil.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Part A, v. 127(577), p. 2329-2351, 2001.

MISHRA S. K., RAO, V. B., FRANCHITO, S. H. **Genesis of the Northeast Brazil Upper-Tropospheric Cyclonic Vortex: A primitive equation Barotropic instability study.** American Meteorological Society, p. 1-14, Jan. 2007.

MISHRA, V. B., RAO, V. B., GAN, M. A. **Structure and Evolution of the Large-scale Flow and an Embedded Upper-Tropospheric Cyclonic Vortex over Northeast Brazil.** Journal American Meteorological Society. Monthly Weather Review, V. 129, Issue 7 pp. 1673-1688, July, 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.

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

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

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**. *Atmósfera*, v.12, p. 75-88, 1999.

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.

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

RAO, V. B., HADA, K. **Characteristics of rainfall over Brazil: anual variations and connections with the Southern oscilation**. *Theorical and Applied Climatology*, v.42, p. 81-91, 1990.

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

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.

SILVA, L. A. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas**. São José dos

Campos, 2005. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Paulo, 2005.

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

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.

SOUZA, E. B.; NOBRE, P. **Uma revisão sobre o padrão de dipolo no Atlântico tropical.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 13, n. 1, p. 31-44, 1998.

SOUZA, E. B., ALVES, J. M. B., REPELLI, C.A. **Um Complexo Convectivo de Mesoescala Associado à Precipitação Intensa sobre Fortaleza-CE.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 13, n. 2, 01-14. 1998.

UVO, C.R. B., BERNDTSSON, R. **Regionalization and Spatial Properties of Ceará State Rainfall in Northeast Brazil.** J. Geoph. Res., vol. 101, no. D2, 4221-4233. , 1996.

UVO, C. R. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua Relação com a Precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP. 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.