

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

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**

# **METEOROLOGIA**



**TESE DE DOUTORADO**

**Matheus José Arruda Lyra**

**Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis do Nordeste Brasileiro:  
Sua relação com o transporte de umidade da América do Sul  
e sua estrutura termodinâmica**

**Campina Grande, agosto de 2022**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**MATHEUS JOSÉ ARRUDA LYRA**

**VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS DO NORDESTE BRASILEIRO: SUA  
RELAÇÃO COM O TRANSPORTE DE UMIDADE DA AMÉRICA DO SUL E SUA  
ESTRUTURA TERMODINÂMICA**

**Campina Grande**

**2022**

MATHEUS JOSÉ ARRUDA LYRA

VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS DO NORDESTE BRASILEIRO: SUA  
RELAÇÃO COM O TRANSPORTE DE UMIDADE DA AMÉRICA DO SUL E SUA  
ESTRUTURA TERMODINÂMICA

Tese de doutorado apresentada ao colegiado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande, como requisito final à obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

**Área de concentração:** Meteorologia de Meso e Grande Escala

**Sub-área:** Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical

**Orientador:** Prof.<sup>a</sup> Dra. Josefina Moraes Arraut

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

Campina Grande

2022

L992v Lyra, Matheus José Arruda.

Vórtices ciclônicos de altos níveis do Nordeste brasileiro: sua relação com o transporte de umidade da América do Sul e sua estrutura termodinâmica / Matheus José Arruda Lyra. – Campina Grande, 2022.

165 f.: il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2022.

"Orientação: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Josefina Moraes Arraut; Coorientação: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza".

Referências.

1. Meteorologia. 2. VCAN. 4. Transporte de Umidade. 5. Região Tropical. 6. Floresta Amazônica. I. Silva, Madson Tavares. II. Sousa, Francisco Assis Salviano de. III. Título.

CDU 551.5(043)

MATHEUS JOSÉ ARRUDA LYRA

VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS DO NORDESTE BRASILEIRO: SUA  
RELAÇÃO COM O TRANSPORTE DE UMIDADE DA AMÉRICA DO SUL E SUA  
ESTRUTURA TERMODINÂMICA

TESE APROVADA EM 26/08/2022

BANCA EXAMINADORA



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



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



Profa. Dra. MAGALY DE FATIMA CORREIA  
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



Profa. Dra. NATALIA FEDOROVA  
Instituto de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Alagoas



Prof. Dr. TERCIO AMBRIZZI  
Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Universidade de São Paulo

## AGRADECIMENTOS

Agradeço especialmente a minha avó Amara e ao meu tio Paulo, meus anjos da guarda, por sempre me incentivarem e acreditarem no meu potencial. Serei eternamente grato por todos os ensinamentos que pude aprender com vocês, os quais foram mais que essenciais durante toda essa jornada. Gratidão por tudo, saudades eternas.

Agradeço aos meus pais, Marco e Jaqueline, minhas maiores inspirações, por todo apoio, amor e por sempre se fazerem presentes em todos os momentos. Ao meu irmão João Marcos pela amizade e apoio, que mesmo com a grande distância sempre esteve ao meu lado.

Agradeço a todos os meus familiares pelo apoio em todos os momentos e por sempre estarem presentes, torcendo por mim. Às minhas tias, tios, primas e primos, muito obrigado.

Aos meus professores e orientadores Josefina Moraes Arraut e Enio Pereira de Souza, por todos os conhecimentos que foram essenciais para o desenvolvimento deste trabalho. Por toda confiança e aprendizado durante todo este ciclo.

Aos professores e amigos Natalia Fedorova e Vladimir Levit, meus orientadores de graduação e mestrado na UFAL. Sempre serei grato pela confiança e aprendizado no decorrer de todo o meu crescimento científico e profissional.

Ao Hugo Alves e Lucas Carvalho, meus amigos sempre presentes desde o início de nossa jornada acadêmica lá em 2012. Sou honrado por nossa amizade e agradeço pelos bons momentos que pudemos partilhar durante todos esses anos.

Aos professores e funcionários em geral do PPGMET da Universidade Federal de Campina Grande por toda ajuda e contribuições ao longo do curso.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudos.

A todos os meus amigos da UFCG, principalmente ao Hugo Carvalho, Thomás Ferreira, Romero Wanzeler e Edivaldo Serrão pela amizade e toda colaboração no decorrer do desenvolvimento desse trabalho.

A colônia maceioense em Campina Grande: Dimas, Ismael, Pedro e Thayna por todo o apoio e momentos inesquecíveis que foram fundamentais durante todos esses anos, além de toda a emoção em dias de jogos do Galo da praia.

Ao João Pedro, amigo que tive a honra de conhecer no período em que estudávamos na UFAL, sou grato pela amizade e ajuda durante os momentos de necessidade.

Ao meu grupo de amigos, os “OZA”, sempre presentes em todos os momentos. Muito obrigado, meus irmãos.

A todos que contribuíram de maneira direta ou indireta no longo de toda essa caminhada. Obrigado!

“Apenas os perdedores acham que os sonhos são impossíveis. Para nós, os sonhos jamais são impossíveis. Quando acreditamos em um sonho e lutamos por ele, este se torna realidade. Mas para isso você precisa de muita coragem”

*Hyoga de Cisne (Os Cavaleiros do Zodíaco).*

“Mas pra quem tem pensamento forte, o impossível é só uma questão de opinião”

*Charlie Brown Jr.*

## RESUMO

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) são um dos principais sistemas responsáveis pela produção de precipitação na pré-estação chuvosa da região Nordeste do Brasil (NEB). Neste estudo os VCANs são analisados de diferentes formas. Primeiramente, é apresentada uma nova forma de mensurar e comparar a intensidade de precipitação e da convergência do transporte de umidade. Este método é usado para comparar a intensidade dessas grandezas nos vórtices e também em duas áreas de alta precipitação do continente Sul-americano, a Amazônia (AMZ) e a Bacia Hidrográfica do Prata (BHP). O método apresentado pode ser usado para calcular a intensidade média em uma área irregular de qualquer outro campo escalar, permitindo comparações quantitativas. Além desta análise climatológica da intensidade dos VCANs, foram feitos também estudos de caso que possibilitaram avanço na compreensão da sua termodinâmica. Tendo em vista a irregularidade pluviométrica do NEB, a análise do comportamento dos VCANs na distribuição de chuvas na região é de suma importância, pois oferece subsídios para o aprimoramento da previsão de tempo em curto prazo. Foram utilizadas imagens dos satélites *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) 12, 13 e 16 provenientes do banco de dados imagens no portal da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) e do GIBBS Service do *National Center for Environmental Information* (NCEI) nos canais infravermelho e vapor d'água como auxílio na identificação e análise dos eventos. Os dados de reanálise ERA-Interim foram fornecidos pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Esses dados foram processados no software *Open Grid and Analysis Display System* para a plotagem de campos meteorológicos horizontais e verticais com o intuito de observar as condições sinóticas e termodinâmicas dos sistemas. Os dados referentes à precipitação foram obtidos através do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) através do produto 3B42. A análise de 20 anos (1999-2018) indicou que os VCANs provocaram uma alteração no itinerário dos fluxos de umidade oriundos do Oceano atlântico Equatorial, sem alterar a rota de entrada no continente. A entrada de umidade no NEB foi originada do oceano atlântico, entretanto, nos dias de desenvolvimento dos vórtices observou-se escoamento proveniente da AMZ, que transportou umidade no sentido de oeste para leste, fazendo com que parte desta umidade transportada da AMZ e do oceano convergissem sobre a área dos vórtices. No NEB, durante os eventos extremos associados à convecção dos VCANs, houveram registros de maior intensidade na convergência de umidade, chegando a ultrapassar por alguns dias os valores de convergência na AMZ. Isso ocorreu durante a presença de vórtices mais intensos, onde suas periferias oeste estavam fixadas sobre o continente. Nesse contexto, um modelo conceitual do transporte de umidade na América do Sul com acréscimo das informações obtidas ao longo desse estudo foi desenvolvido. Por fim, as análises da estrutura termodinâmica dos VCANs indicaram movimentos ascendentes somente na periferia oeste, a periferia leste foi caracterizada por movimentos descendentes e forte inibição convectiva, possibilitando acréscimo de informações sobre esses sistemas à literatura.

**Palavras-chave:** VCAN, Transporte de umidade, Região tropical, Floresta Amazônica



## ABSTRACT

The Upper-Tropospheric Cyclonic Vortexes (UTCV) are one of the main synoptic systems responsible for rainfall production in the pre-rainy season over Northeastern Brazil (BNE). In this study, the UTCV were analyzed in different ways. First, a new way of measuring and comparing the intensity of precipitation and the convergence of moisture transport is presented. This method is used to compare the intensity of these quantities in the vortexes and in two areas of high precipitation in the South American continent, the Amazon (AMZ) and the La Plata Hydrographic Basin (LPB). The presented method can be used to calculate the average intensity in an irregular area of any other scalar field and is very useful to allow quantitative comparisons. In addition to this climatological analysis of UTCV intensity, case studies were also carried out that made it possible to advance in the understanding of their thermodynamics. Due to the BNE rainfall irregularity, the analysis of the UTCV behavior in the rainfall distribution over the region is of paramount importance, as it offers subsidies for the improvement of the short-term weather forecast. Satellite images of Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) 12, 13 and 16 from the images database from Center for Weather Forecasting and Climate Studies (CPTEC/INPE) and from GIBBS Service of the National Center for Environmental Information (NCEI) in the infrared and water vapor channels were used to help on events analysis and identification. ERA-Interim reanalysis data was provided by the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). These data were processed on Open Grid and Analysis Display System software for the meteorological fields construction, in order to observe the synoptic and thermodynamic conditions of the systems. Precipitation data were obtained from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite through 3B42 product. The 20-year analysis indicated a changing on moisture flows itinerary of from the Equatorial Atlantic Ocean, however, on the days of vortex development, flow from the AMZ was observed, which transported moisture from west to east, causing part of this moisture transported from the AMZ and the ocean to converge on the vortex area. In the BNE, during the extreme events associated with the UTCV convection, there were records of higher intensity in moisture convergence, reaching to exceed the values of AMZ convergence for a few days. This occurred during the presence of more intense vortexes, where their western peripheries were fixed over the continent. In this context, a moisture transport in South America conceptual model with the addition of information obtained during this study was developed. Further analysis shows that the UTCV thermodynamic structure presented upward movements only in the western periphery, the eastern periphery was characterized by descending movements and strong convective inhibition, allowing the addition of information about these systems to the literature.

**Keywords:** UTCV, Moisture transport, Tropical region, Amazon rainforest

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Identificação dos VCANs do tipo Palmer (a) e Palmén (b) através dos campos de linhas de corrente e vorticidade relativa em 200 hPa.....	26
Figura 2 - Distribuição espacial dos centros dos VCANs no NEB para um período de 37 anos (1980-2016).....	27
Figura 3 - Sequência esquemática da formação clássica dos VCANs em 200 hPa no Atlântico Sul.....	28
Figura 4 - Sequência esquemática da formação alta dos VCANs em 200 hPa no Atlântico Sul.....	28
Figura 5 - Sequência esquemática da formação africana I dos VCANs em 200 hPa no Atlântico Sul.....	29
Figura 6 - Sequência esquemática da formação africana II dos VCANs em 200 hPa no Atlântico Sul.....	29
Figura 7 - Estrutura vertical de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis no Atlântico Sul.....	30
Figura 8 - Distribuição de nebulosidade associada a um ciclone estacionário (a) um ciclone com deslocamento para oeste (b).....	31
Figura 9 - Linhas de corrente da climatologia do transporte de umidade integrado na vertical para a atmosfera global entre dezembro-março (1981-2002).....	35
Figura 10 - Mapa da região de estudo.....	37
Figura 11 - Imagens dos satélites GOES-12 para o dia 22 de janeiro de 2004 às 00 UTC (a); GOES-13 para o dia 17 de janeiro de 2016 às 03 UTC (b); GOES-16 para o dia 10 de fevereiro de 2018 às 00 UTC (c), ambas no canal infravermelho.....	39
Figura 12 - Imagens dos satélites GOES-12 para o dia 22 de janeiro de 2004 às 00 UTC (a); GOES-13 para o dia 17 de janeiro de 2016 às 03 UTC (b); GOES-16 para o dia 10 de fevereiro de 2018 às 00 UTC (c), ambas no canal vapor d'água.....	40

Figura 13 - Índice de fluutuabilidade para estimativa do CAPE e CINE.....	44
Figura 14 - Esquemática do transporte de umidade para uma determinada área.....	46
Figura 15 - Aplicação do cálculo da intensidade média em uma área irregular para um campo de transporte de umidade integrado na vertical (1000-300hPa).....	48
Figura 16 - Precipitação acumulada (mm/24h) calculada pelo satélite TRMM.....	50
Figura 17 - Campo de anomalia de precipitação para o mês de janeiro de 2016.....	50
Figura 18 - Distribuição mensal (a) e anual (b) dos VCANs entre 1999 e 2018.....	52
Figura 19 - Campos de anomalia da convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa para os dias 22 de janeiro de 2016 às 00UTC (a); 18 de janeiro de 2004 às 00UTC (b); 02 de janeiro de 2010 às 00UTC (c); 18 de dezembro de 2013 às 00UTC (d); 13 de dezembro de 2013 às 00UTC (e) e 19 de março de 2013 às 00UTC (f).....	53
Figura 20 - Distribuição mensal do total dos VCANs, VCANs de características oceânicas e VCANs anômalos dentro do período de estudo (1999-2018).....	55
Figura 21 - Posição média dos centros dos VCANs identificados para o período de estudo.....	56
Figura 22 - Posição média dos centros dos VCANs que provocaram alteração no fluxo de grande escala na América do Sul durante o período de estudo.....	57
Figura 23 - Médias mensais de convergência do transporte de umidade integrado na vertical e precipitação para as três regiões analisadas entre 1999 e 2018.....	59
Figura 24 - Médias mensais a longo prazo de convergência do transporte de umidade integrado na vertical e precipitação (a); água precipitável (b) para as três regiões analisadas (1988-2018).....	65
Figura 25 - Médias diárias da convergência do transporte de umidade integrado na vertical para as regiões do NEB e AMZ entre 1999 e 2018. As linhas coloridas representam as datas de ocorrência dos VCANs durante o período apresentado.....	68

Figura 26 - Médias diárias de precipitação para as regiões do NEB e AMZ entre 1999 e 2018. As linhas coloridas representam as datas de ocorrência dos VCANs durante o período apresentado.....	75
Figura 27 - Convergência de umidade total associada a todos os VCANs analisados no período de 1999 a 2009 (a) e 2010 a 2018 (b).....	82
Figura 28 - Convergência de umidade média associada a todos os VCANs analisados no período de 1999 a 2009 (a) e 2010 a 2018 (b).....	83
Figura 29 - Médias climatológicas mensais da convergência do transporte de umidade integrado na vertical (1000 a 300 hPa) entre os anos de 1888 e 2018.....	86
Figura 30 - Imagens do satélite GOES-12 no canal IR para os dias 22 (a), 23 (b) e 24 (c) de janeiro de 2004 às 06 UTC.....	89
Figura 31 - Linhas de corrente e vorticidade relativa (300 hPa) para os dias 22 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b); 23 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d); 24 às 00 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2004. Fonte: Autor (2022).....	89
Figura 32 - Campos de convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 22 às 06 UTC (a) e 18U TC (b), 23 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d) e 24 às 06 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2004.....	90
Figura 33 - Anomalias da convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa e suas respectivas caixas virtuais ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 22 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), 23 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d) e 24 às 06 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2004.....	91
Figura 34 - Campos médios diários de precipitação (sombreado), convergência do transporte de umidade integrado na vertical (contornos), direção e magnitude do transporte de umidade (vetores) e linhas de corrente em 300 hPa (cinza) para os dias 22 (a), 23 (b) e 24 (c) de janeiro de 2004.....	93
Figura 35 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC	

(h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 22 de janeiro de 2004. Recorte latitudinal: 11°S.....	95
Figura 36 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 23 de janeiro de 2004. Recorte latitudinal: 12°S.....	96
Figura 37 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 24 de janeiro de 2004. Recorte latitudinal: 13°S.....	97
Figura 38 - Linhas de corrente e vorticidade relativa (300 hPa) nos dias 20 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b); 21 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d); 22 às 00 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2016.....	98
Figura 39 - Imagens do satélite GOES-13 no canal IR para os dias 20 (a), 21 (b) e 22 (c) de janeiro de 2016 às 00UTC.....	99
Figura 40 - Campos de convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 20 às 06UTC (a) e 18UTC (b), 21 às 06UTC (c) e 18UTC (d) e 22 às 06UTC (e) e 18UTC (f) de janeiro de 2016.....	99
Figura 41 - Campos de anomalia da convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa e suas respectivas caixas virtuais ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 20 às 06UTC (a) e 18UTC (b), 21 às 06UTC (c) e 18UTC (d) e 22 às 06UTC (e) e 18UTC (f) de janeiro de 2016.....	101
Figura 42 - Campos médios diários de precipitação (sombreado), convergência do transporte de umidade integrado na vertical (contornos), direção e magnitude do transporte de umidade (vetores) e linhas de corrente em 300 hPa para os dias 20 (a), 21 (b) e 22 (c) de janeiro de 2016.....	102

- Figura 43 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 20 de janeiro de 2016. Recorte latitudinal: 13°S..... 104
- Figura 44 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 21 de janeiro de 2016. Recorte latitudinal: 10°S..... 105
- Figura 45 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 22 de janeiro de 2016. Recorte latitudinal: 10°S..... 106
- Figura 46 - Linhas de corrente e vorticidade relativa (300 hPa) para os dias 08 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b); 09 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d); 10 às 00 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2014..... 107
- Figura 47 - Imagens do satélite GOES-13 no canal IR para os dias 08 (a), 09 (b) e 10 (c) de janeiro de 2014 às 00UTC..... 108
- Figura 48 - Campos de convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 08 às 06UTC (a) e 18UTC (b), 09 às 06UTC (c) e 18UTC (d) e 10 às 06UTC (e) e 18UTC (f) de janeiro de 2014..... 109
- Figura 49 - Campos de anomalia da convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 08 às 06UTC (a) e 18UTC (b), 09 às 06UTC (c), 18UTC (d) e 10 às 06UTC (e) e 18UTC (f) de janeiro de 2014. 110
- Figura 50 - Campos médios diários de precipitação (sombreado), convergência do transporte de umidade integrado na vertical (contornos), direção e magnitude do transporte de

umidade (vetores) e linhas de corrente em 300 hPa (cinza) para os dias 08 (a), 09 (b) e 10 (c) de janeiro de 2014..... 112

Figura 51 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 08 de janeiro de 2014. Recorte latitudinal: 13°S..... 114

Figura 52 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 09 de janeiro de 2014. Recorte latitudinal: 13°S..... 115

Figura 53 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 10 de janeiro de 2014. Recorte latitudinal: 13°S..... 116

Figura 54 - Linhas de corrente e vorticidade relativa (300 hPa) para os dias 20 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b); 21 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d); 22 às 00 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2015..... 117

Figura 55 - Campos de convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 20 às 06UTC (a) e 18UTC (b), 21 às 06UTC (c) e 18UTC (d) e 22 às 06UTC (e) e 18UTC (f) de janeiro de 2015..... 118

Figura 56 - Campos de anomalia da convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 20 às 06UTC (a) e 18UTC (b), 21 às 06UTC (c) e 18UTC (d) e 22 às 06UTC (e) e 18UTC (f) de janeiro de 2015..... 119

Figura 57 - Campos médios diários de precipitação (sombreado), convergência do transporte de umidade integrado na vertical (contornos), direção e magnitude do transporte de

umidade (vetores) e linhas de corrente em 300 hPa (cinza) para os dias 20 (a), 21 (b) e 22 (c) de janeiro de 2015.....	121
Figura 58 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 20 de janeiro de 2015. Recorte latitudinal: 13°S.....	123
Figura 59 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 21 de janeiro de 2015. Recorte latitudinal: 15°S.....	124
Figura 60 - Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 22 de janeiro de 2015. Recorte latitudinal: 15°S.....	125
Figura 61 - Modelo conceitual do transporte de umidade na América do Sul.....	126
Figura 62 - Modelo conceitual do transporte de umidade na América do Sul durante a ocorrência de um VCAN sobre o NEB.....	127



## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 - Informações sobre disponibilidade de dados dos satélites GOES.....	39
Tabela 2 - Valores do índice CAPE.....	43
Tabela 3 - Ocorrência dos VCANs no NEB durante o período de estudo.....	51

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

°C	Graus Célsius
$\theta$	Temperatura potencial
$\theta_e$	Temperatura potencial equivalente
$\omega$	Omega
Mm	Micrômetro
AB	Alta da Bolívia
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
BHP	Bacia Hidrográfica do Prata
BRAMS	<i>Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System</i>
C	Centro
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CINE	<i>Convective Inhibition Energy</i>
COLA	<i>Center for Ocean Land Atmosphere Interaction</i>
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENOS	El Niño Oscilação Sul
g	Aceleração da gravidade
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellites</i>
GrADS	<i>Grid Analysis and Display System</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia

L	Leste
H	Hora(s)
hPa	Hectopascal
HS	Hemisfério Sul
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	Infravermelho
J	Joule
JBN	Jatos de Baixos Níveis
Km	Quilômetro(s)
Km <sup>2</sup>	Quilômetro(s) quadrado(s)
mm	Milímetro
m·s <sup>-1</sup>	Metro por segundo
N	Norte
NCEI	<i>National Center for Environmental Information</i>
NE	Nordeste
NEB	Região Nordeste do Brasil
NO	Noroeste
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
O	Oeste
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMJ	Oscilação Madden-Julian
P	Pressão em superfície
S	Sul
SE	Sudeste
SO	Sudoeste

TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
u	Componente zonal do vento
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i> (Tempo Universal Coordenado)
v	Componente meridional do vento
VCAN	Vórtice Ciclônico em Altos Níveis
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
WV	Vapor d'água
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>22</b>
<b>1.1</b>	<b>Hipótese.....</b>	<b>24</b>
<b>1.2</b>	<b>Objetivos.....</b>	<b>24</b>
1.2.1	Geral.....	24
1.2.2	Específicos.....	24
<b>2</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>25</b>
<b>2.1</b>	<b>Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis.....</b>	<b>25</b>
2.1.1	Origem.....	25
2.1.2	Mecanismos de formação do VCANs.....	27
2.1.3	Estrutura vertical.....	30
2.1.4	Ciclo de vida.....	32
2.1.5	Deslocamento dos VCANs.....	33
2.1.6	Análises termodinâmicas associadas aos VCANs.....	33
<b>2.2</b>	<b>Transporte de umidade na América do Sul.....</b>	<b>34</b>
<b>2.3</b>	<b>Monção da América do Sul.....</b>	<b>36</b>
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>37</b>
<b>3.1</b>	<b>Área e período de estudo.....</b>	<b>37</b>
<b>3.2</b>	<b>Dados e produtos de satélite.....</b>	<b>38</b>
<b>3.3</b>	<b>Dados de reanálise.....</b>	<b>40</b>

<b>3.4</b>	<b>Software Grid Analysis and Display System.....</b>	<b>44</b>
<b>3.5</b>	<b>Campos meteorológicos.....</b>	<b>44</b>
<b>3.6</b>	<b>Transporte de umidade integrado na vertical e convergência do transporte de umidade integrado na vertical.....</b>	<b>45</b>
3.6.1	Balço de umidade na atmosfera.....	46
3.6.2	Cálculo da média de convergência.....	47
<b>3.7</b>	<b>Identificação dos VCANs.....</b>	<b>49</b>
<b>3.8</b>	<b>Dados de precipitação.....</b>	<b>49</b>
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>51</b>
<b>4.1</b>	<b>Ocorrência dos VCANs e sazonalidade.....</b>	<b>51</b>
<b>4.2</b>	<b>Análise dos campos da convergência do transporte de umidade.....</b>	<b>53</b>
<b>4.3</b>	<b>Distribuição espacial.....</b>	<b>56</b>
<b>4.4</b>	<b>Análise das médias mensais de precipitação e convergência do transporte de umidade.....</b>	<b>57</b>
<b>4.5</b>	<b>Análise da convergência do transporte de umidade em diferentes regiões durante a ocorrência dos VCANs.....</b>	<b>66</b>
<b>4.6</b>	<b>Análise da precipitação em diferentes regiões durante a ocorrência dos VCANs.....</b>	<b>74</b>
<b>4.7</b>	<b>Totais e médias de convergência do transporte de umidade dos VCANs analisados.....</b>	<b>81</b>
<b>4.8</b>	<b>Médias mensais de convergência do transporte de umidade integrado na vertical.....</b>	<b>83</b>
<b>4.9</b>	<b>Estudos de caso.....</b>	<b>88</b>

4.9.1	VCAN 47 (JAN 2004).....	88
4.9.2	VCAN 142 (JAN 2016).....	98
4.9.3	VCAN 126 (JAN 2014).....	107
4.9.4	VCAN 137 (JAN 2015).....	117
<b>4.10</b>	<b>Modelo conceitual do transporte de umidade na América do Sul durante a ocorrência de um VCAN.....</b>	<b>126</b>
<b>5</b>	<b>CONSLUSÕES.....</b>	<b>128</b>
<b>5.1</b>	<b>Sugestões para trabalhos futuros.....</b>	<b>129</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>130</b>
	<b>APÊNDICE A.....</b>	<b>141</b>
	<b>APÊNDICE B.....</b>	<b>145</b>
	<b>APÊNDICE C.....</b>	<b>153</b>
	<b>APÊNDICE D.....</b>	<b>156</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) são definidos como sistemas sinóticos que se desenvolvem na alta troposfera e caracterizam-se como uma circulação ciclônica fechada, possuindo um centro mais frio em relação à sua periferia (KOUSKY e GAN, 1981). Os vórtices são grandes produtores de chuva em regiões localizadas sobre a sua periferia, porém pode contribuir para maior escassez de chuva em regiões localizadas sobre seu centro (REBOITA et al., 2017; REIS, 2018). Segundo Gan e Kousky (1986) a maior convergência ocorre no ramo sudoeste dos VCANs, acarretando a intensificação da atividade convectiva na direção do movimento dos vórtices.

A importância dos VCANs para a meteorologia da região Nordeste do Brasil (NEB) motivou vários estudos a seu respeito. Kousky e Gan (1981) propuseram que a formação do VCAN se deve à intensificação da Alta da Bolívia associada ao adentramento de sistemas frontais de origem extratropical. Ramirez et al. (1999) identificaram a origem dos vórtices como resultado da formação de um cavado a norte/noroeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Posteriormente, Paixão e Gandu (2000) também determinaram um outro processo de formação desses vórtices, através da intensificação da convecção na África, fazendo surgir um par de anticiclones em altos níveis que acarretam o aprofundamento de um cavado à oeste.

A pré-estação chuvosa no Nordeste ocorre entre os meses de dezembro e fevereiro, onde o VCAN é um dos principais sistemas responsáveis pela produção de chuvas, em virtude da variabilidade espacial e temporal durante essa época do ano (LIMA, 2009; REPINALDO et al., 2020). Além disso, sua maior frequência ocorre durante o mês de janeiro (KOUSKY e GAN, 1981; RAMIREZ et al., 1999; MORAIS e GAN, 2016; REIS et al., 2021) e são responsáveis por produzir chuvas muito intensas, que por vezes representam quebras entre longos períodos de estiagem. Esta característica tem aspectos positivos e negativos. Tem havido situações, como uma que será abordada neste trabalho, em que um único VCAN foi responsável pelo preenchimento de um reservatório, garantindo abastecimento de água para os municípios atendidos durante anos. Por outro lado, podem causar enchentes em áreas urbanas, causando grandes reveses socioeconômicos (COSTA, 2018).

Além do VCAN, o NEB sofre influência da Zona de Convergência Intertropical (UVO e NOBRE, 1989), que também consiste em um sistema de pré-estação que determina o regime pluviométrico na região. Além deste, as Ondas de leste (YAMAZAKI e RAO, 1977; CHOU, 1990) e Perturbações Ondulatórias dos Alísios (MOLION e BERNARDO, 2000; TORRES e FERREIRA, 2007) influenciam a costa leste da região, com maior frequência entre março e



agosto. Sistemas de mesoescala como as Linhas de instabilidade (SILVA et al., 2011) e Complexos Convectivos de Mesoescala (LYRA et al., 2018; FEDOROVA et al., 2019; LYRA et al., 2020; LYRA et al., 2022) também contribuem para a formação de precipitação por um curto espaço de tempo em setores distintos na região. Além dos sistemas de origem tropical citados acima, o tempo e o clima do NEB também sofrem influência da incursão de sistemas originários em latitudes médias, como as Frentes frias (KOUSKY, 1979; FEDOROVA et al., 2016; LYRA et al., 2019).

O transporte de umidade para a América do Sul (AS) é proveniente do Oceano Atlântico Tropical, em decorrência dos ventos alísios de forma inter-hemisférica, e pelo Atlântico Sul por meio da Alta Subtropical do Atlântico Sul (RAO et al., 1996; MARENGO, 2006). O fluxo de umidade proveniente do Oceano Atlântico Norte adentra na AS através da Bacia Amazônica, e, uma vez sobre a bacia, o escoamento de umidade é intensificado devido ao processo de evapotranspiração (MARENGO, 2005). As precipitações da Floresta Amazônica são decorrentes da convergência do fluxo de umidade nos ventos Alísios do Oceano Atlântico Tropical Norte e Sul (SATYAMURTY e ARRAUT, 2009; SATYAMURTY et al., 2012). Parte dessa umidade fica sobre a bacia amazônica, inclusive compondo o escoamento do Rio Amazonas, e outra parte, após ter interagido com a floresta, é “exportada” para outras regiões mais ao sul (ARRAUT et al., 2012; BRAGA e MOLION, 2018).

Diante da irregularidade de chuvas sobre o NEB, que proporciona grandes contrastes socioeconômicos, analisar o comportamento dos vórtices na distribuição pluviométrica desta região oferece subsídios para o aprimoramento da previsão de tempo de curto a longo prazo. Assim, o presente estudo busca apresentar uma nova forma de quantificar a intensidade média de padrões de convergência de umidade, precipitação e diversas outras variáveis, permitindo melhores comparações quantitativas, tanto das regiões em análise, quanto de sistemas precipitantes. Além de buscar compreender o abastecimento de umidade dos VCANs que se desenvolvem sobre o Nordeste do Brasil, bem como avaliar as características termodinâmicas de suas estruturas verticais.

## 1.1 Hipótese

Este trabalho parte da premissa de que os VCANs que atuam no Nordeste brasileiro possuem relação com o transporte de umidade da América do Sul, uma vez que esses sistemas se situam na rota de entrada dos fluxos de umidade do oceano para o continente.

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Geral

Estudar os VCANs na América do Sul de um ponto de vista climatológico e também por meio de estudos de caso. Os aspectos explorados são a sua intensidade e o padrão espacial da precipitação e da convergência de umidade, e a sua estrutura termodinâmica.

### 1.2.2 Específicos

- Analisar o comportamento da circulação de umidade de grande escala na presença dos vórtices sobre o NEB;
- Comparar os índices de convergência de umidade e precipitação do NEB em relação à outras regiões da América do Sul;
- Avaliar a estrutura vertical dos vórtices através de perfis de diversas grandezas termodinâmicas.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

Os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) são sistemas de escala sinótica que tem como característica principal uma circulação ciclônica fechada com núcleo frio em altos níveis da troposfera e estão geralmente associados a eventos de chuvas intensas (GAN, 1982). Segundo Kousky e Gan (1981) na periferia do VCAN há formação de nuvens causadoras de chuva e no centro há movimentos de subsidência de ar, aumentando a pressão e inibindo a formação de nuvens.

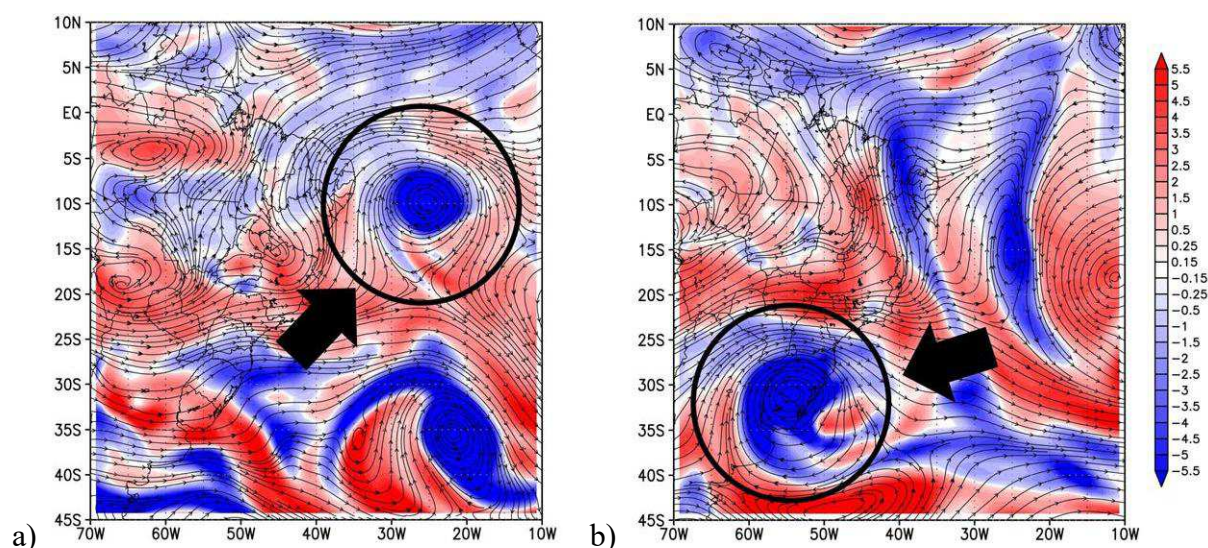
#### 2.1.1 Origem

Os primeiros estudos sobre os VCANs, desenvolvidos para o Hemisfério Norte, foram realizados por Palmén (1949). Este autor observou vórtices que se originavam através de cavados associados a bolsões de ar frio que se desprendiam de sua região fonte. Simpson (1952) observou que as tempestades do tipo “kona” (tempestades de inverno em áreas secas no Hawaii) sobre o Pacífico Leste apresentavam as mesmas características que os vórtices observados por Palmén (1949). Palmer (1951) identificou características similares na região tropical, em alguns casos a circulação dos vórtices de origem tropical foi semelhante aos ciclones desprendidos dos subtropicais, mas com diferente processo de formação, já que não envolveram ar polar em nenhum de seus estágios de vida.

Tomando como base os resultados obtidos por Palmén (1949) e Palmer (1951), Frank (1970) denominou os VCANs conforme a região de formação: os VCANs que se formam nos subtropicais são tipo Palmén e aqueles cuja origem se dá na região tropical são do tipo Palmer. Os VCANs do tipo Palmén se formam durante todo o ano, principalmente durante o solstício de inverno, com origem nos subtropicais (SIMPSON, 1952). Já os de Palmer têm origem tropical e ocorrem na primavera, verão e outono (FRANK, 1970; KOUSKY & GAN, 1981). Na América do Sul, os primeiros indícios destes vórtices ciclônicos, foram detectados nas proximidades do NEB sobre o Atlântico Sul por Dean (1971), Aragão (1975) e Virji (1981). Conforme descrito por Kousky e Gan (1981), sua formação ocorre principalmente durante o verão austral, sendo janeiro o mês de máxima frequência devido ao escoamento da alta troposfera sobre a América do Sul ser anticiclônico.

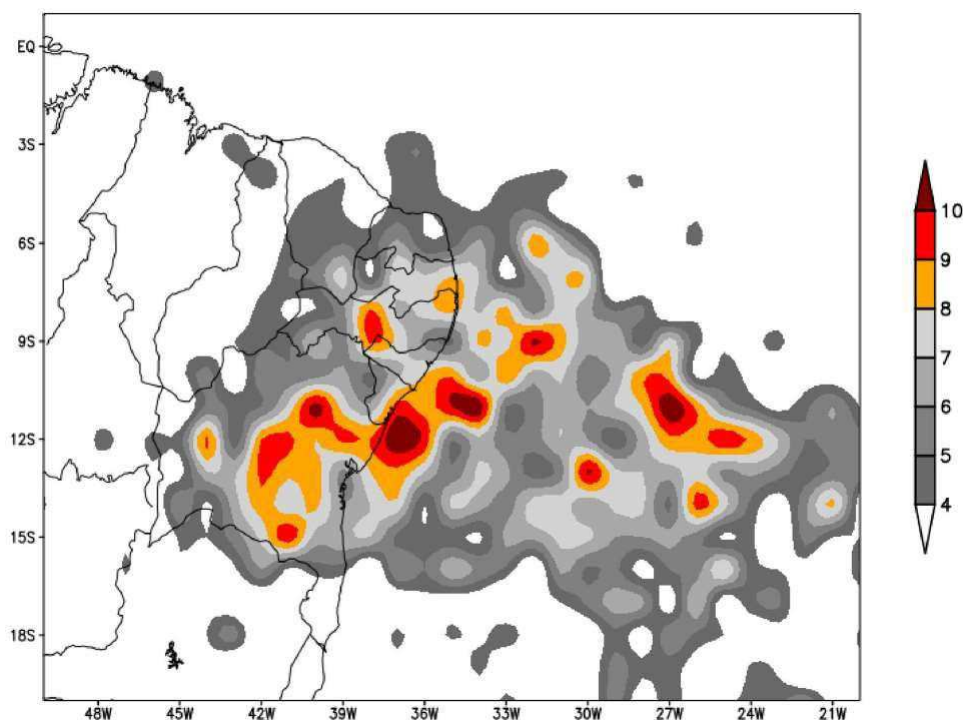
Segundo Reis (2018), na América do Sul os VCANs Palmén ocorrem principalmente

sobre a região Sul do Brasil (Figura 1b), enquanto os VCANs do tipo Palmer são mais constantemente observados sobre o NEB (Figura 1a). Estes vórtices podem se formar sobre regiões oceânicas (faixa tropical do oceano Atlântico Sul) ou sobre o continente (costa leste do Brasil). Todavia, a frequência de formação do VCAN sobre áreas oceânicas é relativamente maior (85%) do que sobre áreas continentais (REPINALDO, 2010 *apud* RAMIREZ, 1996).



**Figura 1.** Identificação dos VCANs do tipo Palmer (a) e Palmén (b) através dos campos de linhas de corrente e vorticidade relativa em 200 hPa. Fonte: Autor (2022).

No NEB, a frequência de formação dos VCANs sobre as áreas oceânicas é bem maior (85%) do que sobre as áreas continentais (RAMIREZ, 1996). Analisando por estações do ano, Ramirez percebeu que na primavera o mês que apresenta maior número de VCAN é setembro, originando-se sobre o continente. Ao passo que no outono, isso ocorre em abril, enquanto no verão o número de VCANs se formando nas regiões continentais é raro. Um estudo realizado por Reis et al. (2021) indicou, que sobre o NEB, as regiões preferenciais de ocorrência de VCANs são, conforme a Figura 2: A região central de Pernambuco; O litoral na divisa entre Pernambuco e Paraíba; litoral norte da Bahia; Região central e sul da Bahia.

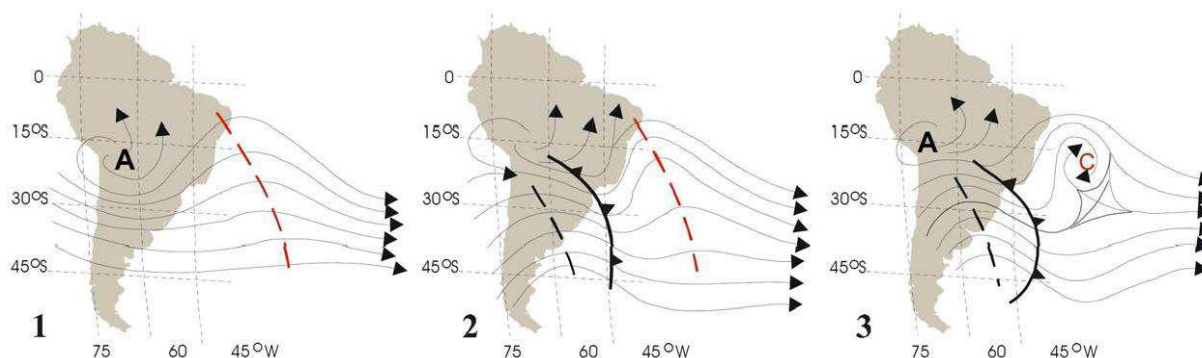


**Figura 2.** Distribuição espacial dos núcleos do VCANs durante a fase de gênese no NEB em um período de 37 anos (1980-2016). Fonte: Reis et al. (2021).

### 2.1.2 Mecanismos de formação do VCAN

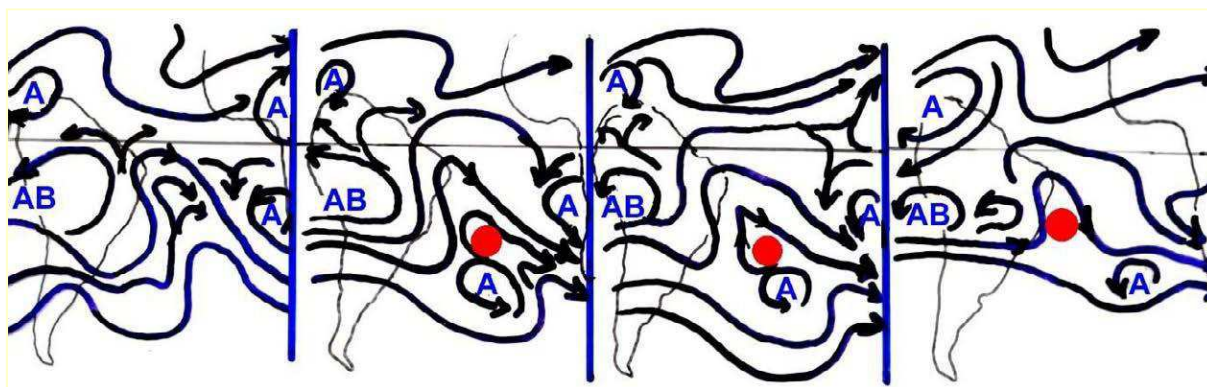
Na literatura, diversos estudos foram desenvolvidos visando compreender os mecanismos que originam os VCANs. Atualmente existem quatro principais modelos conceituais para a gênese dos vórtices no NEB: a Formação Clássica, proposta por Kousky e Gan (1981), a Formação Alta, proposta por Ramirez et al. (1999) e a Formação Africana I e II, descritas por Paixão e Gandu (2000).

**I - Formação Clássica:** De acordo com o mecanismo de formação dos VCANs proposto por Kousky e Gan (1981), os vórtices se formam corrente abaixo da amplificação de uma crista proveniente da Alta da Bolívia. Essa amplificação ocorre devido a uma forte advecção de ar quente em baixos níveis provocada pela entrada de um sistema frontal nos subtropicais. Ainda segundo os autores supracitados, a convecção organizada por uma frente fria contribui para liberação de calor latente, intensificação da crista e consequentemente amplificação do cavado a leste da crista. Os estágios de desenvolvimento deste mecanismo podem ser observados na Figura 3.



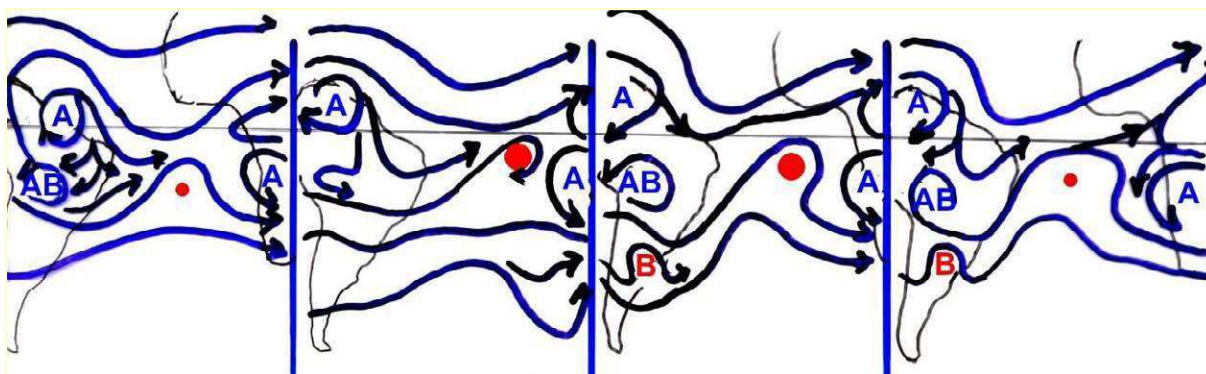
**Figura 3.** Sequência esquemática da formação clássica dos VCANs do NEB em 200 hPa no Atlântico Sul. Fonte: Adaptado de Varejão-Silva (2006).

**II - Formação Alta:** A Formação Alta (Figura 4) deve-se a um sistema de circulação anticiclônica sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul, conhecida como Anticiclone do Atlântico Sul associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A origem do vórtice é resultado da formação de um cavado a norte/noroeste do anticiclone (RAMIREZ et al., 1999)



**Figura 4.** Sequência esquemática da formação alta dos VCANs em 200 hPa no Atlântico Sul. Fonte: Fedorova (2008).

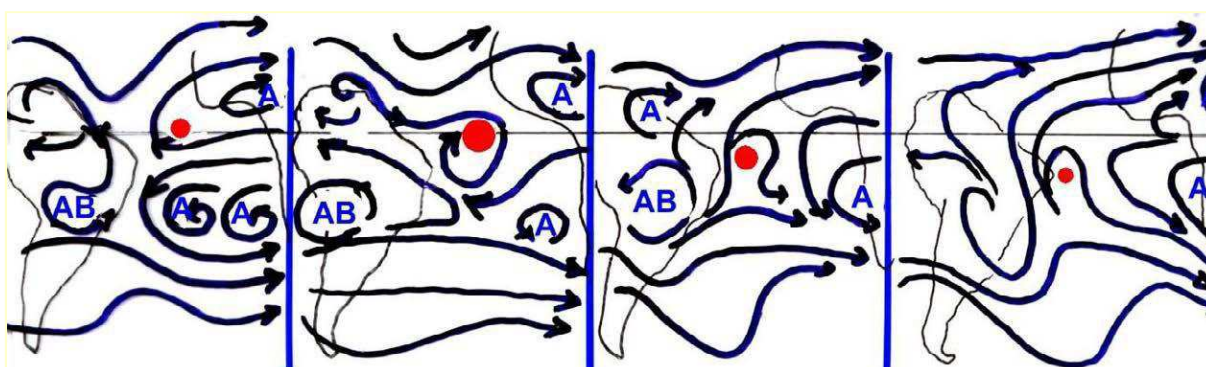
**III - Formação Africana I:** A formação deste tipo de vórtice ocorre devido à intensificação da convecção na África, que faz surgir um par de anticiclones em altos níveis (PAIXÃO e GANDU, 2000). Esses anticiclones aparentemente induzem um aprofundamento do cavado a oeste dos mesmos, sendo formado a sudoeste da bifurcação inter-hemisférica (Figura 5).



**Figura 5.** Sequência esquemática da formação africana I dos VCANs em 200 hPa no Atlântico Sul.

Fonte: Fedorova (2008).

**IV - 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 (Figura 6). Neste caso, atribui-se à formação do vórtice ao deslocamento em altos níveis de um cavado vindo da região sudoeste do Saara (PAIXÃO e GANDU, 2000).



**Figura 6.** Sequência esquemática da formação africana II dos VCANs em 200 hPa no Atlântico Sul.

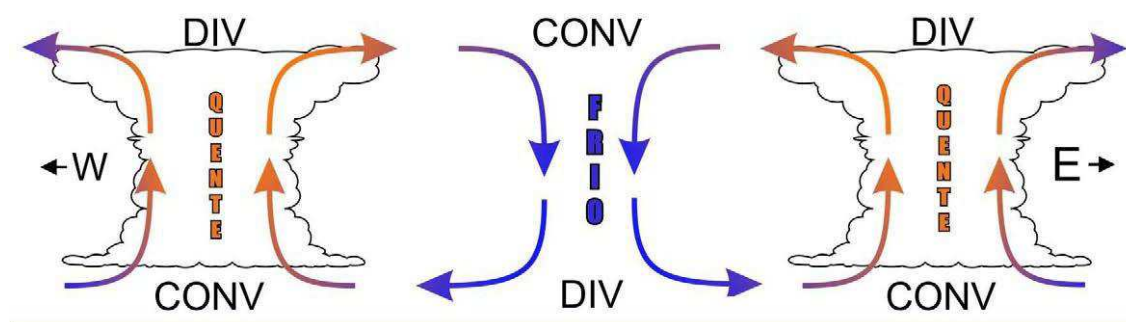
Fonte: Fedorova (2008).

Segundo Paixão e Gandu (2000), em termos percentuais aproximadamente 46% dos vórtices formam-se pelo mecanismo clássico, enquanto, os demais respondem por 54%, sendo 18% para cada um dos três tipos de formação. Outro mecanismo de formação de VCAN no NEB, descrito por Barbosa (2006) seria através de eventos de intrusão onde ocorre a quebra da onda de Rossby que transportam massas de ar dos subtropicais para os trópicos, misturando o ar tropical e subtropical (WAUGH e POLVANI, 2000; WAUGH e FUNATSU, 2003; WAUGH, 2005).

Morais (2016) apresentou resultados simulados no modelo dinâmico *Weather Research and Forecasting* (WRF) a partir das análises do *Global Forecast System* (GFS) para um período de 30 anos, onde observou-se que os vórtices são mais frequentes no nível de 200 hPa, e que, sazonalmente, a profundidade máxima predominante a partir do nível de 200 hPa é de 400 hPa no verão, 300 hPa nos equinócios de primavera/outono e sem profundidade no inverno. O mesmo estudo investigou a influência do aquecimento por condensação oriundo da convecção de nuvens cumulus e da microfísica de nuvens na periferia do VCAN e proximidades durante seu desenvolvimento. Os resultados obtidos mostraram que a redução do acumulado de precipitação e dos gradientes horizontais de temperatura e umidade entre o núcleo e a periferia do vórtice foram os principais efeitos da redução do aquecimento. Em contrapartida, quando a convecção de nuvens cumulus causou essa redução de aquecimento, houve o enfraquecimento do VCAN, a inclinação com a altura foi variável e o campo de vento em 200 hPa foi mais fraco e alterado.

### 2.1.3 Estrutura Vertical

Segundo Kousky e Gan (1981), o VCAN caracteriza-se por um movimento descendente de ar frio e seco no seu centro, e ar quente ascendendo em sua periferia. Este padrão faz parte de uma circulação vertical termalmente direta que transforma energia potencial em energia cinética. Uma seção vertical de um VCAN proposto por Kousky e Gan (1981) é apresentada na Figura 7.

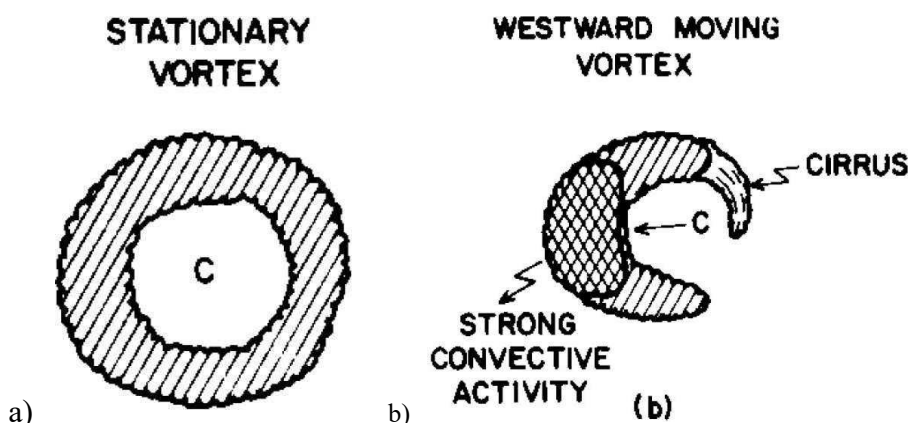


**Figura 7.** Estrutura vertical de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis no Atlântico Sul. Fonte: Leite (2020), adaptado de Kousky e Gan (1981).

Kousky e Gan (1981) relacionaram a conversão de energia potencial em cinética com a manutenção do gradiente térmico horizontal devido às perdas radiativas no centro do sistema e à liberação de calor latente pela formação dos cumulonimbus em sua periferia. Os autores



supracitados ressaltaram ainda que a provável causa de sua dissipação sobre o continente é o aquecimento da superfície (calor sensível) e a formação de nuvens cumulus nas proximidades do seu centro (calor latente). Ainda sobre os mesmos autores, estes definiram que os vórtices são simétricos e estacionários com o padrão de nuvens similar a Figura 8a. A maior atividade convectiva é encontrada na seção oeste do vórtice, como indicado esquematicamente na Figura 8b, que coincide com o local de maior convergência.



**Figura 8.** Distribuição de nebulosidade associada a um ciclone estacionário (a); um ciclone com deslocamento para Oeste (b). Fonte: Kousky e Gan (1981).

Mishra et al. (2001) sugeriram a instabilidade barotrópica do escoamento como um possível mecanismo de formação e manutenção do VCAN. Aqueles autores observaram que a conversão de energia característica da instabilidade barotrópica e da energia cinética do fluxo zonal médio em energia cinética da perturbação, além da conversão de energia potencial disponível da perturbação em energia cinética da perturbação mantém o VCAN. No entanto, esta apresentou predominância com relação à baroclínica. Por fim, foi verificado que a conversão de energia barotrópica ocorreu devido ao transporte de momentum da perturbação para sul (norte) de valores maiores de  $v$  para valores menores.

O padrão de nebulosidade sugerido por Frank (1970) destaca a distribuição de nebulosidade e movimento vertical associados à uma baixa fria não difere dos encontrados nas vizinhanças dos sistemas de altas latitudes, como os ciclones e cavados nos ventos de oeste. 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.

Repinaldo (2010) destacou a importância de verificar a relação entre o VCAN e a Corrente de Jato do NEB (CJNEB), uma vez que podem ser estabelecidas regiões com movimentos ascendentes por grande parte da troposfera, conseqüentemente, gerando disparo de convecção. A CJNEB foi definida como um fluxo de ventos intensos (superiores a 20m/s) em altos níveis na região entre os setores nordeste da AB e sudoeste do VCAN. O referido autor identificou três diferentes padrões de correntes de jato, os quais influenciam na nebulosidade e precipitação associada aos vórtices, são eles: meridional, zonal e transversal.

O padrão meridional foi definido quando o eixo do VCAN tem uma leve inclinação horizontal para oeste posicionado sobre o Atlântico Sul ou sobre a costa do NEB e a corrente de jato subtropical do Hemisfério Norte (CJSHN) geralmente encontra-se enfraquecida. Os movimentos ascendentes estiveram presentes no setor oeste da CJNEB meridional. Para o padrão zonal foram constatados ventos predominantes de oeste, não houve formação da crista associada à AB e o VCAN se posicionou ao sul de 10°S. Assim, os movimentos verticais ascendentes ocuparam a área entre a corrente de jato zonal e a CJSHN. No padrão transversal o vórtice tem inclinação horizontal com orientação SW-NE e a crista associada à AB demonstra uma orientação NW-SE sobre o oceano.

#### 2.1.4 Ciclo de vida

Segundo Ramirez (1997), os VCANs possuem um período médio de vida de aproximadamente 7,1 dias, embora alguns casos possuam um tempo de vida relativamente curto (2 a 4 dias) ou ainda se estenderem por até semanas durante o verão. Segundo Campetella e Possia (2006), os eventos continentais tenderam a apresentar maior tempo de vida (de 4 a 6 dias) na faixa de latitude entre 0° e 20° S. Coutinho (2008) observou que o tempo de vida de um VCAN de origem tropical varia de acordo com as estações do ano, 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).

Os fatores que determinam a duração destes sistemas ainda não são bem compreendidos, entretanto, estudos sobre VCANs subtropicais têm sugerido que os processos diabáticos como a LCL pela convecção próxima ao centro deste sistema contribuam para o decaimento (SAKAMOTO e TAKAHASHI, 2005; GARREAU e FUENZALIDA, 2007).

### 2.1.5 Deslocamento dos VCANs

De acordo com Simpson (1952), o deslocamento dos vórtices do Hemisfério Norte era irregular, e que estes podiam se deslocar tanto para leste como para oeste. Posteriormente, Frank (1966) observou que as trajetórias dos VCANs, apesar de irregulares, seguiam um padrão circular anti-horário, iniciando a trajetória circular sobre o Atlântico Sul nas latitudes subtropicais. Em seu estudo realizado para a região do Oceano Atlântico tropical, Kousky e Gan (1981) identificaram os VCANs que adentravam o continente tinham a trajetória era interrompida devido ao aquecimento da superfície, o que acarretava a dissipação dos sistemas. Segundo Gan (1983) os VCANs têm tendências para deslocarem-se com uma trajetória circular anti-horária, iniciando nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e terminando no Nordeste do Brasil.

Segundo Ramírez (1997), os vórtices podem apresentar dois tipos de deslocamento: regular ou irregular. O VCAN com deslocamento regular é observado na presença do anticiclone em altos níveis e a ZCAS ao sul. Enquanto o deslocamento irregular é causado por cavados de latitudes médias, associados a sistemas frontais e uma bifurcação inter-hemisférica a noroeste da América do Sul.

De acordo com Ramirez et al., (1999), os VCANs que possuem deslocamento predominante de leste para oeste são os mais intensos e existem alguns casos relativamente raros em que se deslocam até o centro do continente, podendo alcançar a parte oeste do continente sul americano. O mesmo autor descreveu que os vórtices são observados com movimentos em ambas as direções e podem ficar estacionários por um período de três a quatro dias.

### 2.1.6 Análises termodinâmicas associadas aos VCANs

Os primeiros estudos termodinâmicos relacionados aos vórtices foram realizados por Silva Dias et al., (1983), onde foram analisados os efeitos de uma fonte de calor sobre a região equatorial da América do Sul durante o verão. Os referidos autores observaram que os vórtices desenvolvidos na vizinhança do NEB resultaram da dispersão das ondas de Rossby, ondas mistas de Rossby e gravidade, resultando na formação dos VCANs devido à amplificação desse cavado.

Alves (2001) investigou a estrutura termodinâmica da atmosfera durante a atuação dos VCANs sobre o Atlântico Sul, além de possíveis diferenças locais na configuração

termodinâmica da atmosfera para o dia de atuação dos vórtices e para o dia de atuação de um cavado de altos níveis. Em resumo, alguns dos resultados encontrados mostraram que o perfil vertical de temperatura potencial, apresentou uma condição associada ao desenvolvimento de atividade convectiva, em particular na borda continental do VCAN. Nessa região, foi evidente a maior concentração de umidade, que de certa forma, favoreceu a maior atividade convectiva observada.

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

O estudo realizado por Ferreira (2017), buscou compreender os mecanismos termodinâmicos de manutenção do VCAN, assim como analisar a energética do sistema através da fonte aparente de calor e sumidouro aparente de umidade através de indicadores termodinâmicos como o CAPE e o CINE. A análise baseou-se em um estudo de caso, onde a referida autora verificou que os valores do CAPE se mostraram altos nas regiões que estavam energeticamente propensas a convecção, e a precipitação ocorrida foi resultado dessa condição atmosférica. Já o comportamento do CINE representou relativamente bem o período de estiagem atmosférica resultante da atuação do centro do VCAN.

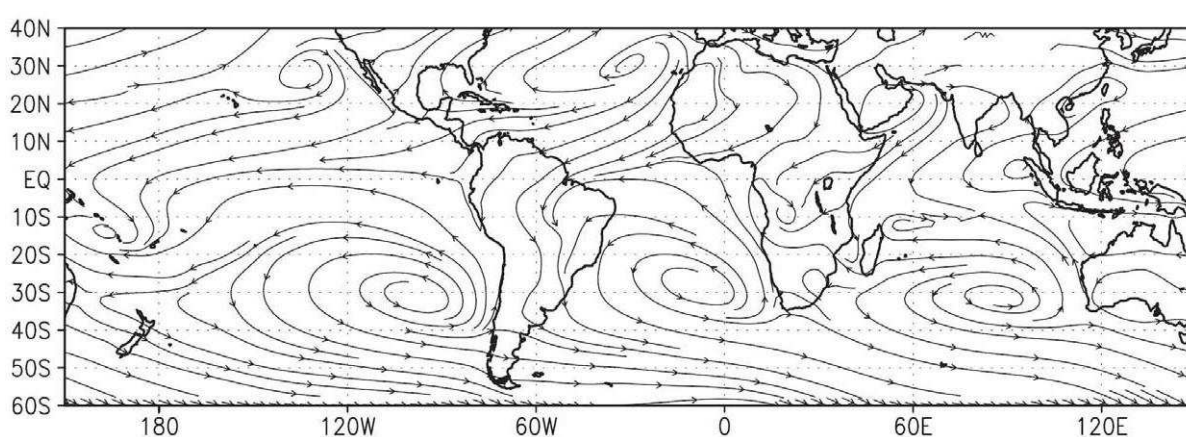
Por fim, Reis et al. (2021) estabeleceu as principais diferenças dinâmicas e termodinâmicas entre regiões da periferia e centro do VCAN no NEB através de 28 anos de dados de reanálises do projeto Era-Interim. A análise de divergência do perfil médio da atmosfera indicou que os VCANs analisados estiveram de acordo com o conceito clássico proposto por Kousky e Gan (1981), enquanto nos altos níveis foi observada divergência na periferia e convergência no centro enquanto em baixos níveis o comportamento foi o oposto.

## **2.2 Transporte de umidade na América do Sul**

Barry e Chorley (2013) relatam que a atmosfera transporta umidade nos planos horizontal

e vertical, onde uma parcela dessa umidade é oriunda do transporte líquido dos oceanos para o continente. A umidade também deve ser transportada no sentido meridional (sul-norte) para manter o balanço de umidade necessário em uma determinada latitude, ou seja, evaporação menos precipitação resultando no transporte horizontal líquido de umidade para uma coluna de ar.

A Amazônia é uma das regiões mais úmidas do planeta. A vegetação da região, floresta tropical amazônica, e a precipitação interagem harmoniosamente (Salati et al., 1979). No entanto, a precipitação nessa região não é uniforme espacialmente (Satyamurty et al., 1998) e temporalmente (Figuerola e Nobre, 1990, Satyamurty et al., 1998 e Marengo et al., 2004). Grande parte da precipitação local e regional sobre a Amazônia deve-se à convergência de umidade transportada do oceano Atlântico Norte e Sul que são as principais fontes de umidade local. Staal et al. (2018) estimou que cerca de um terço da precipitação na Amazônia é originada dentro da sua própria bacia, através da evapotranspiração. A Floresta Amazônica devolve à atmosfera, via evapotranspiração, grande quantidade de umidade que recebe por meio de precipitação (VERA et al., 2006; ARRAUT et al., 2012; MARENGO et al., 2012). Essa mesma umidade é transportada da Amazônia que alimenta a precipitação das regiões subtropicais descritas entre 20°S e 30°S, (SATYAMURTY e ARRAUT, 2009). O fluxo de umidade proveniente do Hemisfério Norte geralmente não vai além das latitudes tropicais do sul. A única exceção ocorre na América do Sul (Figura 9), onde o fluxo do Atlântico Norte gira como um movimento anticiclônico sobre a Amazônia e segue para o sul, até aproximadamente 40°S (ARRAUT e SATYAMURTY, 2009).



**Figura 9.** Linhas de corrente da climatologia do transporte de umidade integrado na vertical para a atmosfera global entre dezembro-março (1981-2002). Fonte: Arraut e Satyamurty (2009).

O transporte de umidade para a América do Sul é proveniente do Oceano Atlântico Tropical, em decorrência dos ventos alísios de forma inter-hemisférica, e pelo Atlântico Sul por

meio da Alta Subtropical do Atlântico Sul (RAO et al. 1996; MARENGO, 2006). O fluxo de umidade proveniente do Oceano Atlântico Norte adentra na AS através da Bacia Amazônia, e, uma vez sobre a bacia, o escoamento de umidade é intensificado devido ao processo de evapotranspiração (MARENGO, 2005). Quando o fluxo de umidade chega à parte leste dos Andes, o escoamento converge e desacelera na medida em que atravessa a bacia e, já menos intenso, gira anticiclonicamente nas proximidades da Cordilheira dos Andes, seguindo para a região Sul do Brasil e Norte da Argentina. Esses ventos formam um fluxo a leste da Cordilheira dos Andes, que transporta umidade em baixos níveis para latitudes subtropicais e médias. Esse escoamento é conhecido como Jato de Baixos Níveis (JBN), o qual é parcialmente responsável pelo transporte de umidade da Bacia Amazônica e da Alta do Atlântico Sul para as regiões das planícies da América do Sul, através de um corredor de ventos intensos no lado leste do Andes que canaliza a umidade (MARENGO, 2004 *apud* BRAGA, 2016).

### 2.3 Monção da América do Sul

A circulação de monção é um dos principais sistemas atmosféricos de grande escala que atua na faixa tropical, onde é possível verificar uma notável reversão da direção dos ventos dominantes em baixos níveis durante a fase de transição entre a estação de inverno e de verão (GAN et al., 2016). A característica dominante dos grandes sistemas de monção é de uma região onde o ciclo anual apresenta duas fases distintas, como uma estação com pouca chuva e outra estação com muita chuva, devido ao contraste térmico entre o continente e os oceanos adjacentes (WEBSTER et al., 1998; TYAGI et al., 2012; GAN et al., 2016).

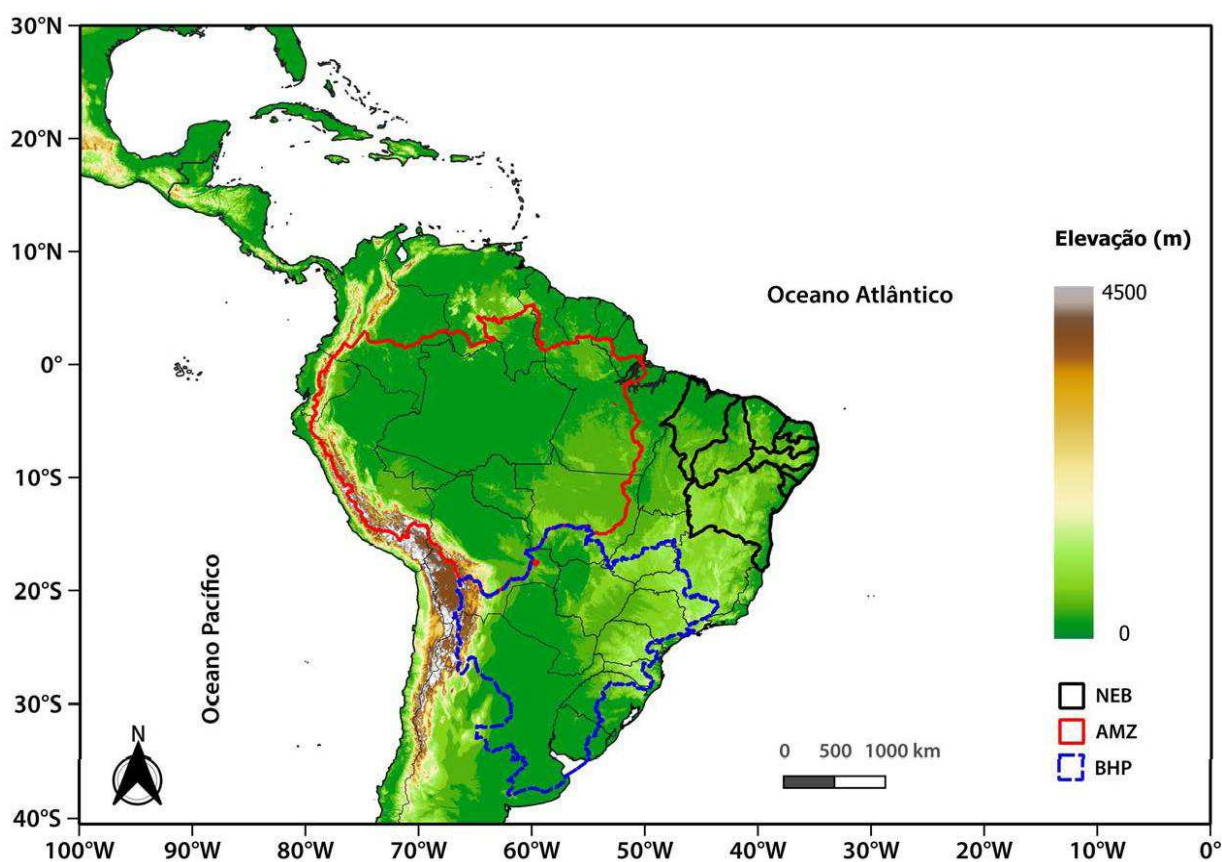
Na América do Sul, o Sistema de Monção desenvolve-se sobre uma grande extensão continental cortada pelo equador incluindo a Amazônia e a grande área seca no Altiplano, com a Cordilheira dos Andes a oeste bloqueando efetivamente as trocas de ar com o oceano Pacífico e, ao mesmo tempo, fazendo com que umidade abundante seja transportada do oceano Atlântico, a qual mantém intensa precipitação sobre as regiões central e sudeste do Brasil (ZHOU e LAU, 1998; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2002).

De acordo com Zhou e Lau (1998), as características atmosféricas que permitem a configuração de início da estação chuvosa sobre a AS em baixos níveis: Os ventos alísios provenientes do oceano Atlântico tropical fornecem a umidade para o sistema de monção, posteriormente o transporte de umidade intensifica-se localmente ao longo do leste dos Andes, onde JBN da AS desenvolve-se com ventos mais fortes sobre a Bolívia. Na parte central da AS ocorre a redução da pressão sobre a região da Baixa do Chaco.

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 Área e período de estudo

A área de estudo (Figura 10) situou-se entre os paralelos de 30°N – 40°S e 100°W – 10°W, compreendendo parte da América do Sul, bem como seus oceanos adjacentes e parte do Hemisfério Norte. Três diferentes regiões foram a base desse estudo: a região Nordeste do Brasil, parte da região da Floresta Amazônica e a Bacia Hidrográfica do Prata. Na Figura 11, os contornos na cor preta demarcam a área do Nordeste brasileiro (NEB), as linhas em vermelho no mapa delimitam a área da floresta Amazônica internacional, e as linhas tracejadas em azul compreendem as fronteiras da Bacia Hidrográfica do Prata (BHP). Optou-se por este domínio devido aos diferentes processos que influenciam na formação e desenvolvimento dos VCANs sobre o NEB. O período de estudo estendeu-se por 20 anos, de janeiro de 1999 a dezembro de 2018.



**Figura 10.** Mapa da região de estudo. Fonte: Autor (2022).

A região Nordeste do Brasil, segundo o Instituto Brasileiro de Geografia (IBGE), ocupa uma área de 1.552.175,42 km<sup>2</sup>, o que equivale a 18,24% do território brasileiro (IBGE, 2021).

Sendo constituída pelos estados da Bahia, Sergipe, Alagoas, Pernambuco, Paraíba, Rio Grande do Norte, Ceará, Piauí e Maranhão. Tal escolha foi feita devido a importância da previsão de fenômenos adversos, tanto quanto pela falta de informações meteorológicas sobre a formação destes sistemas na região. O NEB possui 4 domínios morfoclimáticos: (a) Zona da Mata que está localizada no litoral nordestino com clima úmido e solo fértil, (b) o Agreste que é uma estreita área de transição entre a Zona da Mata (úmida) e o (c) Sertão (seco), e (d) o Meio-Norte, que é a região compreendida entre o Sertão e a região Amazônica, sendo mais chuvosa do que o Sertão e apresentando vegetação de cerrado e áreas de mata dos cocais, carnaúbas e babaçus (GOMES et al., 2012). De acordo com Reboita et al. (2010), durante os meses de verão os principais sistemas produtores de chuva na região são a ZCIT e o VCAN.

### 3.2 Dados e produtos de satélite

Foram utilizadas imagens dos satélites *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) 8, 12, 13 e 16 nos canais espectrais Infravermelho (IR) e Vapor D'água (WV), em um intervalo de 1 hora. Essas imagens foram obtidas através do banco de dados do portal da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) e do GIBBS Service do *National Center for Environmental Information* (NCEI).

O GOES é um satélite geoestacionário, ou seja, sua órbita lhe permite ficar sempre sobre o mesmo ponto do equador (neste caso, na longitude de 75°W). Em regime normal transmite uma imagem de um fragmento do continente americano a cada meia hora. O GOES é um dispositivo de 5 canais espectrais sendo um Visível (0,55-0,75  $\mu\text{m}$ ), três canais Infravermelhos (3,8-4,0  $\mu\text{m}$ , 10,2-11,2  $\mu\text{m}$ , 11,5-12,5  $\mu\text{m}$ ) e o canal de Vapor d'Água (6,5-7,0  $\mu\text{m}$ ). No canal Visível, a resolução é 1 km. Nos canais Infravermelhos, a resolução é de 4 km. No canal Vapor d'água, a resolução é de 8 km. Por fim, o GOES-16 conta com 16 bandas radiométricas (3 vezes mais canais que o GOES-13), sendo duas visíveis, quatro no infravermelho próximo e dez no infravermelho. Este satélite é equipado com o *Advanced Baseline Imager* (ABI) que consiste em um radiômetro imageador passivo que está a bordo dos satélites GOES-16 (East) e GOES-17 (West) feito para observar todo o hemisfério ocidental. Os dois canais do Visível contam com comprimentos de onda de 0,47  $\mu\text{m}$  e 0,64  $\mu\text{m}$ , respectivamente. Os quatro canais do Infravermelho próximo (0,86  $\mu\text{m}$ , 1,37  $\mu\text{m}$ , 1,61  $\mu\text{m}$ , 2,24  $\mu\text{m}$ ). E os dez canais do Infravermelho (3,9  $\mu\text{m}$ , 6,2  $\mu\text{m}$ , 6,9  $\mu\text{m}$ , 7,3  $\mu\text{m}$ , 8,5  $\mu\text{m}$ , 9,6  $\mu\text{m}$ , 10,3  $\mu\text{m}$ , 11,2  $\mu\text{m}$ , 12,3  $\mu\text{m}$ ,

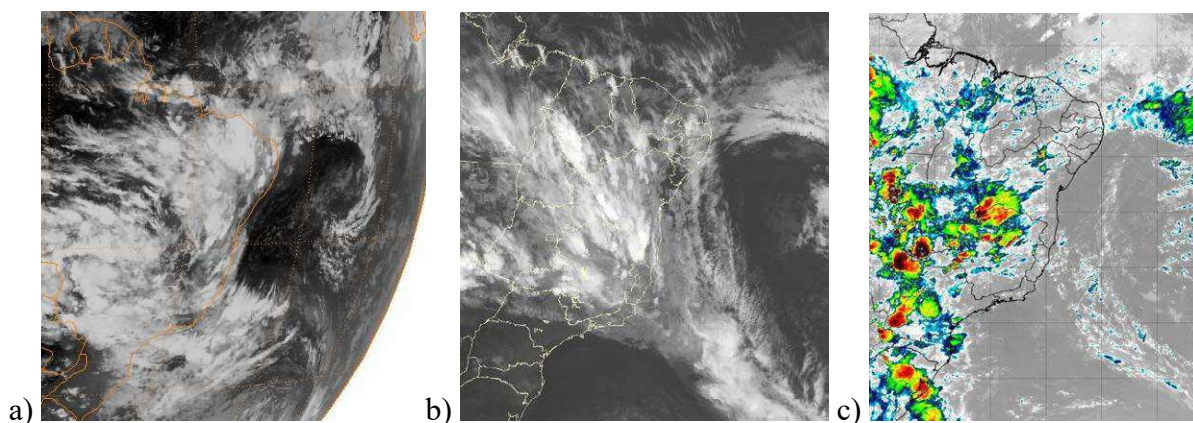


13,3  $\mu\text{m}$ ). A banda 4 e as outras com  $\lambda > 2 \mu\text{m}$  contam com uma resolução espacial de 2 km, a banda 2 possui resolução de 0,5 km e as demais bandas possuem resolução de 1 km.

**Tabela 1.** Informações sobre disponibilidade de dados dos satélites GOES. Fonte: NASA.

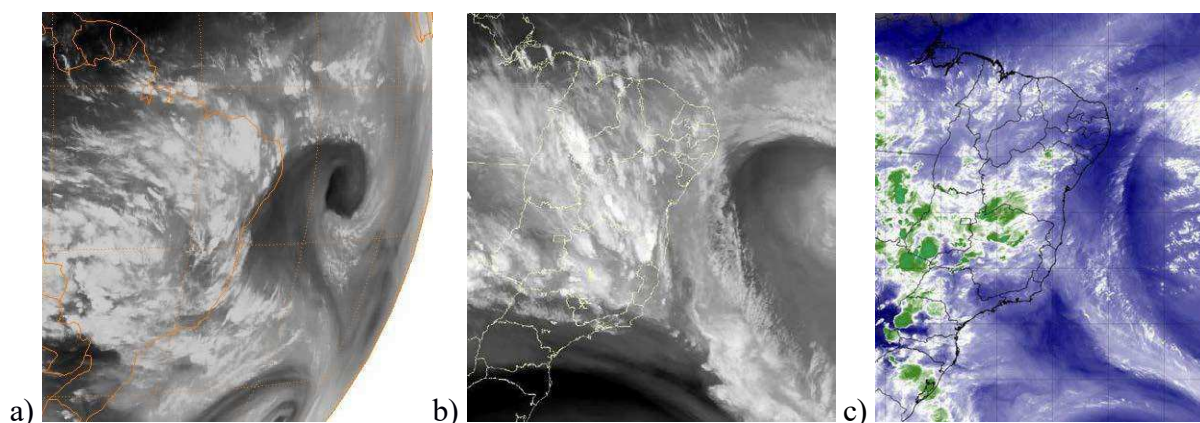
Satélite	Período de registro	Bandas disponíveis
GOES-8	01/12/1994 – 31/03/2003	Visível, IR e WV
GOES-12	17/08/2001 – 16/08/2013	Visível, IR e WV
GOES-13	22/06/2006 – 02/01/2018	Visível, IR e WV
GOES-16	15/01/2017 - presente	Visível, IR e WV

Os dados do canal infravermelho (Figura 11) foram obtidos através dos sensores que medem a radiação de ondas longas, emitidas por nuvens e por superfícies continentais e oceânicas. Quanto mais quente a superfície, mais radiação infravermelha é emitida. Assim, numa imagem de satélite, nuvens com topos frios e/ou com grande desenvolvimento vertical, apresentam tonalidade branca enquanto as nuvens baixas são relativamente mais quentes, e, portanto, apresentam tonalidade cinza escura.



**Figura 11.** Imagens dos satélites GOES-12 para o dia 22 de janeiro de 2004 às 00 UTC (a); GOES-13 para o dia 17 de janeiro de 2016 às 03 UTC (b); GOES-16 para o dia 10 de fevereiro de 2018 às 00 UTC (c), ambas no canal infravermelho. Fonte: CPTEC/INPE; Knapp (2008).

O canal do vapor de água (Figura 12) permite mapear a distribuição de umidade na média troposfera. Como o conteúdo de vapor d'água decresce com a altura, a maior contribuição para a radiância medida pelo satélite é proveniente dos níveis médios e altos da troposfera. Ou seja, regiões com maior intensidade de brilho apresentam umidade elevada na alta troposfera, e regiões escuras apresentam a alta troposfera seca.



**Figura 12.** Imagens dos satélites GOES-12 para o dia 22 de janeiro de 2004 às 00 UTC (a); GOES-13 para o dia 17 de janeiro de 2016 às 03 UTC (b); GOES-16 para o dia 10 de fevereiro de 2018 às 00 UTC (c), ambas no canal vapor d'água. Fonte: CPTEC/INPE; Knapp (2008).

### 3.3 Dados de reanálise

Foram utilizados dados de reanálise global ERA-Interim fornecidos pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), com resolução espacial de  $0,75^\circ$  de latitude por  $0,75^\circ$  de longitude. O ERA-Interim utiliza um sistema de análise e previsão a qual realiza a assimilação de dados processando informações desde janeiro de 1979 até agosto de 2019, disponíveis em: (<https://ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>). As seguintes variáveis foram utilizadas como ferramenta de pesquisa: componente zonal do vento ( $u$ ), componente meridional do vento ( $v$ ), omega ( $\omega$ ), umidade específica, umidade relativa, temperatura do ar e pressão à superfície. Outras variáveis como vorticidade relativa, temperatura potencial ( $\theta$ ), temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ), convergência e estimativa de *Convective Available Potential Energy* (CAPE) e *Convective inhibition Energy* (CINE) foram calculadas a partir de algumas variáveis citadas acima e serão exploradas ainda neste capítulo. Essas informações foram dispostas em 12 níveis de isobáricos (1000, 925, 850, 800, 700, 650, 600, 500, 400, 300, 200 e 100 hPa) para análises horizontais e de seções verticais. Todos estes dados foram obtidos para os quatro horários sinóticos: 00, 06, 12 e 18 UTC. Abaixo são detalhadas algumas informações referentes à estas variáveis meteorológicas utilizadas na pesquisa.

Linhas de corrente: representa uma situação instantânea do campo de velocidade do vento em determinada trajetória de parcelas individuais do fluido durante um intervalo de tempo, medida em  $m \cdot s^{-1}$ . Onde o “ $u$ ” indica a componente zonal do vento, enquanto o “ $v$ ”

indica a componente meridional. A variável é representada pela Equação 1 (HOLTON, 2004).

$$\vec{\omega} = \frac{(\omega_x, \omega_y, \omega_z)}{(\omega_x, \omega_y, \omega_z)} \quad (1)$$

Vorticidade relativa: trata-se de um campo vetorial, associado ao cisalhamento do vento tridimensional, ou seja, tendência do cisalhamento do vento num dado ponto, ou, é a medida microscópica da rotação de um fluido, medida em  $s^{-1}$ . O valor mínimo de referência para que ocorra circulação fechada é de  $-6 \times 10^{-5} s^{-1}$ . É dada pela Equação 2 (HOLTON, 2004).

$$\vec{\zeta} = \frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy} \quad (2)$$

Omega: representa a velocidade dos movimentos verticais, medido em  $m \cdot s^{-1}$ . A componente vertical do vento é usualmente 1000 vezes menor que a componente horizontal. A velocidade vertical do vento é negativa para movimento ascendente do ar e positiva para movimento descendente.

Umidade específica: é a massa do vapor para uma dada região em relação à massa total de ar daquela região, medida em kg/kg. Expressa-se esse valor como a razão da massa de vapor pela massa total do ar, conforme a Equação 3.

$$= 0,622 \frac{a}{atm} \left( \frac{kg}{kg} \right) \quad (3)$$

Umidade relativa: é um índice que descreve o conteúdo de vapor d'água na atmosfera. Por definição, umidade relativa (Equação 4) é a razão entre a razão de mistura real ( $w$ ) e a razão de mistura de saturação ( $w_s$ ):

$$= \frac{w}{w_s} \times 100\% \quad (4)$$

Temperatura do ar: é a medida do grau de agitação das moléculas de uma determinada coluna de ar. A temperatura descreve a energia cinética, ou energia do movimento, dos gases que compõem o ar. Pode ser expressa em Kelvin (K) ou graus Celsius ( $^{\circ}C$ ).

Temperatura potencial ( $\theta$ ): É definida como a temperatura que a parcela teria se fosse expandida ou comprimida adiabaticamente de seu estado real de pressão e temperatura para um determinado nível de pressão (geralmente 1000 hPa). Para o cálculo de temperatura potencial foi utilizado a equação desenvolvida a partir da Equação de Poisson (Equação 5), apresentada em Holton (2004).

$$\frac{\theta}{T} = \left( \frac{P}{P_0} \right)^{R/C_p} \quad (5)$$

Dividindo os valores de  $R$  (constante universal dos gases) para o ar seco e  $C_p$  (calor específico) a pressão constante que valem, respectivamente,  $287,04 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $1005 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $P_0 = 1000 \text{ hPa}$  tem-se:

$$\theta = \left( \frac{1000 \text{ hPa}}{P} \right)^{0,286} \quad (6)$$

Temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ): É a temperatura potencial que uma parcela de ar possui quando todo o vapor d'água for condensado e o calor latente liberado aquecer a parcela. O  $\theta_e$  pode ser obtido a partir da Equação 7, onde  $L$  é o calor latente de condensação, e  $w_s$  e  $T$  são a razão de mistura de saturação e a temperatura do ar quando ele atinge a saturação pela primeira vez.

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{w_s L}{T}\right) \quad (7)$$

CAPE: é a medida em unidade de trabalho por unidade de massa, medida em J/Kg. Representa a energia potencial por quilograma de ar que a parcela de ar tem, ou ainda, a energia que seria gasta se a parcela de ar fosse levantada após o nível de condensação por levantamento. Quanto maior o CAPE, maior é a diferença entre a taxa de variação vertical de temperatura do ambiente e da parcela, o que implica em um movimento de ascensão da parcela devido à sua flutuabilidade. O valor do CAPE é utilizado na verificação das condições de instabilidade da atmosfera provocada por processos convectivos. O CAPE pode ser calculado a partir da Equação 8.

$$= \int_{NCE}^{NE} \frac{v_P - T_{va}}{T_{va}} \quad (8)$$

Onde:  $NE$  é o nível de equilíbrio térmico (m);  $NCE$  é o nível de convecção espontânea (m);  $g$  é aceleração da gravidade ( $9,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ );  $T_{vp}$  é a temperatura virtual da parcela,  $T_{va}$  é a Temperatura virtual do ambiente, que se encontra entre a base da nuvem (NCE) e o topo da nuvem (NE); e  $dz$  é a espessura da camada (m). A Tabela 2 apresenta os valores de CAPE, indicando o potencial para o desenvolvimento de atividade convectiva.

**Tabela 2.** Valores do índice CAPE. Fonte: Duarte et al. (2002)

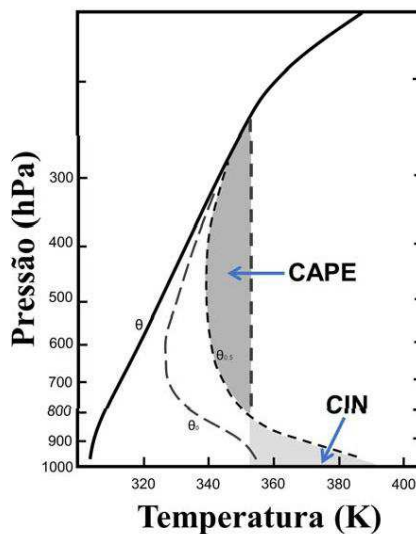
Valor do CAPE	Potencial de convecção
<300	Muito baixo
300-1000	Fraco
1000-2500	Moderado
2500>	Forte

CINE: representa o trabalho necessário para ascender uma parcela de ar verticalmente desde a superfície até seu NCE em processos adiabáticos (seco e saturado). É expresso em J/Kg. Este índice é expresso pela Equação 9.

$$CINE = -R_d \int_{SUP}^{NCE} (T_A - T_P) d \ln p \quad (9)$$

Onde:  $SUP$  é o nível da superfície;  $NCE$  é o nível de convecção espontânea;  $T_P$  é a temperatura da parcela;  $T_A$  é a temperatura do ambiente;  $p$  é a pressão (hPa) e  $R_d$  é a constante do gás para ar seco ( $287,04 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ).

Estimativa de CAPE e CINE: A flutuabilidade que o ar superficial teria em cada nível vertical é estimada pela diferença entre do ar em superficial  $\theta_e$  no nível de 1000 hPa e  $\theta_{es}$  em cada um dos níveis de pressão. Essa grandeza recebe o nome de Índice de flutuabilidade do ar superficial. É apresentada como perfil vertical. Isto é, o índice de flutuabilidade do ar superficial é dado em cada nível pelos diferença entre o valor de  $\theta_e$  no nível de 1000 hPa e o valor local de  $\theta_{es}$ . Esses resultados são proporcionais às áreas especificadas na Figura 13.



**Figura 13.** Índice de flutuabilidade para estimativa do CAPE e CINE.

### 3.4 Software Grid Analysis and Display System

O Grid Analysis and Display System (GrADS), é uma ferramenta utilizada para visualização e análise de dados em pontos de grade (DOTY, 1992). O software trabalha com matrizes de dados nos formatos BINÁRIO, GRIB, NetCDF ou HDF-SDS, nas quais as variáveis podem possuir até 4 dimensões (longitude, latitude, níveis verticais e tempo). Esse software foi desenvolvido pelo *Center for Ocean Land Atmosphere Interaction* (COLA). Atualmente, o GrADS é um dos softwares mais utilizado nos centros operacionais e de pesquisa meteorológica espalhados pelo mundo, inclusive no Brasil.

### 3.5 Campos meteorológicos

Através do software GrADS, os dados de reanálise foram utilizados para a plotagem de diferentes campos meteorológicos a fim de um estudo mais detalhado entre a relação do VCAN com o transporte de umidade na América do sul. Abaixo são apresentados os campos utilizados para análise ao longo do estudo. Linhas de corrente e vorticidade relativa em 300 hPa, movimentos verticais (omega) em 500 hPa, convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa e suas anomalias. Todos estes foram plotados entre as latitudes 30° Norte e 40° Sul e longitudes 100° Oeste a 0°. Estas coordenadas foram definidas por abranger toda região de estudo, incluindo parte dos Oceanos Atlântico e Pacífico, bem como parte do Hemisfério Norte, o que possibilitou verificar a influência de sistemas de grande escala provenientes destas regiões.

Além dos campos horizontais supracitados, também foram utilizadas seções verticais de umidade específica e movimentos verticais, perfil de convergência, temperatura potencial, temperatura potencial equivalente e estimativa de CAPE e CINE. Todos plotados entre 1000 e 300 hPa. A seção vertical consiste em definir uma latitude de um determinado local, e variar a longitude entre dois pontos, resultando em uma imagem de um corte vertical na atmosfera que nos possibilita analisar a estrutural vertical do VCAN. Os recortes das seções variaram de acordo com cada caso, a fim de atender as necessidades da análise, com foco no centro dos vórtices e suas respectivas periferias.

### 3.6 Transporte de umidade integrado na vertical e convergência do transporte de umidade integrado na vertical

Para a análise da fonte de umidade dos VCANs da região foi utilizado o campo de transporte de umidade integrado na vertical ( $\text{Kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ). As variáveis utilizadas para o cálculo dessa componente são  $u$  e  $v$ , que são as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $q$  é a umidade específica ( $\text{Kg} \cdot \text{Kg}^{-1}$ ),  $P0$  é a pressão em superfície (hPa) e  $g$  é a aceleração da gravidade ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ). Conforme descrito por Arraut (2007), este campo é calculado a partir da integral na variável de massa, uma vez que  $q$  é uma razão de massas. Dessa forma, o cálculo dessa componente é representado abaixo através da Equação 10.

$$= \int_{P_0}^P \quad = \int_{P_0}^P \quad \text{--- (10)}$$

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

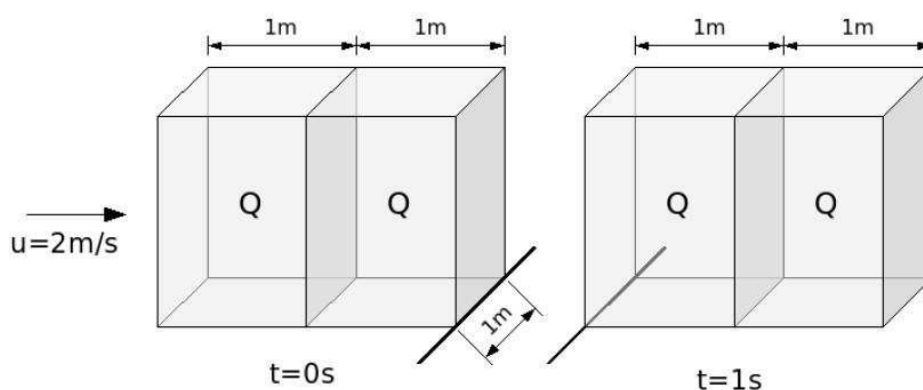
$$Q \cdot \vec{V} = (Q_u, Q_v) \quad (11)$$

$$DQV = \nabla h \cdot Q \cdot \vec{V} \quad (12)$$

As unidades de  $Q_u$  e  $Q_v$  são representadas em  $\text{Kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  e podem ser facilmente compreendidas, supondo o vento constante na Equação 11. Conforme é apresentada a Equação 13:

$$= \frac{P}{P_o} \quad (13)$$

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  $Qu$  quilogramas de vapor de água atravessando cada metro linear a cada segundo. Conforme demonstrado por Coutinho et al. (2018), a convergência e o fluxo de umidade são variáveis importantes para o desenvolvimento de sistemas de escala sinótica do NEB. A Figura 14 ilustra a situação descrita acima para o caso  $u = 2 \text{ m/s}$ , através de um exemplo para um vento constante na vertical com magnitude  $2\text{m/s}$  transporta duas colunas ar de 1 metro linear, medido paralelo 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  $2Q \text{ kg/m/s}$ .



**Figura 14.** Esquematização do transporte de umidade para uma determinada área. Fonte: Arraut (2007).

### 3.6.1 Balanço de umidade na atmosfera

A nova forma de quantificar a intensidade média dos padrões de convergência proposta por este trabalho partiu do princípio do método das “caixas virtuais” empregadas por Satyamurty et al. (2012). A quantificação da convergência do fluxo de vapor d'água foi obtida usando a teorema Stokes (Stewart, 2012) e calculando a integral de linha sobre o perímetro retangular da região. Nesta metodologia são definidos inicialmente retângulos, porém depois aplica-se uma máscara para conservar apenas valores positivos, substituindo os valores negativos e nulos por indefinidos. Onde as regiões não são definidas por limites em latitude e longitude, como no



estudo de Satyamurty et al. (2012), mas sim por limiares de um campo escalar. Esta técnica permite comparar a intensidade média de um campo escalar qualquer em regiões diferentes e irregulares.

Foram definidas três regiões como base de análise. A primeira, o NEB, foi recortado através dos meridianos  $46^{\circ}$  W e  $34.5^{\circ}$  W e dos paralelos  $2^{\circ}$  S e  $13^{\circ}$  S. Essas coordenadas foram definidas de acordo com os padrões climatológicos da região descritos por Hastenrath e Heller (1977); Molion e Bernardo (2002); Reboita et al. (2010). A segunda área, que compreende a região da Amazônia foi definida através dos meridianos  $75^{\circ}$  W e  $57^{\circ}$  W e paralelos  $11^{\circ}$  S e  $0^{\circ}$ , de acordo com os estudos de Nascimento et al. (2016) e Yang e Dominguez (2019). A terceira e última área definida foi a da Bacia hidrográfica do Prata (entre os meridianos  $64^{\circ}$  W e  $50^{\circ}$  W e paralelos  $34^{\circ}$  S e  $23^{\circ}$  S), adaptando as duas caixas virtuais utilizadas por Lee e Berbery (2012) e Nascimento et al. (2016) para essa região.

O seguinte método apresentado busca calcular a média da convergência de umidade através de áreas que contenham convergência relevante através de funções distintas do software OpenGrads. A convergência e a precipitação ocorrem em regiões regulares e sempre foi um desafio calcular valores totais dessas variáveis devido à irregularidade. Uma solução encontrada foi através dos retângulos (caixas). Foi encontrada uma solução para calcular a intensidade média e o total de qualquer variável em regiões irregulares. As regiões podem ser definidas através de limiares de valores. Para o presente estudo foram utilizados a convergência de umidade integrada na vertical, precipitação e água precipitável.

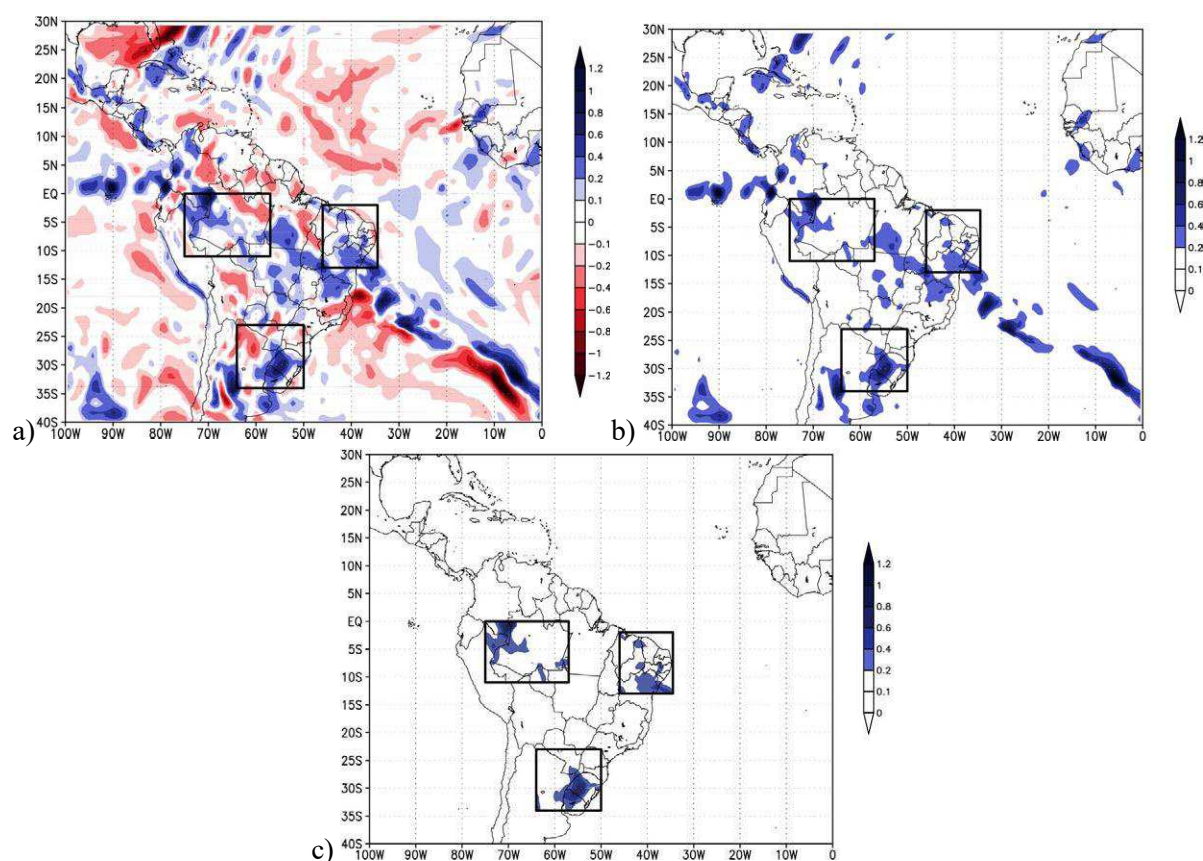
### 3.6.2 Cálculo da intensidade média em uma área irregular

O início do cálculo consiste em definir os dados de entrada (para esse estudo foram utilizados os dados do ERA-Interim e do satélite TRMM). A Figura 15a apresenta um campo de convergência do transporte de umidade integrado na vertical, como exemplo. Após a entrada dos dados, a primeira etapa consiste em definir as áreas de estudo onde serão realizados os cálculos (também exemplificadas na Figura 15a). A segunda etapa consiste na definição um limiar, onde os valores abaixo do limiar são substituídos por valores indefinidos e constrói-se um campo somente com os valores filtrados (Figura 15b). Em seguida é calculada uma média utilizando uma função que desconsidera os pixels com valores indefinidos. Por fim, multiplicamos pelo cosseno da latitude.

Para obter a integral da grandeza, basta multiplicar a média calculada acima pelo valor da área irregular escolhida. Para calcular o valor da área irregular, constrói-se um novo campo

(que também tem valores abaixo do limiar substituídos por indefinidos), porém os valores acima do limiar são substituídos pelo cosseno da latitude do pixel. A média do campo produzido na região escolhida é a fração da área irregular contida no retângulo com a correção da curvatura dos meridianos e das latitudes. Para obter a média da região irregular, multiplica-se esse fator de correção pela área de um retângulo correspondente inteiramente situado em um plano tangente em latitude zero (Figura 15c).

Essa comparação diz respeito à intensidade média e quantidade total de convergência, permitindo também uma mesma análise em relação à precipitação, tanto da intensidade média da área ou quanto de um sistema.



**Figura 15.** Aplicação do cálculo da intensidade média em uma área irregular para um campo de transporte de umidade integrado na vertical (1000-300 hPa). Fonte: Autor (2022).

O método apresentado acima pode ser aplicado a qualquer linguagem operacional, no presente estudo optou-se pela aplicação através do software OpenGrads. Para isso, são necessárias 4 etapas para a obtenção do resultado final. O primeiro passo consiste em definir e recortar a área de estudo a ser analisada, em seguida é aplicada a função *const*. Esta função atribui valores positivos (convergência) e negativos (divergência) para os campos (para um

mapa de convergência do transporte de umidade integrado na vertical, por exemplo), fazendo a definição de limiares citada acima. O passo seguinte consiste em aplicar a função *maskout* para transformar os valores negativos e nulos em indefinidos. Por fim, a função *aave* é aplicada para as áreas de estudo, onde será calculada a média da variável total nesses pontos. Um segundo cálculo utilizando a função *aave* também pode ser realizado onde o valor final obtidos através dos processos acima descritos é multiplicado pela área total de cada região, para a obtenção da intensidade total de um determinado campo em ambos os pontos.

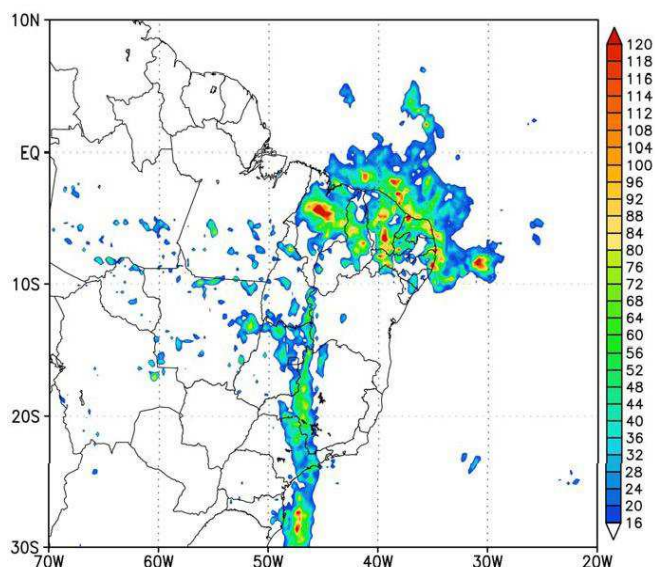
Esta técnica permite comparar a intensidade média de um campo escalar qualquer, neste caso foi utilizada a convergência do transporte de umidade e a precipitação, em regiões diferentes e irregulares. Neste trabalho a técnica foi usada para uma comparação entre as intensidades de convergência do transporte de umidade entre a ZCIT, Amazônia, Bacia do Prata e os VCANs. É possível também obter os valores totais de chuva e convergência de umidade multiplicando o valor médio pela área de convergência.

### **3.7 Identificação dos VCANs**

A identificação dos vórtices foi feita através das Imagem de Satélite, utilizando a metodologia empregada por Kousky e Gan (1981) e Ramirez (1997) no canal espectral infravermelho. Imagens de satélite no canal do vapor d'água foram utilizadas para suprir a dificuldade na identificação dos vórtices que não possuem nebulosidade associada (denominados VCANs secos). Também foi empregado o método utilizado por Ramirez (1997) através das linhas de corrente e vorticidade no nível de 300 hPa. Esse método define o início do VCAN a partir do aparecimento de circulação ciclônica fechada, e o término com o desaparecimento desta circulação, restando apenas um cavado. Por fim, o campo de vorticidade também foi utilizado para classificar os vórtices quanto à sua intensidade.

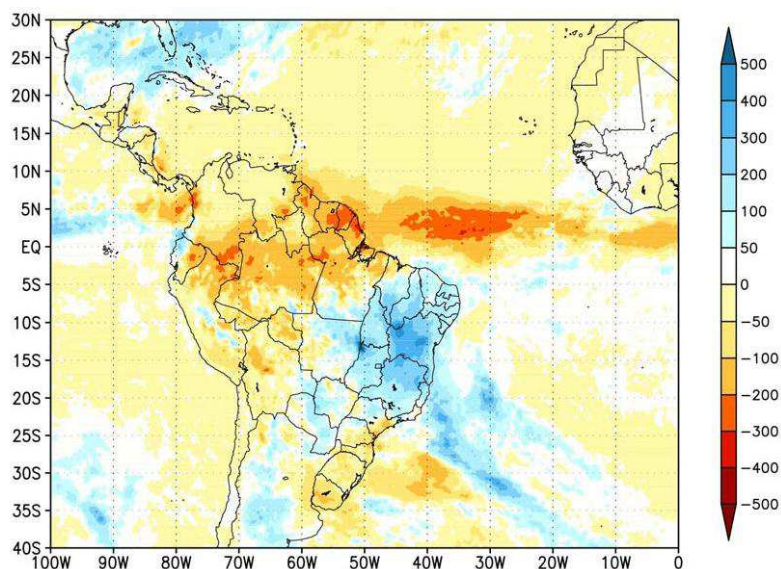
### **3.8 Dados de precipitação**

As informações referentes à precipitação provocada pelos VCANs foram consultadas através dos dados de precipitação estimada do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) através do produto 3B42, com resolução espacial de 0,25° de latitude por 0,25° de longitude (Figura 16). No presente estudo são apresentados totais de precipitação acumulados em 24 horas. Ou seja, a precipitação do dia 22 de janeiro corresponde à precipitação entre às 00 UTC do dia 22 de janeiro às 00 UTC do dia 23 de janeiro e assim sucessivamente.



**Figura 16.** Precipitação acumulada (mm/24h) calculada pelo satélite TRMM. Fonte: Autor (2022).

Os dados do TRMM também foram utilizados para verificar as informações referentes às anomalias de precipitação, calculadas a partir de uma base de dados de 1988 a 2018. A Figura 17 representa o cálculo deste campo para o mês de janeiro de 2016.



**Figura 17.** Campo de anomalia de precipitação para o mês de janeiro de 2016. Fonte: Autor (2022).

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Ocorrências dos VCANs e sazonalidade

De acordo com a análise das imagens do satélite GOES em conjunto com os dados de reanálise, além de informações de estudos anteriores realizados por Lima (2010), foram constatados 163 VCANs que atingiram o NEB entre os anos de 1999 e 2018.

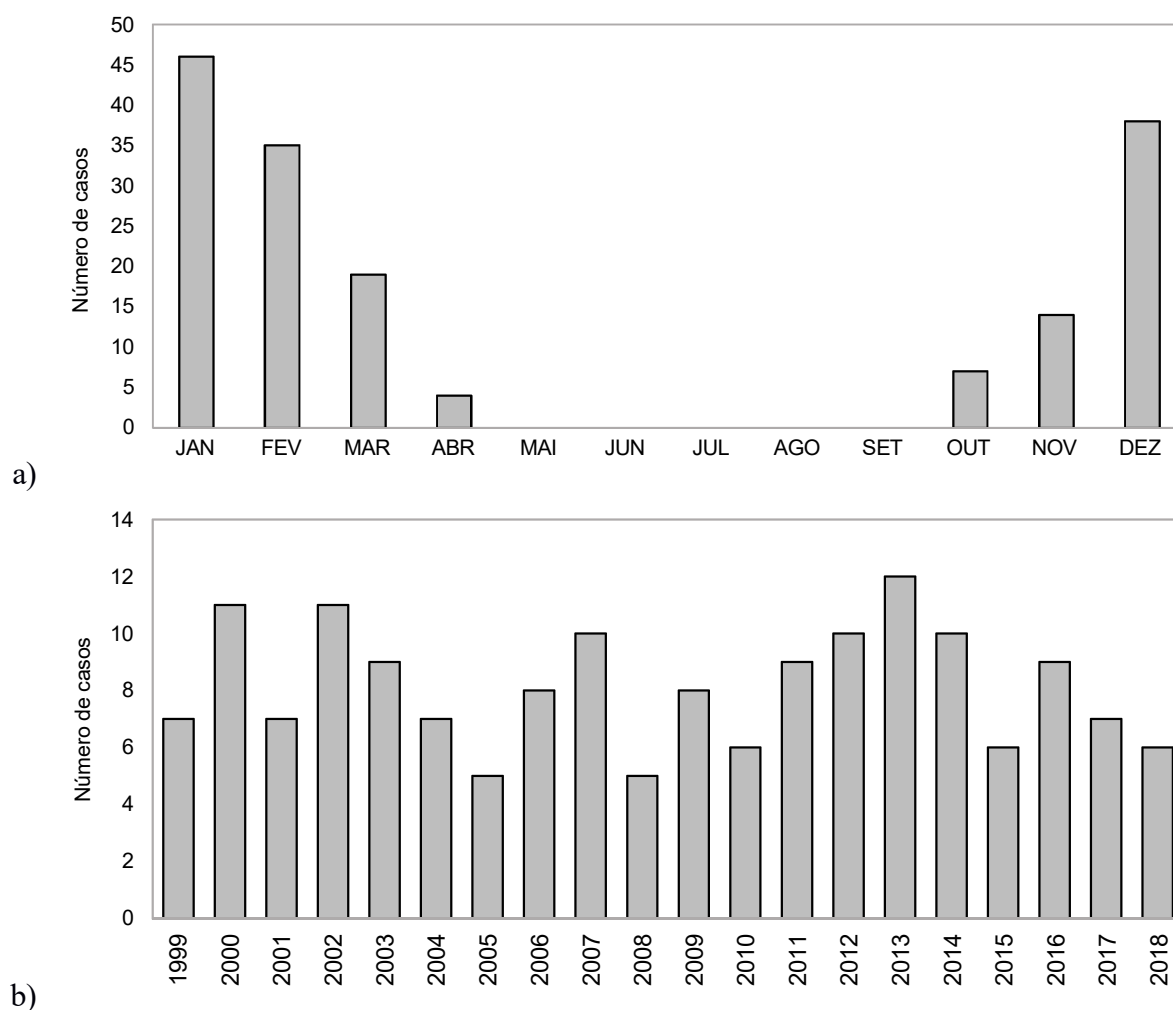
O levantamento realizado para esse estudo considerou apenas os VCANs atuantes sobre o NEB no período de estudo. Neste período também foram identificados vórtices localizados nas proximidades da região Sudeste do Brasil ou ao longo do Oceano Atlântico Sul, porém, estes foram descartados devido ao seu período de vida ao longo do desenvolvimento e dissipação não atingirem a área específica de estudo sobre o NEB demarcada no capítulo anterior. Na Tabela 3, os casos analisados são apresentados numericamente. As informações mais detalhadas incluindo datas de desenvolvimento, dissipação e posicionamento geográfico dos vórtices estão descritas no Apêndice A.

**Tabela 3.** Ocorrências dos VCANs no NEB durante o período de estudo. Fonte: Autor (2022).

Anos	Ocorrências dos VCANs (#)											
1999	01	02	03	04	05	06	07					
2000	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
2001	19	20	21	22	23	24	25					
2002	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	
2003	37	38	39	40	41	42	43	44	45			
2004	46	47	48	49	50	51	52					
2005	53	54	55	56	57							
2006	58	59	60	61	62	63	64	65				
2007	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75		
2008	76	77	78	79	80							
2009	81	82	83	84	85	86	87	88				
2010	89	90	91	92	93	94						
2011	95	96	97	98	99	100	101	102	103			
2012	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113		
2013	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125
2014	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135		
2015	136	137	138	139	140	141						
2016	142	143	144	145	146	147	148	148	150			
2017	151	152	153	154	155	156	157					
2018	158	159	160	161	162	163						

Sazonalmente (Figura 18a) o maior número de ocorrência dos vórtices concentrou-se no verão, corroborando com análises anteriores (KOUSKY e GAN, 1981; RAMIREZ et al., 1999, REPINALDO, 2010; COUTINHO, 2016). Os casos analisados desenvolveram-se com maior frequência durante os meses da pré-estação chuvosa do Nordeste (dezembro a fevereiro), ocorrendo principalmente no mês de janeiro, com 26,4% do total de casos, seguido dos meses de dezembro e fevereiro, com 23,3% e 21,5 respectivamente, corroborando com estudos anteriores como o de Ramirez et al. (1999); Reis et al. (2021). Entre os meses de maio e setembro, nenhum sistema foi identificado.

Neste período, o maior número de ocorrências foi registrado em 2013, 12 casos (Figura 18b). Já em 2005 e 2008 apenas 5 casos foram identificados para cada ano. De acordo com Repinaldo (2010); Repinaldo et al. (2020), esta variação no número de ocorrências possui ligação com El Niño Oscilação Sul, e suas configurações positivas e negativas. O mesmo estudo aponta para uma maior ocorrência dos vórtices em anos de El Niño.

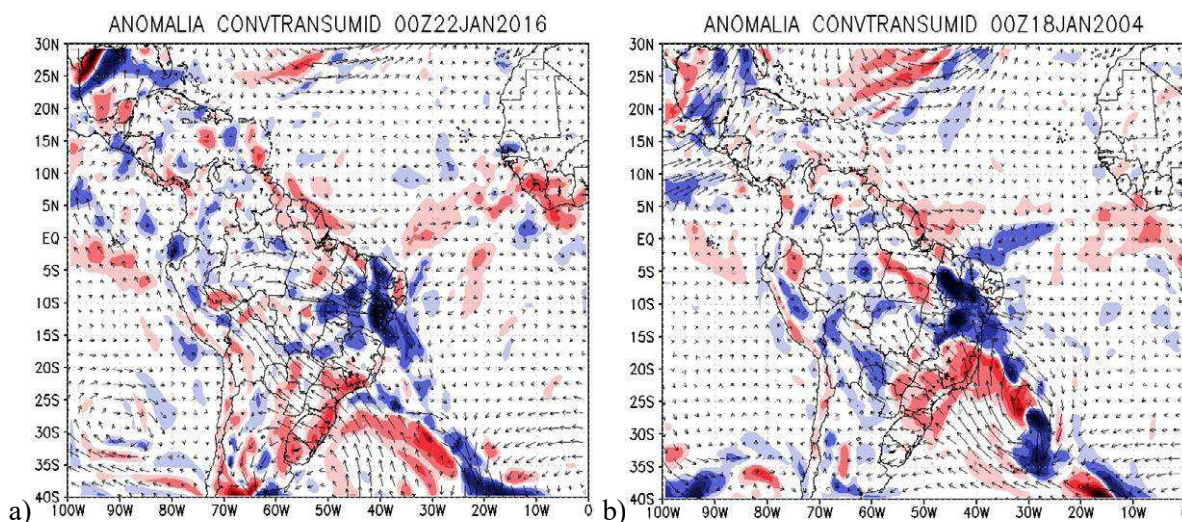


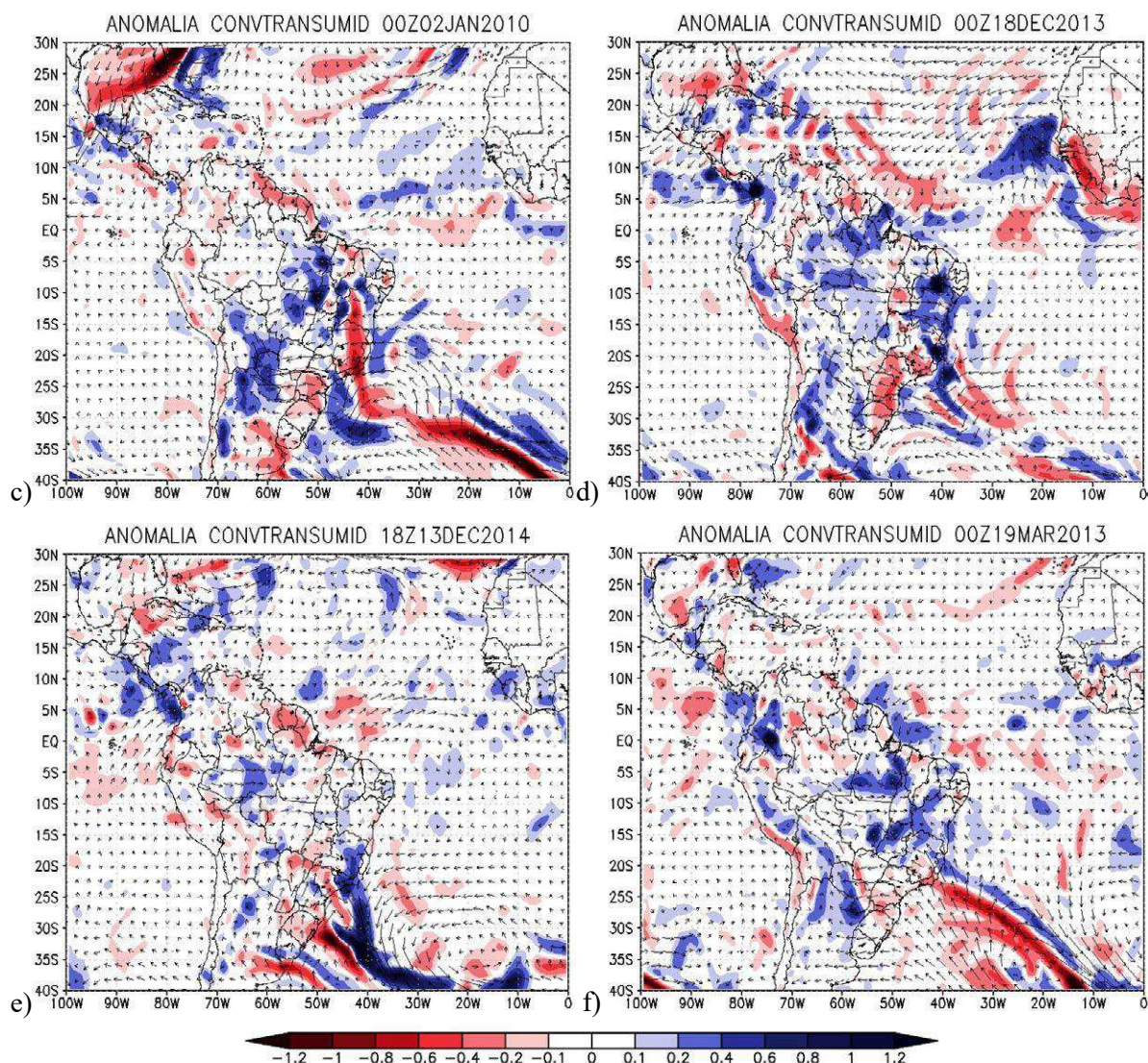
**Figura 18.** Distribuição mensal (a) e anual (b) dos VCANs entre 1999 e 2018. Fonte: Autor (2022).

## 4.2 Análise dos campos da convergência do transporte de umidade

A observação dos campos da convergência de umidade integrado na vertical foi conduzida através de suas anomalias calculadas dentro de todo o período analisado. A análise em detalhes mostrou que os vórtices provocaram, de forma geral, alteração no padrão dos fluxos de umidade na América do Sul, sem alterar por completo a sua rota de entrada no continente. Conforme descrito por Marengo (2005), o fluxo de umidade proveniente do Oceano Atlântico Norte adentra a América do Sul (AS) através da Bacia Amazônica, chegando à parte leste dos Andes, esse escoamento gira anti-ciclonicamente nas proximidades da Cordilheira, seguindo para a região Sul do Brasil e Norte da Argentina. A umidade na AS tem origem no oceano atlântico, porém o escoamento proveniente da Floresta Amazônica foi observado nos dias de desenvolvimento de 36,2% dos VCANs analisados. Ou seja, durante esse período a umidade foi transportada no sentido de oeste para leste, fazendo com que parte da umidade que vinha da Amazônia e do oceano convergissem sobre a área de atuação dos vórtices sobre o NEB.

O campo de anomalia da convergência do transporte de umidade indicou, de uma forma geral, forte convergência (valores positivos) sobre o NEB durante a ocorrência dos VCANs, a depender do posicionamento dos sistemas. Além disso, foi possível observar grandes desvios nos fluxos do transporte de umidade da região, havendo um grande transporte da região da floresta amazônica para o NEB. Como foi possível visualizar no campo de anomalia, essa característica observada não é climatológica, o que indicou a contribuição de fluxo de umidade proveniente da Amazônia para a intensificação do desenvolvimento de parte dos vórtices em análise. A Figura 19 apresenta alguns casos analisados onde houve a mudança nos fluxos de umidade na América do Sul durante essas ocorrências.





**Figura 19.** Campos de anomalia da convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa para os dias 22 de janeiro de 2016 às 00 UTC (a); 18 de janeiro de 2004 às 00 UTC (b); 02 de janeiro de 2010 às 00 UTC (c); 18 de dezembro de 2013 às 00 UTC (d); 13 de dezembro de 2013 às 00 UTC (e) e 19 de março de 2013 às 00 UTC (f). Fonte: Autor (2022).

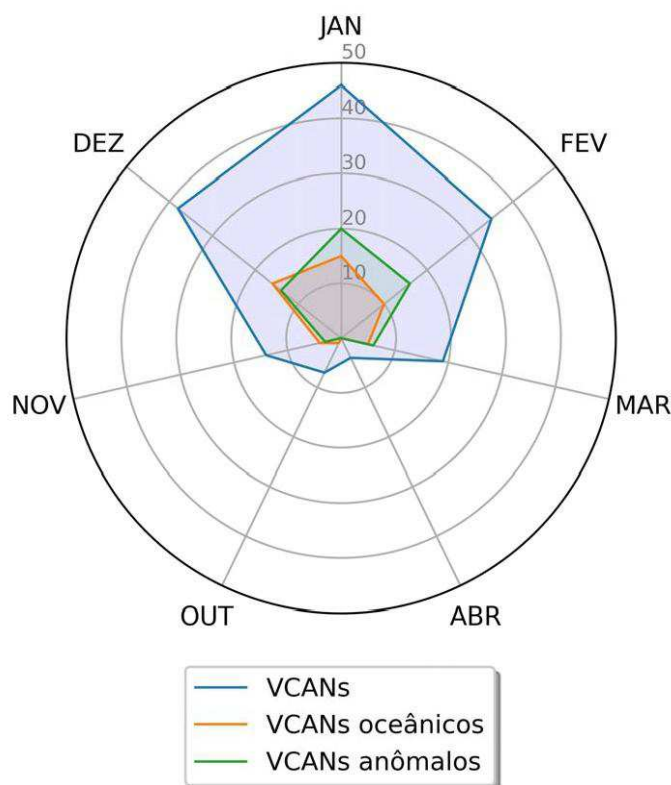
A Figura 20 apresenta a distribuição total mensal dos VCANs, assim como os casos que causaram a alteração no itinerário do transporte de umidade (apresentados acima nos campos de anomalia) e os vórtices com desenvolvimento e predominância oceânica, onde somente suas periferias atingiram a região de estudo.

Das 163 ocorrências registradas para os 20 anos analisados, 59 acarretaram a mudança nos fluxos de umidade. Estes VCANs que provocaram a alteração nos fluxos de umidade de oeste para leste foram denominados como vórtices anômalos. Buscou-se analisar esses vórtices anômalos quanto ao seu tipo de formação e meses nos quais os mesmos se desenvolveram. 34 casos (57,6%) se desenvolveram através da formação definida no Capítulo 3 como Tipo I,



descrita por Kousky e Gan (1981), consistindo no mecanismo de interação da crista proveniente da Alta da Bolívia com a amplificação do cavado à leste. 19 vórtices (32,2%) desenvolveram-se pela formação Tipo II, sendo resultado da formação de um cavado a norte/noroeste da ASAS apresentada por Ramirez et al. (1999). Apenas 1 caso (1,6%) foi gerado através da formação Tipo III descrita por Paixão e Gandu (2000), consequente do par de anticiclones em altos níveis devido a intensificação da convecção na África. Outros 5 casos (8,4%) através da formação Tipo IV, também apresentada por Paixão e Gandu (2000), consequente do desacoplamento do cavado oriundo da região sudoeste do Saara.

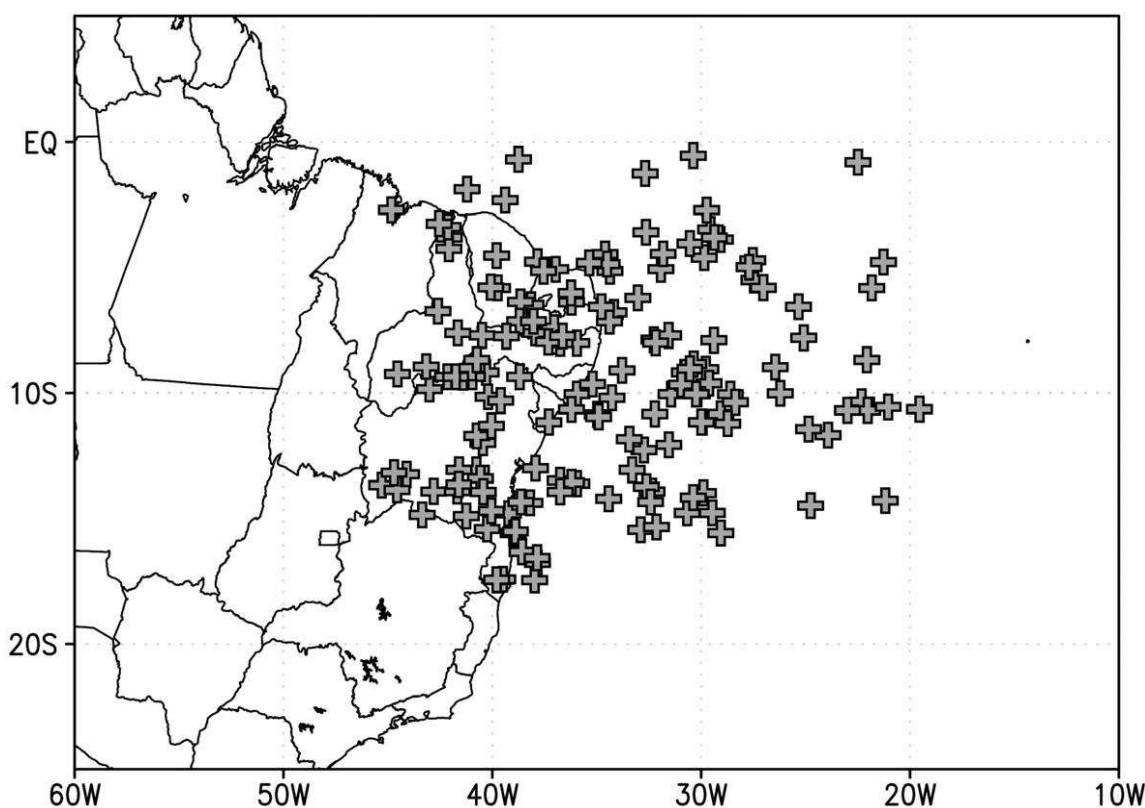
Ainda em relação aos vórtices anômalos, a maior frequência desses sistemas ocorreu nos meses de janeiro, onde foram identificados 19 casos, sendo também os meses onde as formações Tipo I e II foram mais frequentes. Nos meses de fevereiro observaram-se 17 casos, e apesar de não ter sido o tipo de formação mais frequente, 3 do total de 5 casos da formação Tipo IV foram identificados nesses meses. Para dezembro houve 14 ocorrências, destacando-se como o único mês a ter registro da formação Tipo III. Em março, 6 vórtices foram identificados, 3 do Tipo I (50%) e outros 3 do Tipo II (50%). Por fim, nos meses de novembro foram registrados apenas 3 casos, todos caracterizados pela formação Tipo I.



**Figura 20.** Distribuição mensal do total de VCANs, VCANs de características oceânicas e VCANs anômalos dentro do período de estudo (1999-2018). Fonte: Autor (2022).

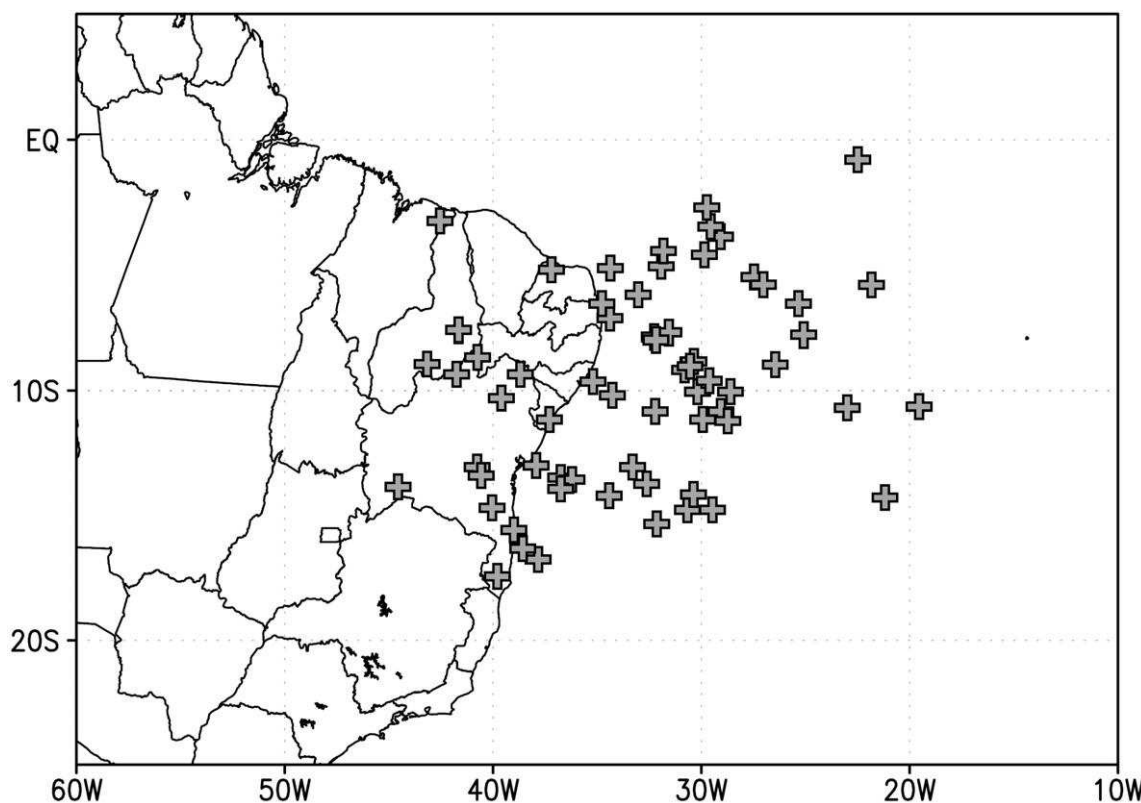
### 4.3 Distribuição espacial

A distribuição espacial da ocorrência dos centros dos VCANs para o período de estudo (1999-2018) é apresentada na Figura 21. Os pontos demarcados nos mapas representam uma posição média do núcleo dos vórtices durante seus respectivos períodos de vida. De acordo com Reis et al. (2021), as regiões preferenciais de ocorrência dos VCANs concentram-se principalmente sobre a região central de Pernambuco; a região costeira entre Pernambuco e Paraíba; litoral norte, região central e sul da Bahia. Conforme descrito anteriormente, os vórtices associados à maiores valores de precipitação e responsáveis pelo desvio na trajetória dos fluxos de umidade foram aqueles desenvolvidos sobre o Oceano Atlântico Sul, adjacentes à costa leste do NEB. As posições dos centros nos VCANs corroboram ao descrito por Reis et al. (2021), havendo um acréscimo a ocorrências sobre os estados do Maranhão e Piauí, em determinados anos. De acordo com Repinaldo (2010) essa distribuição espacial dos vórtices pode variar através da influência do El Niño Oscilação Sul (ENOS), o referido autor mostra que os VCANs desenvolvidos em anos de La Niña apresentaram maior frequência de desenvolvimento sobre o oceano em relação a anos neutros e anos de El Niño.



**Figura 21.** Posição média dos centros dos VCANs identificados para o período de estudo. Fonte: Autor (2022).

A Figura 22 apresenta a localização dos centros dos VCANs (59 entre os 163 totais) que favoreceram a alteração dos fluxos de umidade na América do Sul durante os dias de suas respectivas ocorrências. Como pode ser observado na Figura 22, esses vórtices em sua maioria (67,7%) se desenvolveram e tiveram seus núcleos fixados sobre o Oceano Atlântico Sul, adjacentes à costa leste do NEB, onde a periferia oeste foi responsável pelo aumento de convecção. Outros 20,9% estiveram localizados sobre o continente, e outros 11,2% na interseção entre continente e oceano. A maior frequência desses vórtices concentrou-se entre os paralelos de 5° - 15° S e 35° - 25° W, paralelos à costa leste do NEB estendendo-se da faixa do estado da Bahia ao Rio Grande do Norte. Os casos mais distantes do continente se desenvolveram próximos à faixa de longitude de 20° W. Já os sistemas desenvolvidos sobre o continente tiveram maior concentração sobre o estado da Bahia.



**Figura 22.** Posição média dos centros dos VCANs que provocaram alteração no fluxo de grande escala na América do Sul durante o período de estudo. Fonte: Autor (2022).

#### 4.4 Análise das médias mensais de precipitação e convergência do transporte de umidade

O método utilizado para calcular a intensidade média das variáveis definidas foi aplicado nesta seção para as intensidades médias mensais durante os 20 anos analisados através de gráficos anuais (Figura 23). As linhas contínuas representam os valores da convergência do

transporte de umidade integrado na vertical para as três regiões analisadas. As linhas tracejadas representam os valores de precipitação.

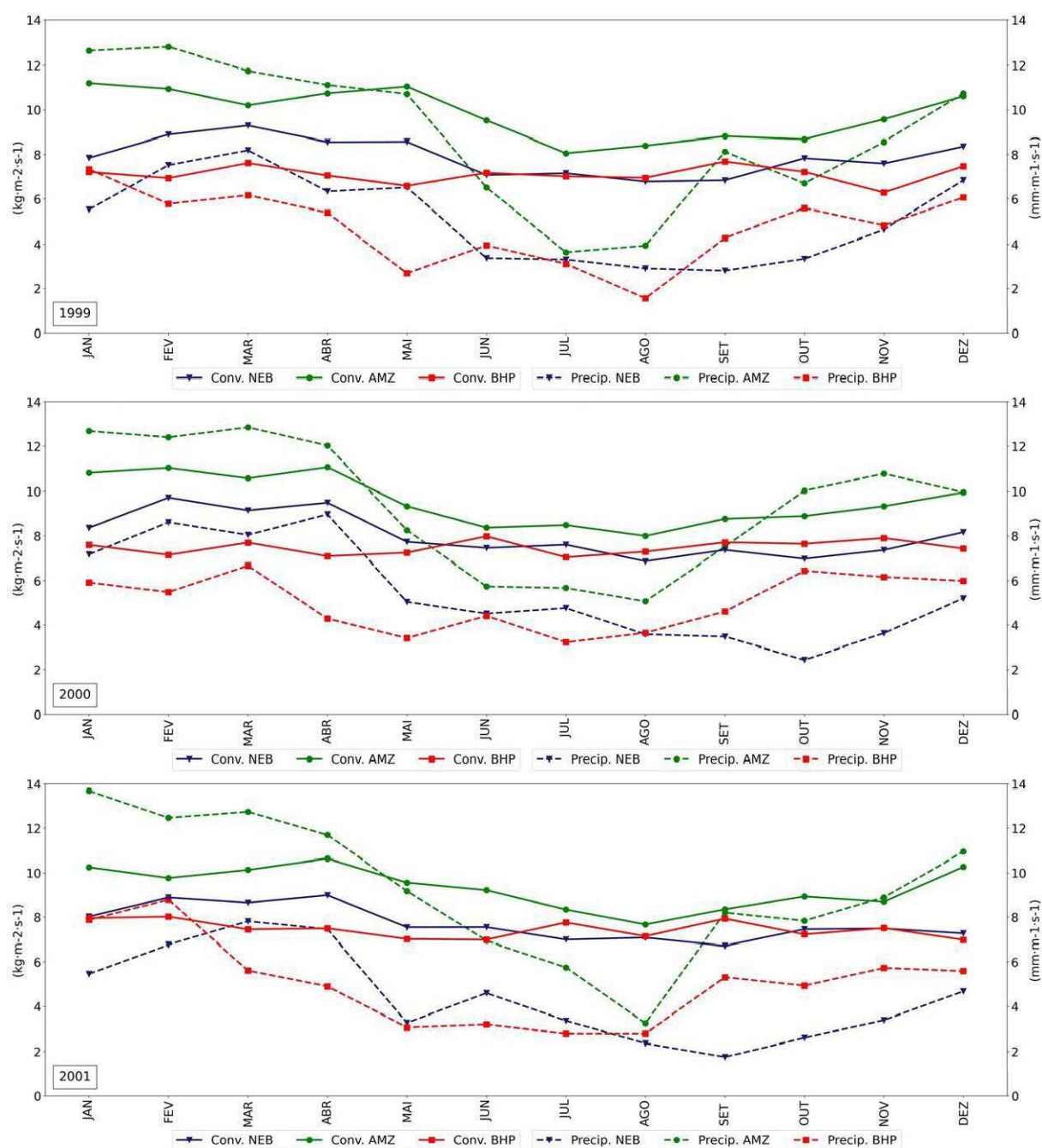
Durante o período de estudo a convergência do transporte de umidade integrado na vertical para a Amazônia foi superior em relação à do Nordeste, chegando a atingir valores aproximados durante alguns meses isolados. De forma geral, os maiores valores de convergência na Amazônia concentraram-se a partir de dezembro, se estendendo até maio. O maior valor registrado ocorreu em março de 2008, também havendo picos em abril de 2007 e março de 2009. As curvas de precipitação na AMZ apresentaram quedas entre junho e agosto, onde em relação as curvas de convergência, houve uma queda ainda mais brusca. Assim como a convergência, os valores de precipitação registrados sempre superaram os do NEB e da BHP.

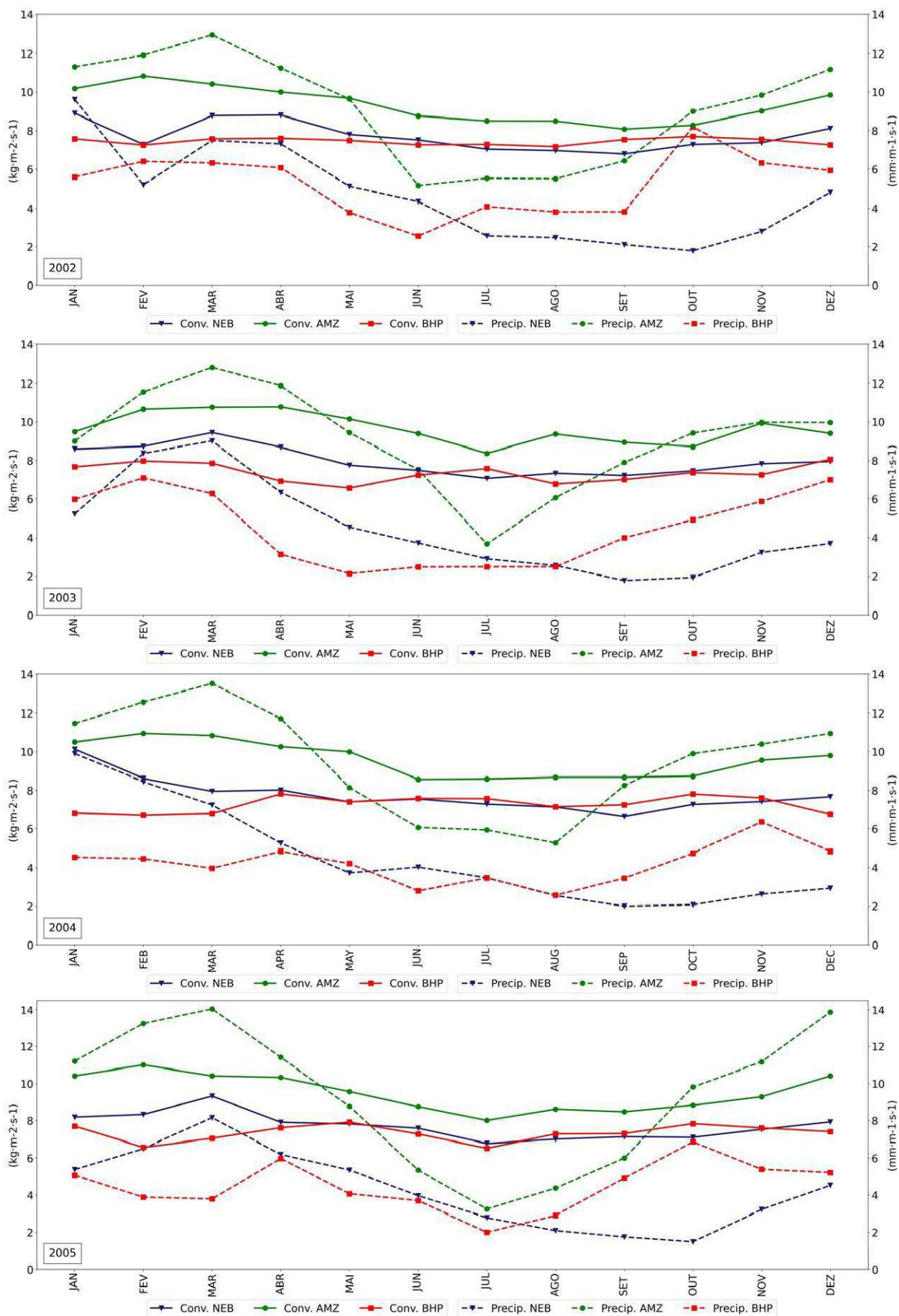
Como esperado, os picos de intensidade de precipitação e de convergência de umidade integrada na vertical ocorrem nas estações chuvosas de cada região. Os ciclos sazonais de precipitação são mais intensos do que os de convergência de umidade para todas as regiões. Dentre as três regiões a Amazônia destaca-se por ter a maior amplitude no ciclo sazonal de precipitação: mais de  $8 \text{ kg/m}^2\cdot\text{s}$ , variando entre  $4 \text{ kg/m}^2\cdot\text{s}$  em setembro e  $13 \text{ kg/m}^2\cdot\text{s}$  em dezembro. A precipitação sobre a Bacia do Prata quase não variou ao longo do ano, estando sempre em torno de  $7 \text{ kg/m}^2\cdot\text{s}$ , embora a convergência de umidade variou entre 3 e  $6 \text{ kg/m}^2\cdot\text{s}$ , aproximadamente.

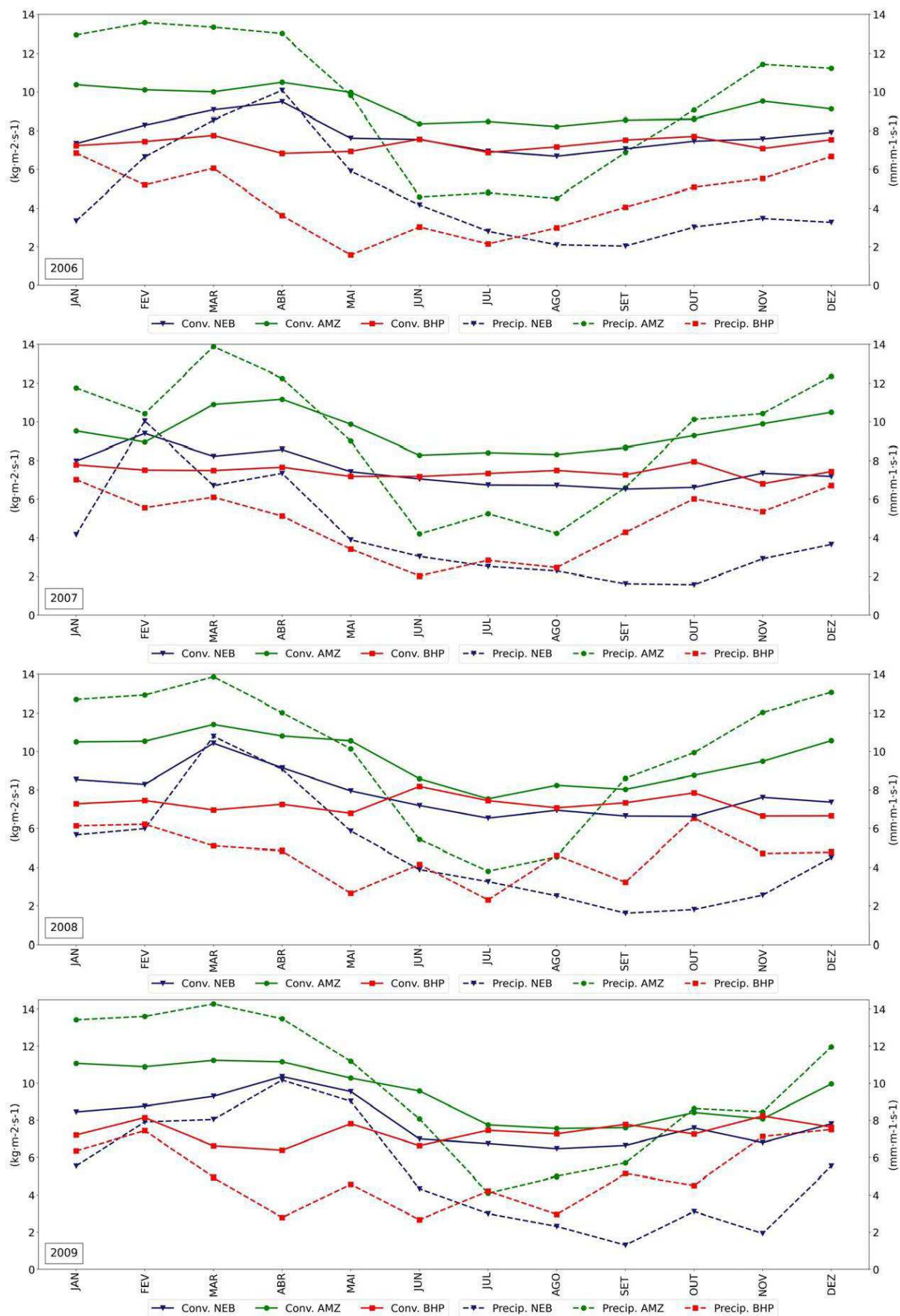
Os maiores valores de convergência no NEB foram registrados principalmente em meses de verão (fevereiro e março), também havendo picos em janeiro. A principal causa se deve aos sistemas sinóticos atuantes na região durante esse período, a Zona de Convergência Intertropical no setor norte do NEB (Moura e Shukla, 1981), e os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis com maior incidência nos setores leste e central (Reis et al., 2021). Sistemas de mesoescala como os Complexos Convectivos de Mesoescala também têm maior incidência durante esse período citado acima, podendo causar eventos extremos de precipitação (Lyra et al., 2022). Isso demonstra a importância desses dois sistemas sinóticos para o regime pluviométrico da região, não só pelo período, mas também como a grande área que ambos englobam, pois os VCANs intensos superam os valores Amazônicos de precipitação e convergência de umidade. Entre os meses de maio e julho há a grande incidência das Perturbações Ondulatórias do Alísios, porém esses valores não são perceptíveis nos gráficos devido à pequena área afetada por esses sistemas, que é parte da costa leste do NEB.

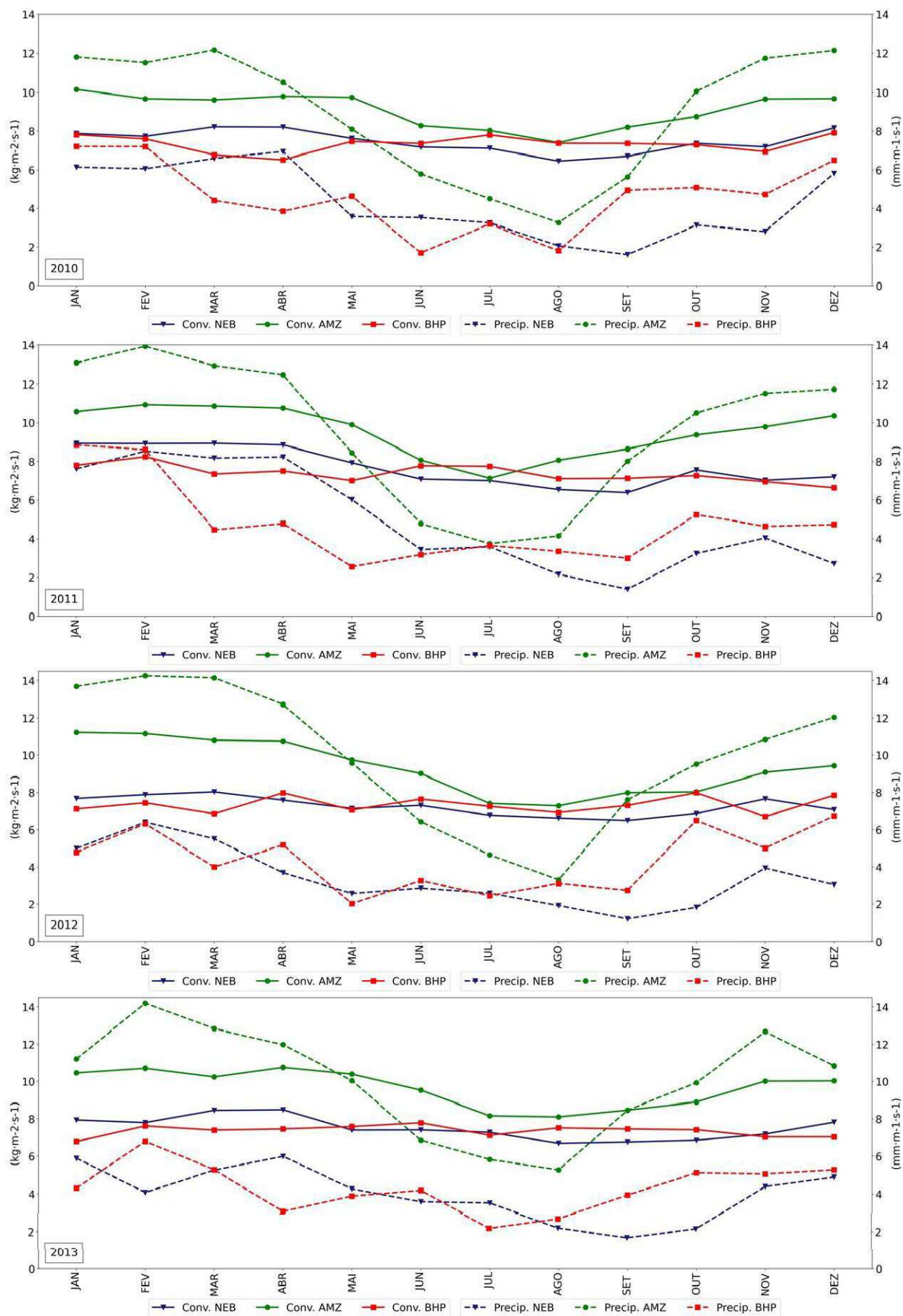
Para a região da Bacia do Prata, os valores de convergência se equipararam aos do NEB ao longo dos ciclos anuais, porém possuiu valores inferiores durante a estação seca, além de possuir um ciclo sazonal sem muitas variações, ao contrário das outras duas regiões. As taxas

de precipitação na Bacia do Prata possuíram variação muito mais acentuada em do que os níveis de convergência de umidade. Nessa região, apesar da pouca variação, os maiores valores para todas as variáveis analisadas foram registrados em meados e final da primavera devido à maior presença do Jato de baixos níveis da América do Sul (Salio et al. 2002, Marengo et al., 2004, Arraut et al., 2012), este escoamento que também está relacionado à maior frequência de Complexos Convectivos de Mesoescala Subtropicais durante a estação quente (Salio et al., 2007).

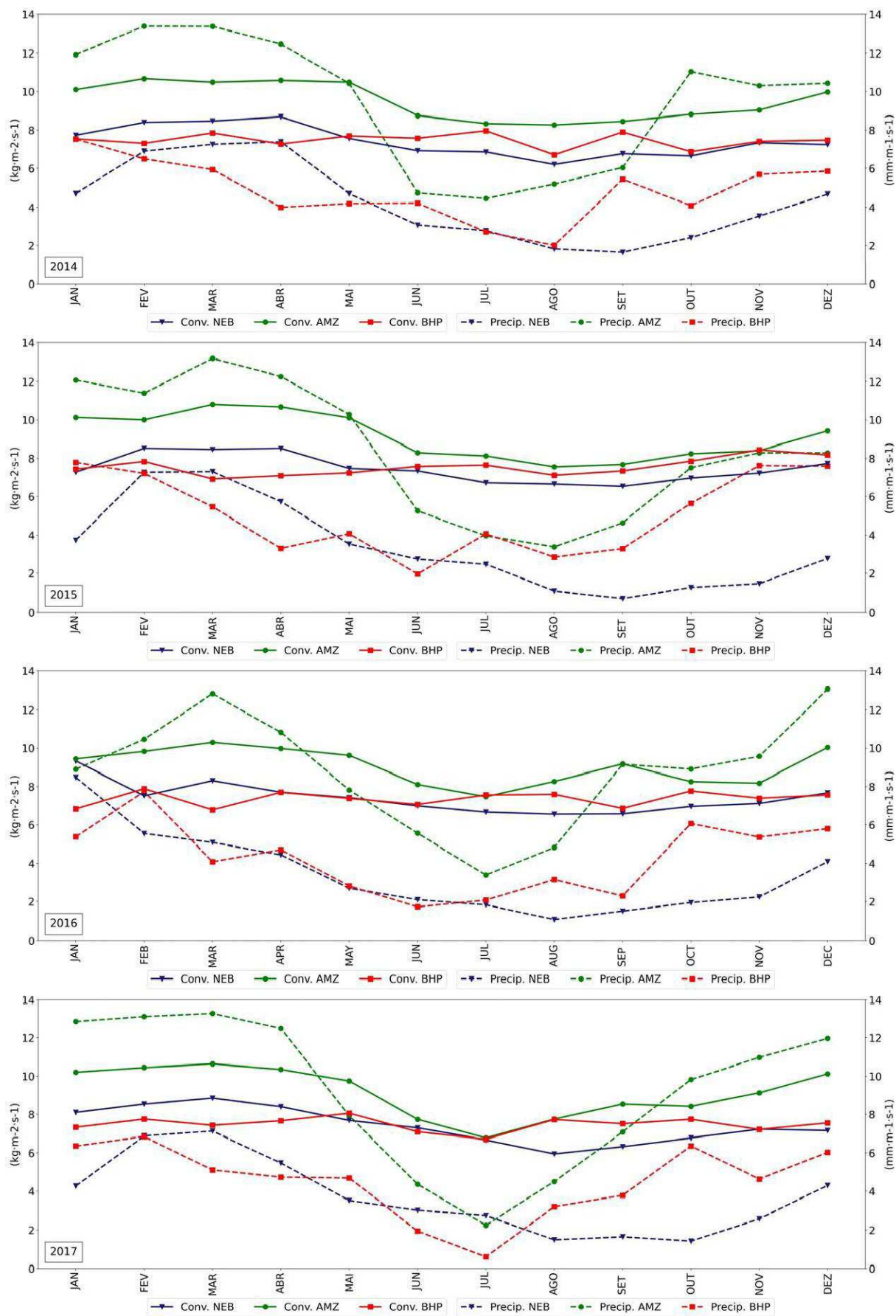


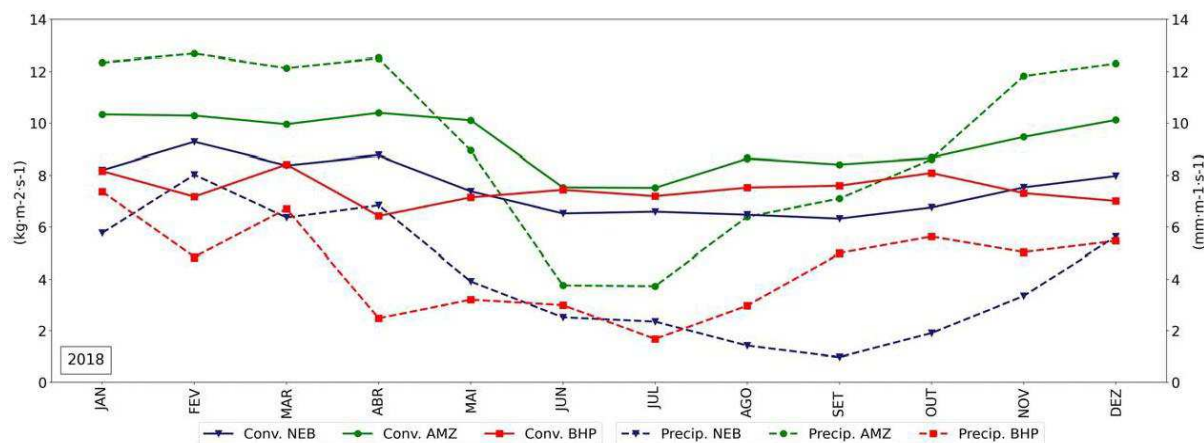












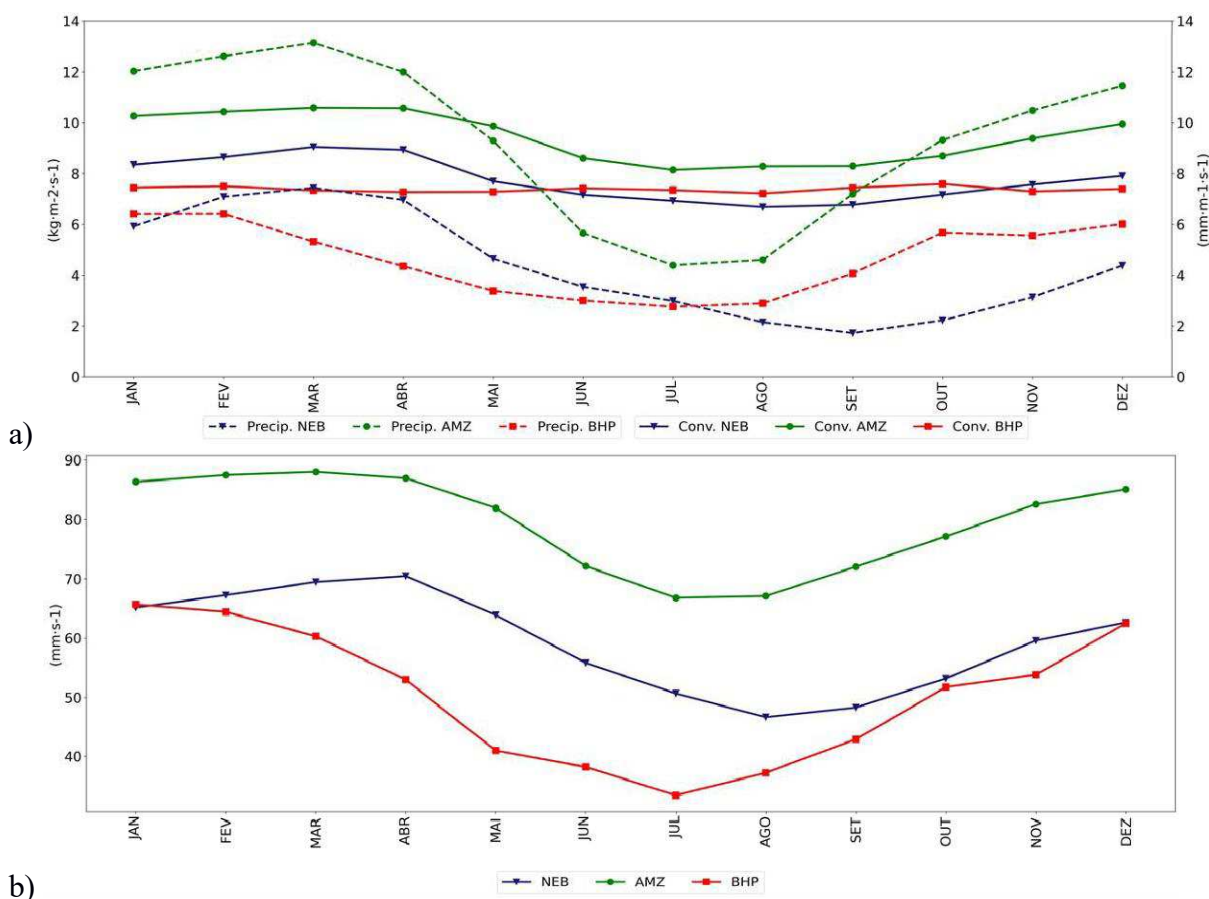
**Figura 23.** Médias mensais de convergência do transporte de umidade integrada na vertical e precipitação para as três regiões analisadas entre 1999 e 2018. Fonte: Autor (2022).

As médias mensais para ambas as variáveis analisadas acima foram calculadas a longo prazo (1988-2018), apresentadas na Figura 24. Estes resultados mostraram que no NEB os maiores valores de convergência de umidade e precipitação concentram-se principalmente entre dezembro e abril, mês onde inicia-se a pré-estação chuvosa, havendo a continuidade ao longo do final do verão e início do outono. As taxas de precipitação na Bacia do Prata possuíram variação muito mais acentuada em relação aos níveis de convergência de umidade. Onde, ao se comparar com a água precipitável, observou-se maior dependência em relação à essa variável.

Os ciclos sazonais das três regiões apresentaram diferentes resultados para as três variáveis analisadas. No NEB, o ciclo da convergência de umidade apresentou pouca variação, possuindo picos nos primeiros meses do ano e com os menos valores concentrando-se entre julho e setembro, já o ciclo da precipitação apresentou maior variação, mesmo com a pequena queda de convergência, os valores das chuvas despencam a partir de maio. Isso mostra que mesmo apesar da elevada correlação entre convergência e precipitação na região, as taxas de água precipitável se mostraram mais influentes no ciclo sazonal da precipitação. Para a bacia do Prata, os ciclos sazonais foram similares aos do NEB, alterando-se apenas os picos das variáveis devido aos diferentes períodos da estação chuvosa entre a região subtropical e a tropical descrita acima. Na região da Amazônia relatou-se um ciclo sazonal muito mais intenso para as ambas as variáveis em estudo, destacando-se principalmente o ciclo da precipitação, que apresentou a maior variação entre todos os aspectos analisados. A convergência foi mais elevada que a precipitação na AMZ durante a estação seca devido à intensa evapotranspiração. Já durante o fim da primavera ao fim do verão, os valores de precipitação foram mais elevados, também devido ao aumento acentuado de água precipitável.

A maior queda da precipitação na estação seca comparada à convergência nos fez olhar para o campo de água precipitável (Figura 24b), que também tem apresentado queda semelhante à precipitação, comprovando maior dependência entre as duas variáveis.

O NEB e AMZ apresentaram uma elevada correlação entre as curvas de convergência e precipitação. Na AMZ, a correlação foi de 0,882; sendo considerada uma correlação forte. Já no NEB essa correlação foi de 0,933, um valor bastante elevado e que também indica a maior dependência da convergência de umidade nessa região para a formação de precipitação. Já na região BHP, a correlação foi moderada, com valor de 0,497, provando que a precipitação não possui forte dependência da convergência de umidade.



**Figura 24.** Médias mensais a longo prazo de convergência do transporte de umidade integrado na vertical e precipitação (a) e água precipitável (b) para as três regiões analisadas (1988-2018). Fonte: Autor (2022).

#### 4.5 Análise da convergência do transporte de umidade em diferentes regiões durante a ocorrência dos VCANs

Os gráficos abaixo representam as médias diárias de convergência de umidade para as áreas estabelecidas na região Nordeste (azul) e da Amazônia (verde). As demais linhas também representam o recorte do NEB, porém durante a ocorrência dos VCANs analisados, onde os mesmos estão demarcados pela numeração definida na Tabela 3. Como os vórtices que atingiram a área de estudo limitam-se a apenas alguns meses do ano, optou-se em utilizar intervalos entre os meses de outubro de um ano e finalizando em abril do ano posterior. Nesta seção em diante o recorte da Bacia do Prata foi descartado, para realizar uma análise comparativa entre NEB e AMZ.

Para os 20 anos de análise, os valores de convergência de umidade no NEB estiveram abaixo em relação a AMZ. Segundo alguns estudos como Kousky e Gan (1981); Ramirez et al. (1999); Morais et al. (2020), a maior frequência de VCANs ocorre no mês de janeiro. As análises da Figura 25 apontam que os vórtices mais intensos ocorreram majoritariamente durante esses meses, elevando os valores de convergência de umidade no NEB durante seus ciclos de vida.

Como apresentado anteriormente e exemplificado também na Figura 25, os valores de convergência no NEB comumente não ultrapassam os valores da AMZ, e quando isso ocorre, é por poucos dias. Apenas a presença de um vórtice atuando sobre parte do NEB não é suficiente para elevar consideravelmente os índices de convergência, têm-se como exemplo os demais sistemas observados que não elevaram expressivamente os apresentaram valores muito baixos. Isso se deve à um importante fator que é o posicionamento do VCAN, principalmente quando seu núcleo está fixado sobre parte do continente, isso acarreta maior subsidência de ar devido aos movimentos descendentes causados pelo seu mecanismo de desenvolvimento. Esse papel dos vórtices para a inibição convectiva na região quanto ao seu posicionamento foi destacado por Silva e Satyamurty (2006). Ferreira et al. (2019) analisaram uma situação em janeiro de 2007 onde o NEB registrou elevada escassez de precipitação, e ao verificar em detalhes, os centros dos vórtices formados durante esse mês estavam concentrados sobre a região, contribuindo com o déficit de precipitação. Outro fator que proporcionou o aumento na magnitude de alguns eventos, além do seu posicionamento, foi a alteração no curso do fluxo de umidade da América do Sul.

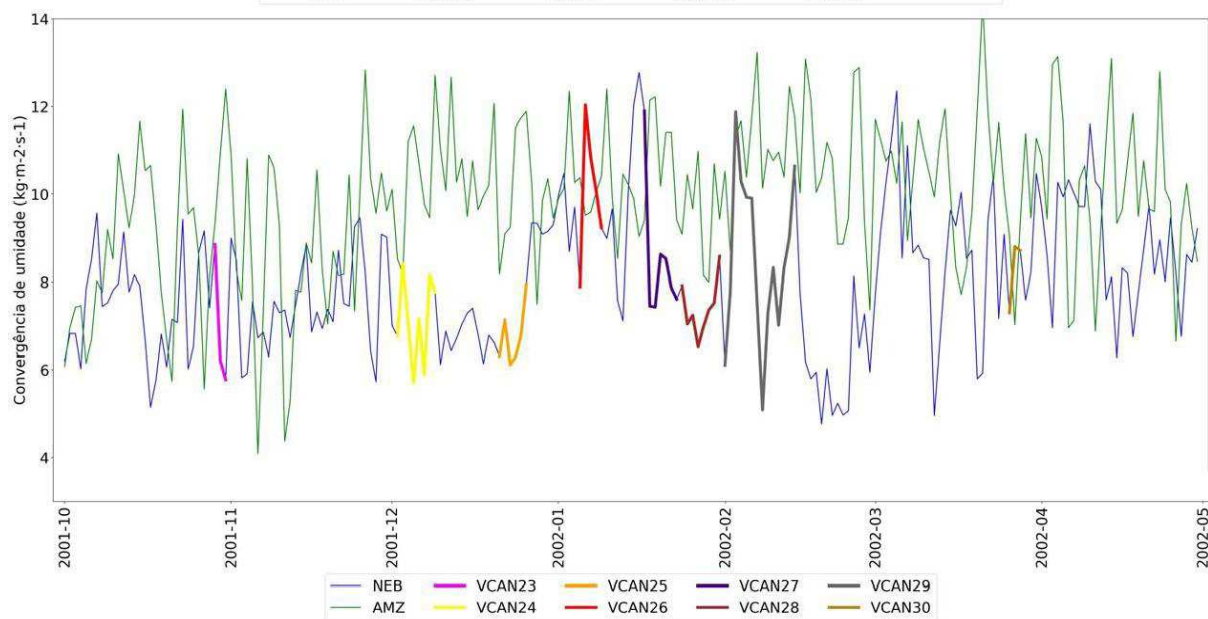
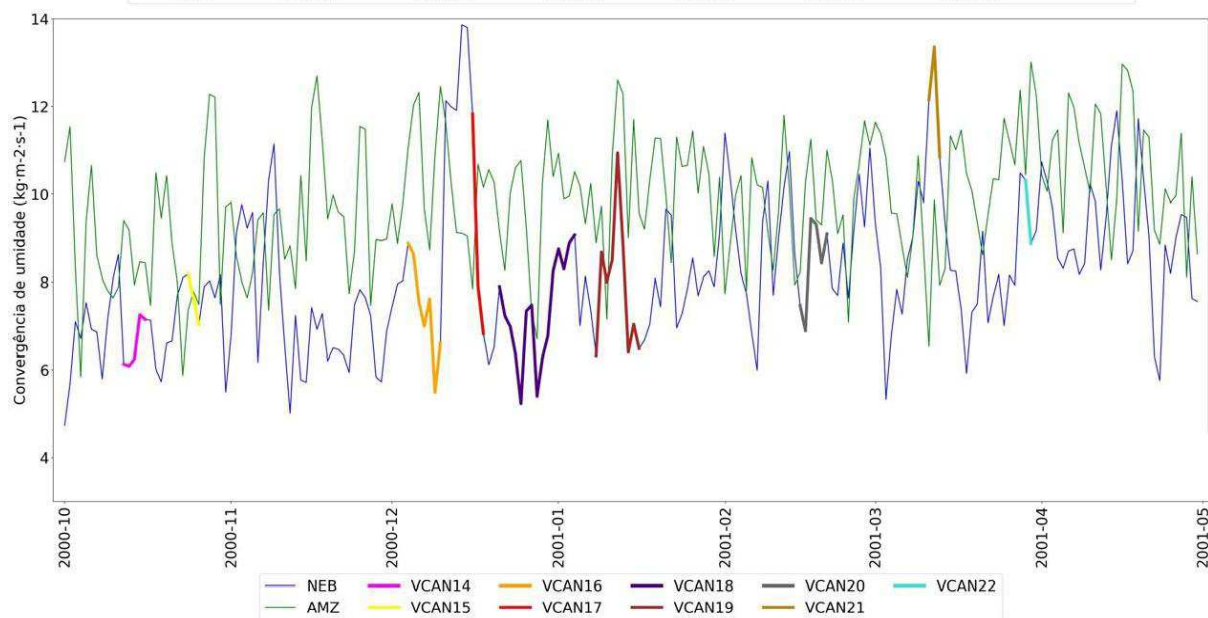
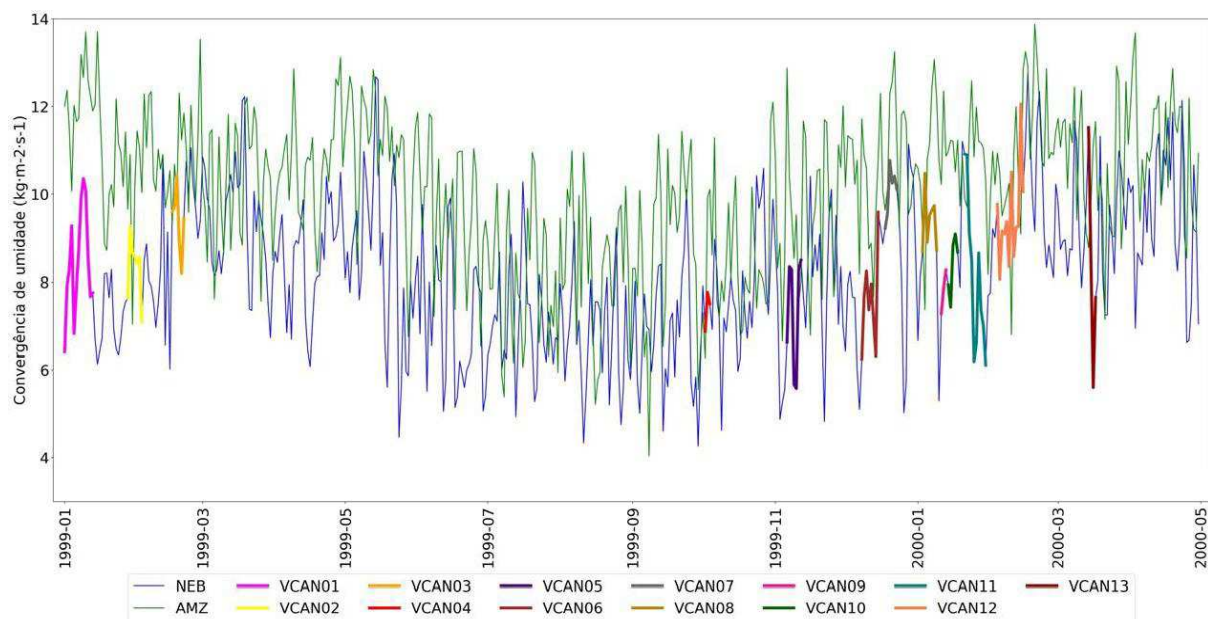
Dentre todo o período analisado, constatou-se também uma alta variabilidade nas ocorrências de VCAN, havendo determinados anos com baixa frequência, assim como alguns

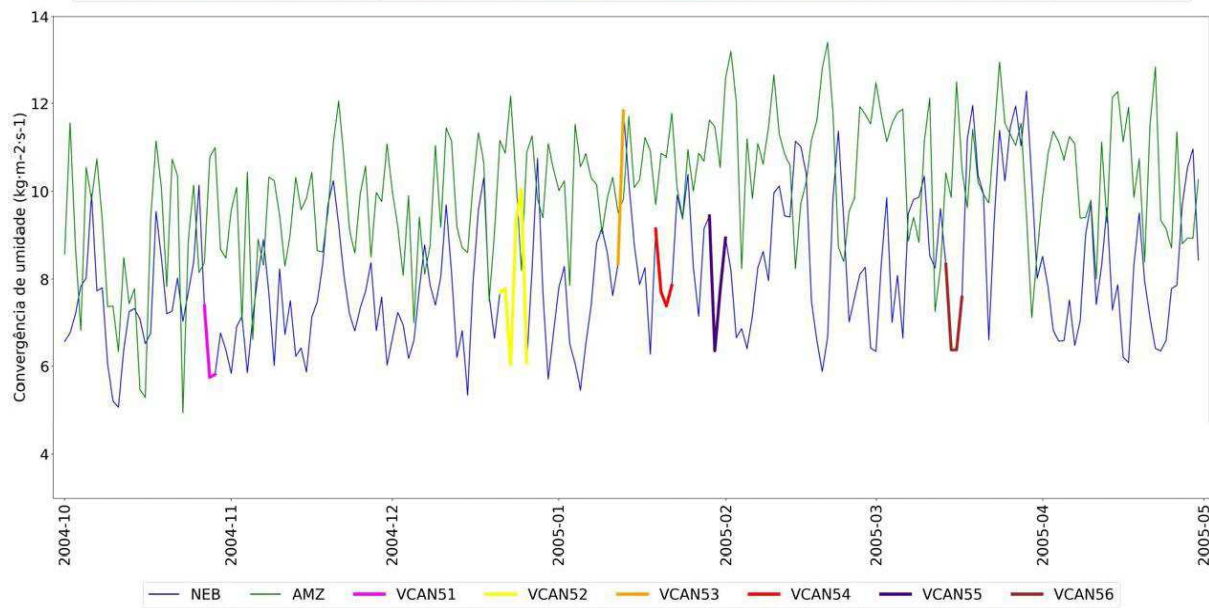
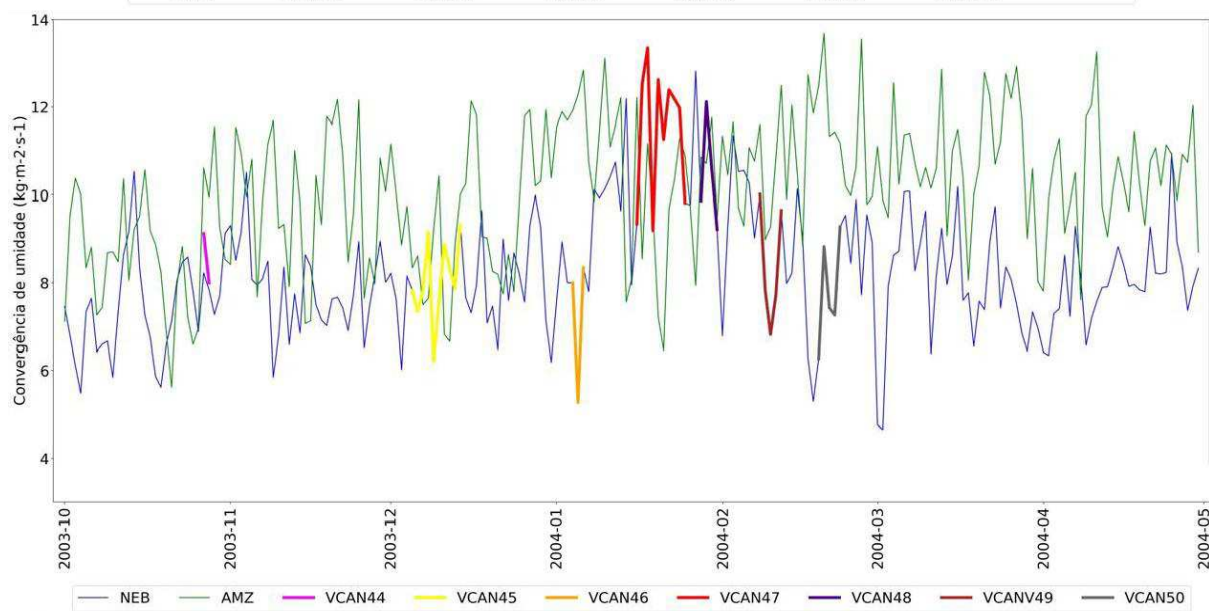
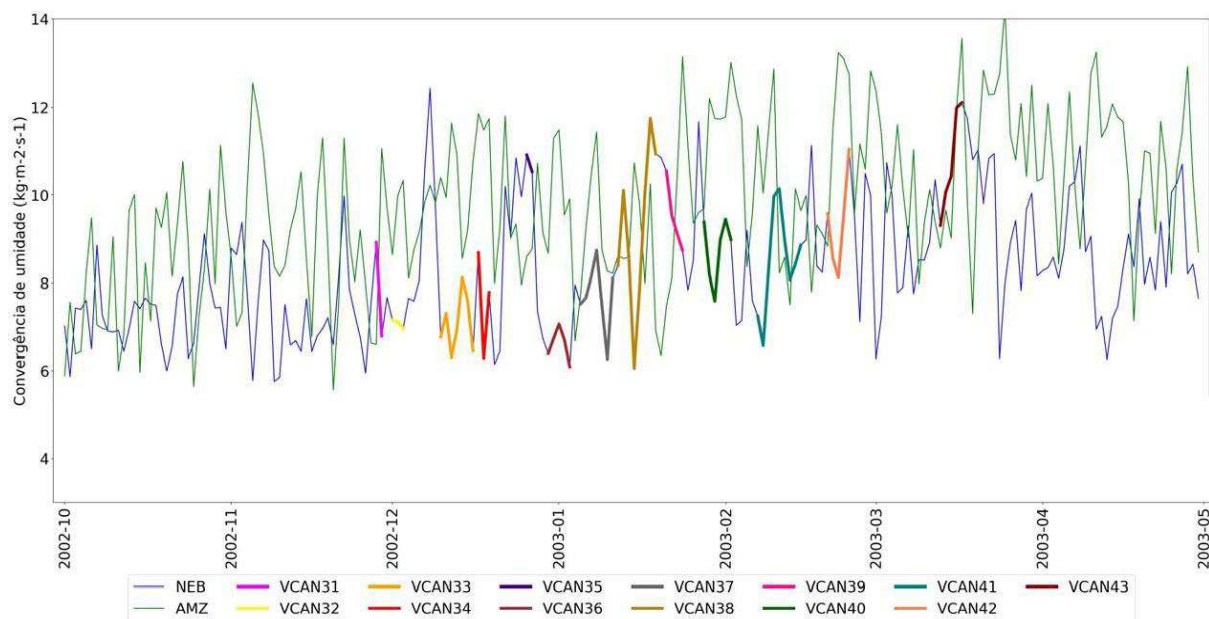
anos com vórtices pouco intensos, a exemplo de 2008 e 2009. A variabilidade intrassazonal foi bastante característica devido ao aumento dos índices de convergência nas estações chuvosas de ambas as regiões.

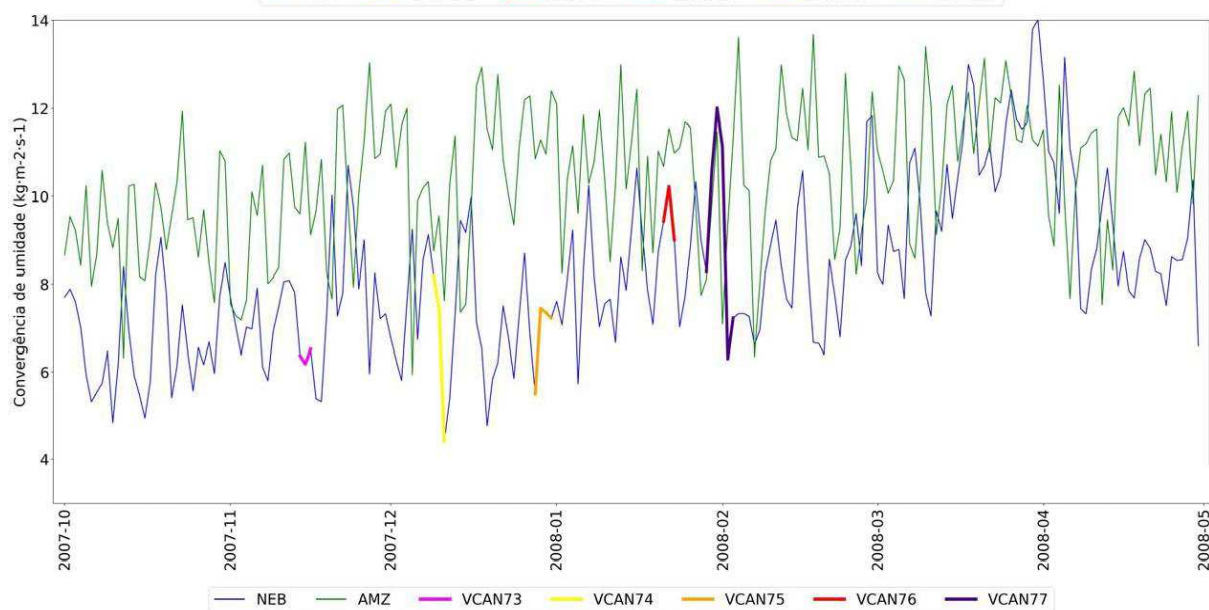
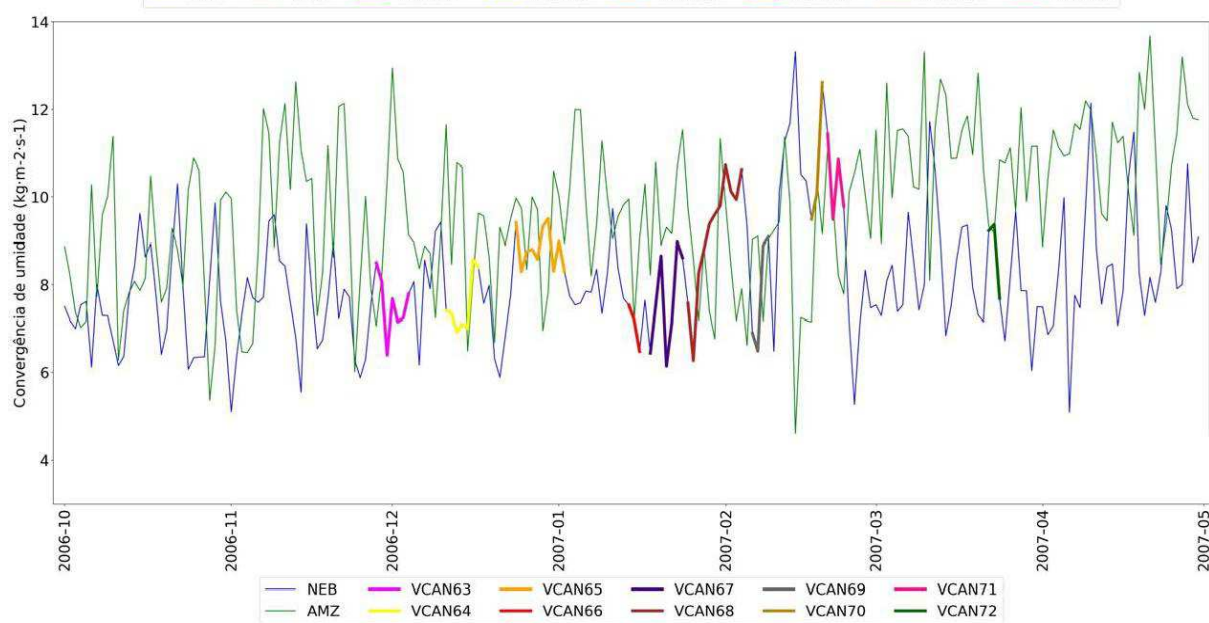
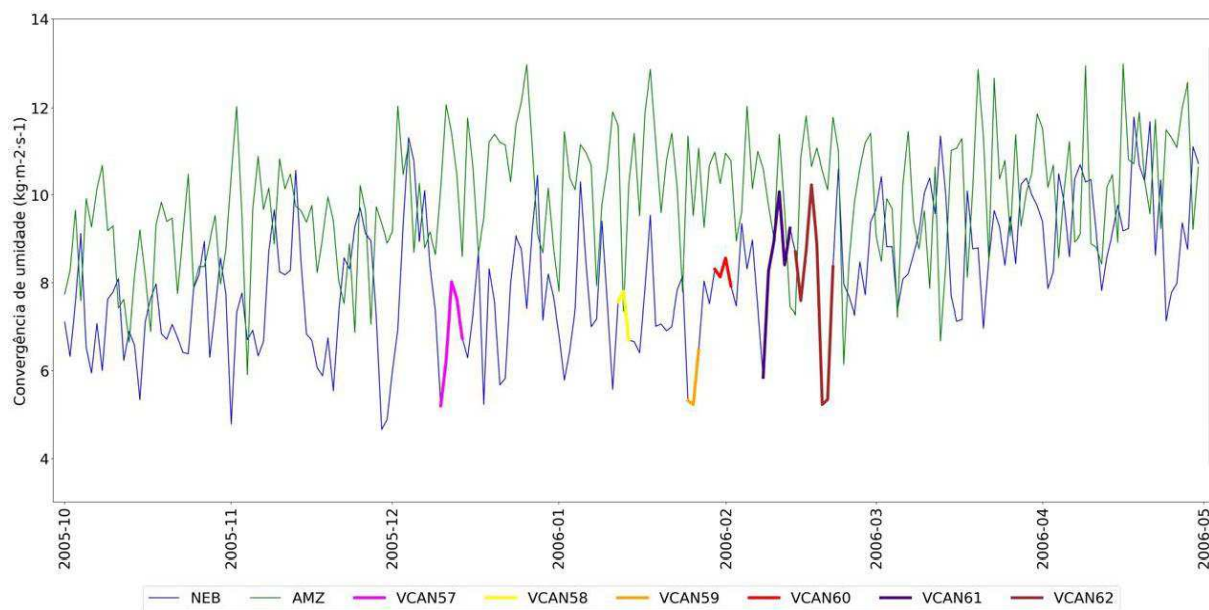
Alguns casos foram analisados em detalhes (apresentados na Seção 4.9), como o VCAN que se desenvolveu entre os dias 16 e 25 de janeiro de 2004, representado na Figura 25 como VCAN 47. Segundo Costa (2018), o mês de janeiro de 2004 caracterizou-se por elevados valores pluviométricos registrados sobre o NEB em decorrência deste vórtice, após um longo período de estiagem. A precipitação gerada por esse sistema reabasteceu o açude Epitácio Pessoa, responsável pelo abastecimento de água para a população do semiárido e sertão do estado da Paraíba, localizado no Nordeste Brasileiro. As chuvas causadas pelo VCAN reabasteceram expressivamente os reservatórios após 6 anos de estiagem. Os dados estimados do volume do reservatório do açude indicavam que até o dia 12 de janeiro seu volume concentrava-se em torno de 23,9%, já no dia 29 este volume passou para 88,8% de sua capacidade total. Este VCAN apresentou formação oceânica, perdurando por cerca de dois dias, passando a ter seu núcleo fixado ao continente e a periferia oeste fixada sobre grande parte do território do NEB durante o restante de sua duração. De acordo com Ramirez et al. (1999) os VCANs que possuem deslocamento predominante de leste para oeste são mais intensos, sendo este um fator para a grande intensidade dos vórtices analisados.

Outro caso analisado em detalhes foi o VCAN desenvolvido em janeiro de 2016 (apresentado na Figura 25 como VCAN 142) apresentou grandes valores de precipitação no NEB, onde seu ciclo de vida durou por aproximadamente 25 dias (06 a 31 de janeiro). Esse vórtice, seguindo a descrição de Morais et al. (2020) possuiu características de um sistema estacionário durante as duas primeiras semanas de desenvolvimento. Durante a ocorrência desse sistema também se observou uma grande alteração no fluxo de umidade desde a região da AMZ para o NEB.

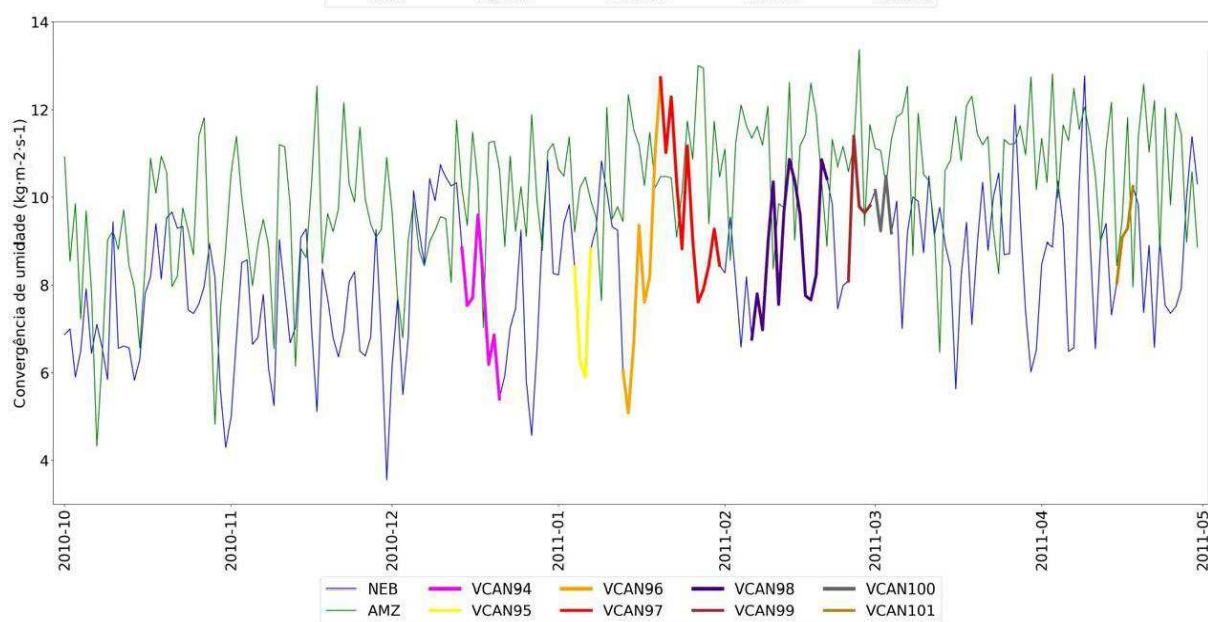
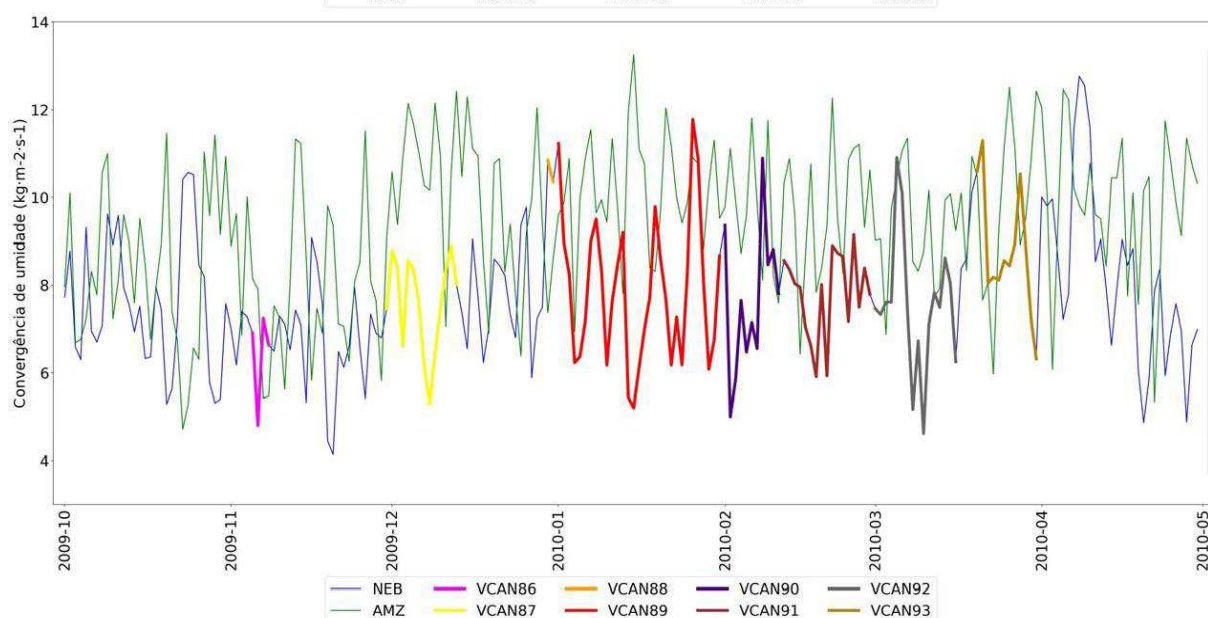
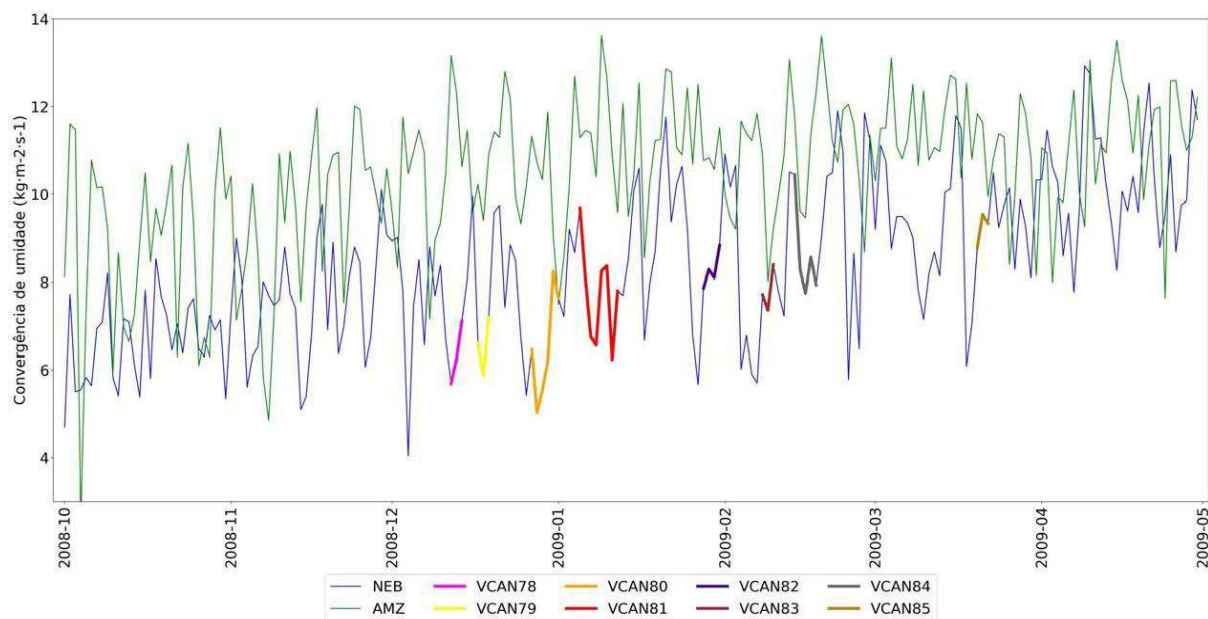
Na Figura 25, observando o VCAN 142 ilustrado na cor laranja, os valores de convergência de umidade não permaneceram intensos durante todo o ciclo do VCAN, muito se deve ao seu posicionamento, assim como no VCAN 47. Durante sua terceira semana de formação, principalmente entre os dias 20 e 22 esses valores atingiram o pico, sendo os maiores valores registrados entre o período de outubro de 2015 e abril de 2016 para o NEB e AMZ, em geral.

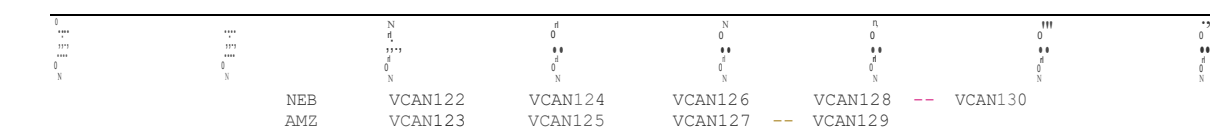
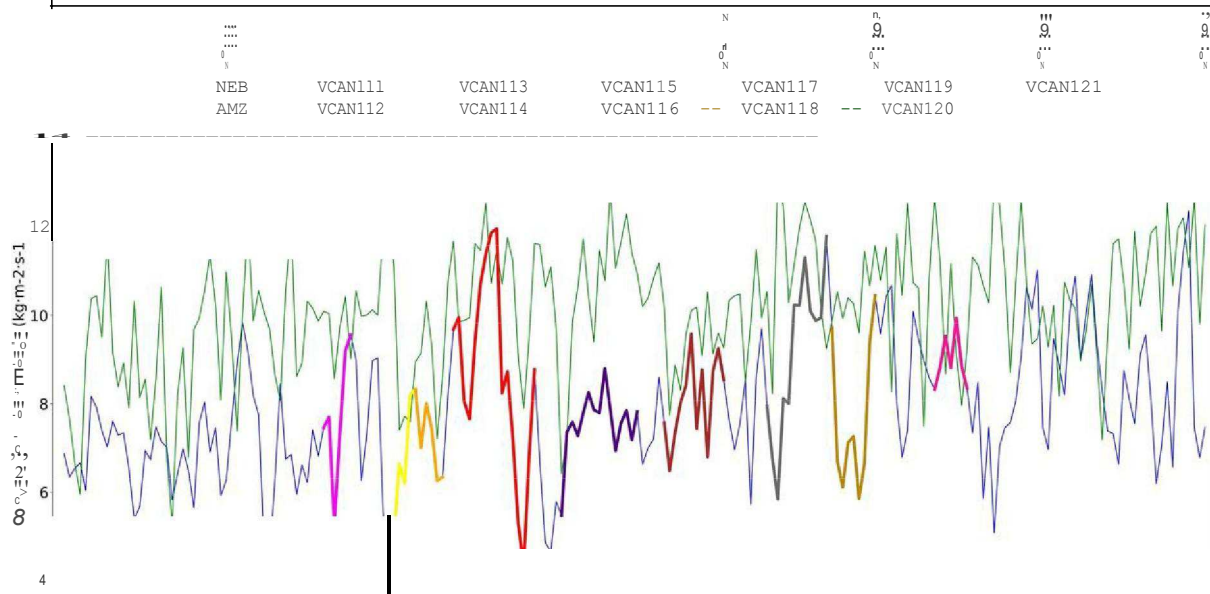
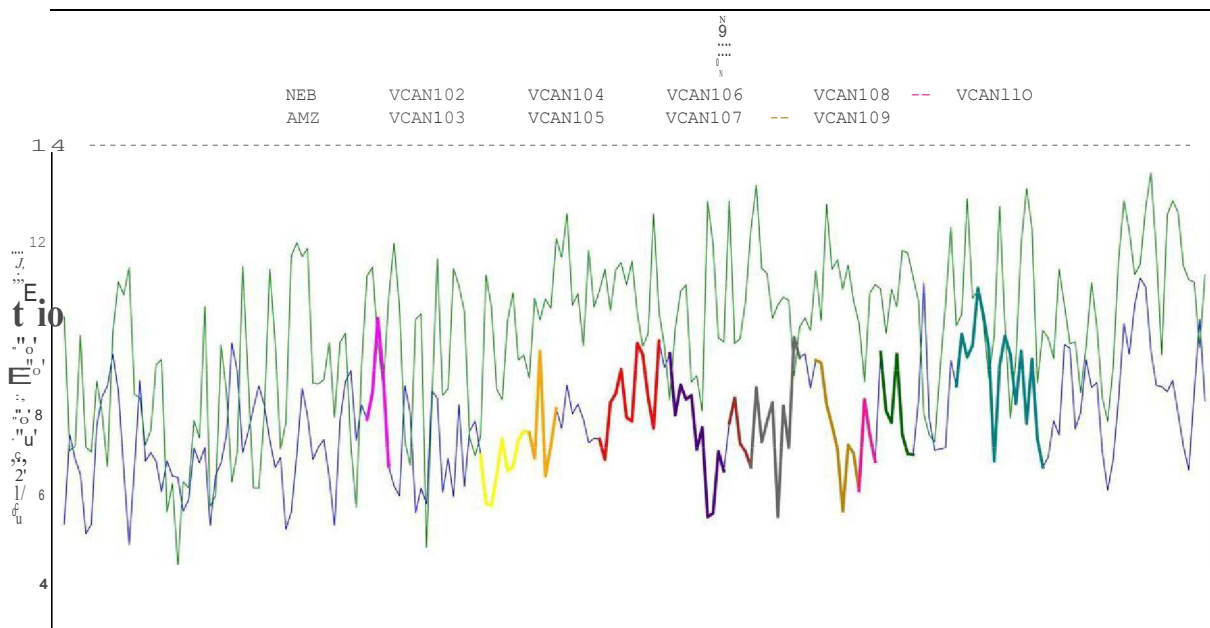
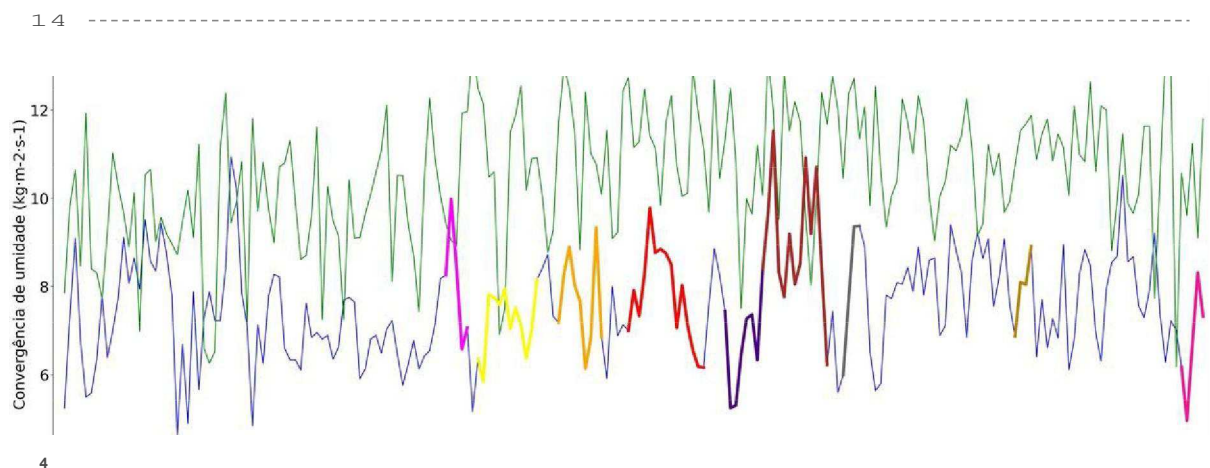


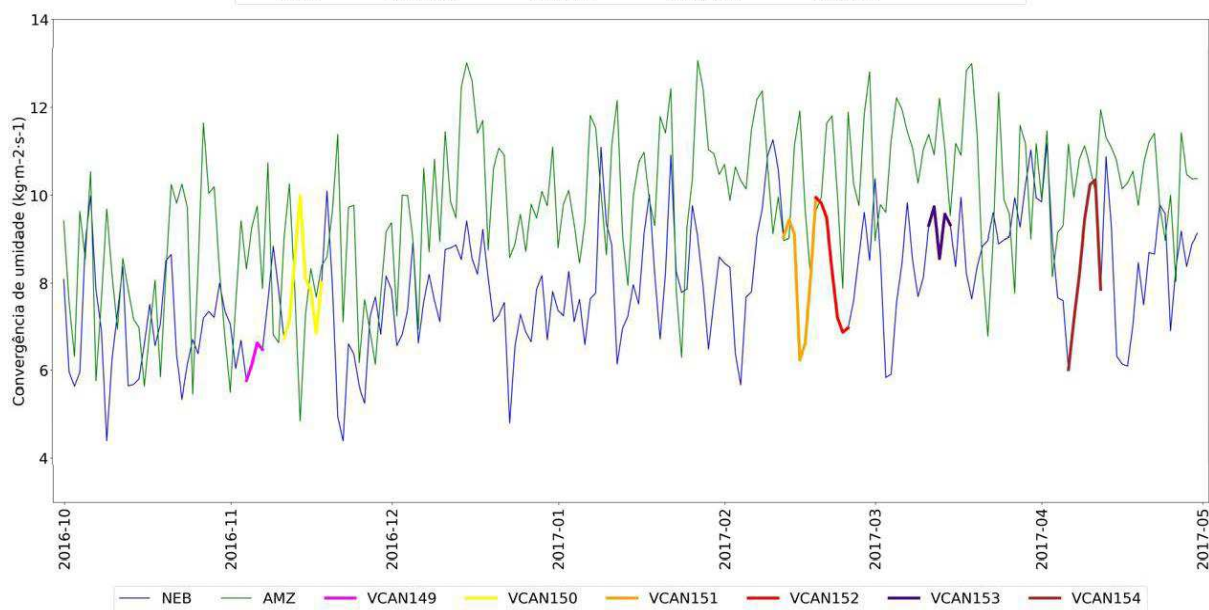
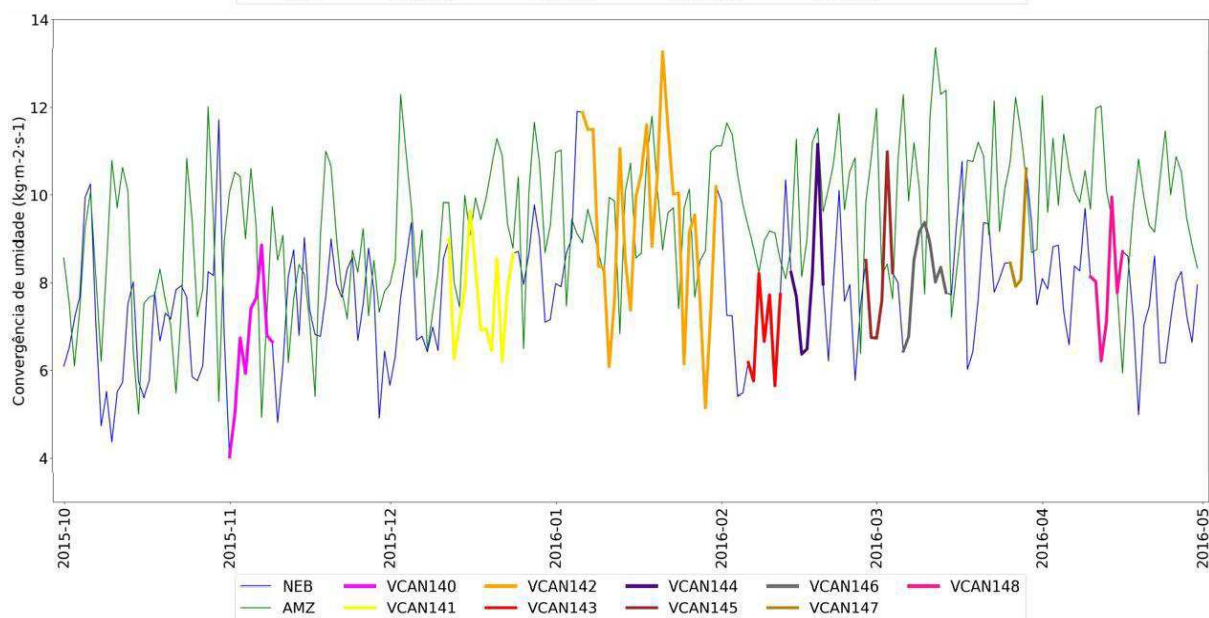
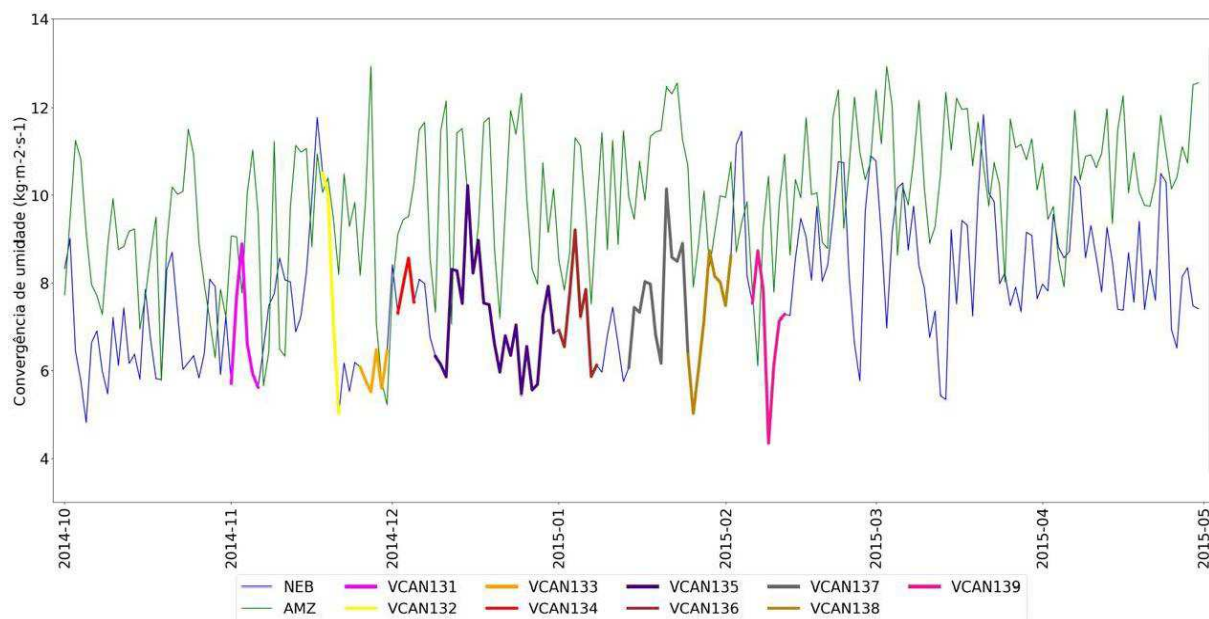


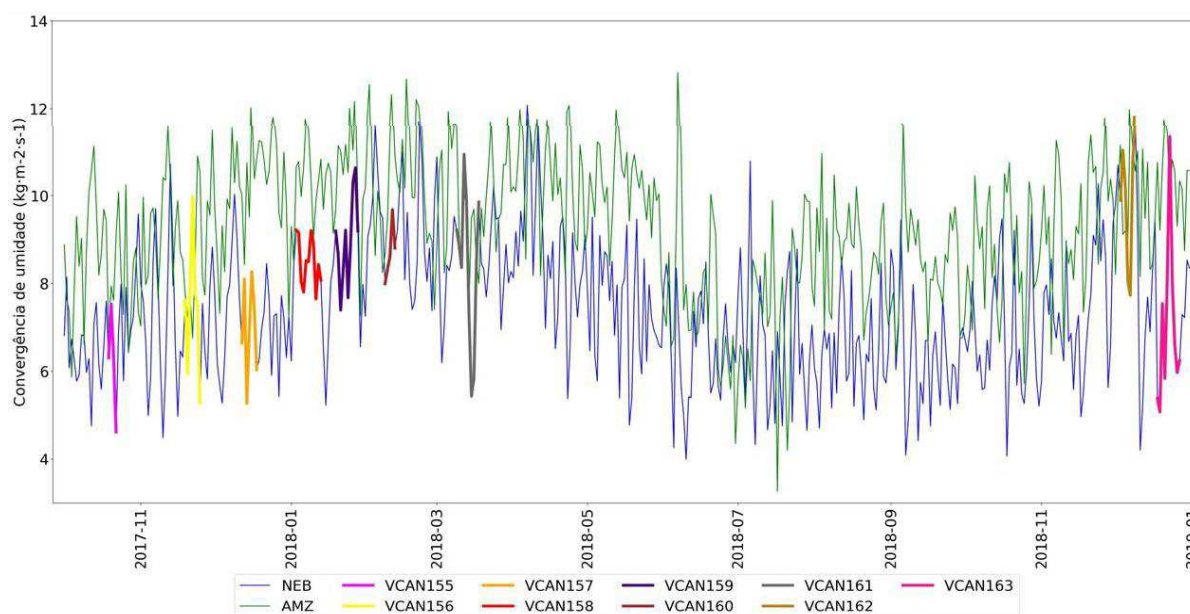












**Figura 25.** Médias diárias da convergência do transporte de umidade integrado na vertical para as regiões do NEB e AMZ entre 1999 e 2018. As linhas coloridas representam as datas de ocorrência dos VCANs durante o período apresentado. Fonte: Autor (2022).

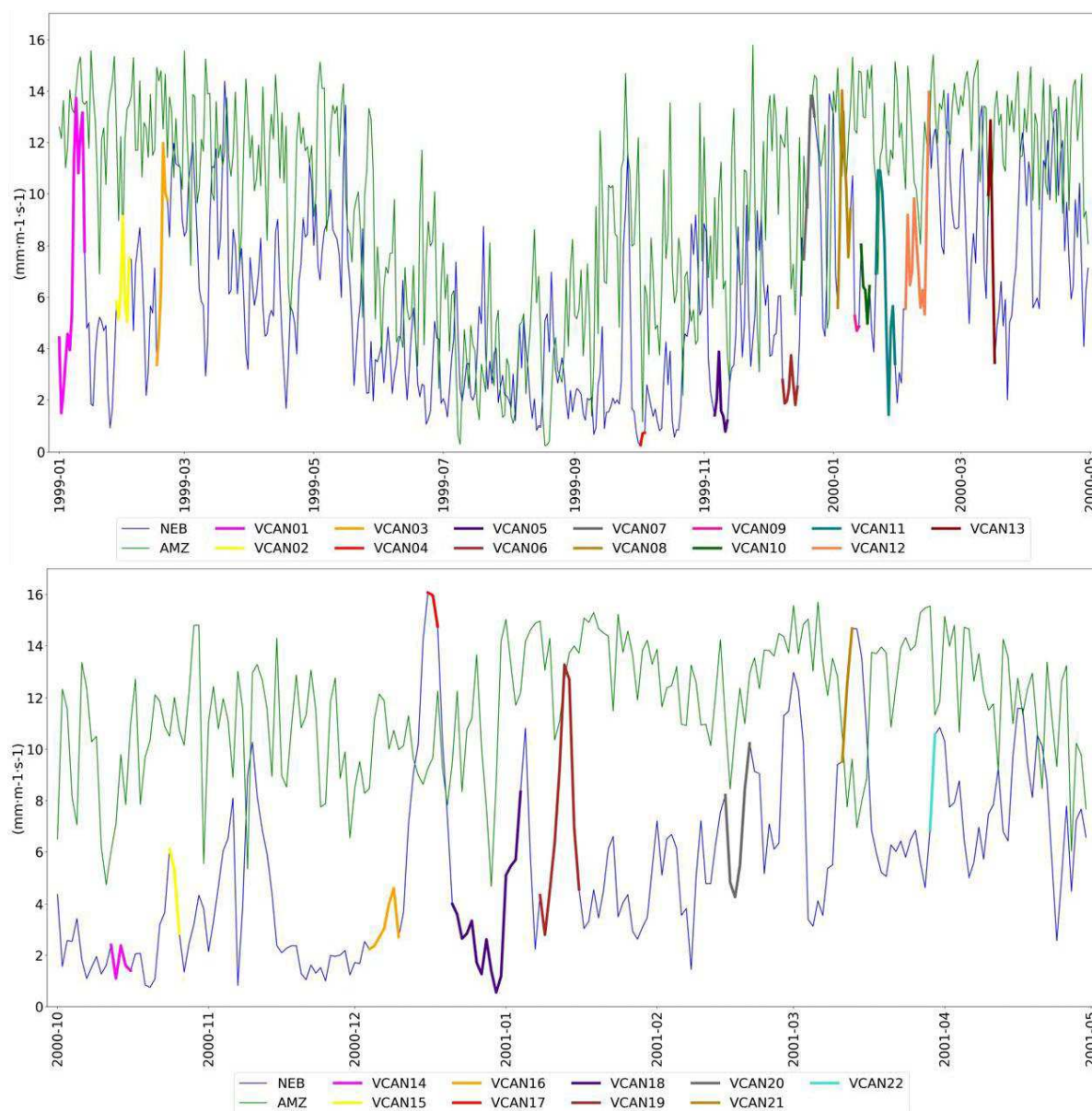
#### 4.6 Análise da precipitação em diferentes regiões durante a ocorrência dos VCANs

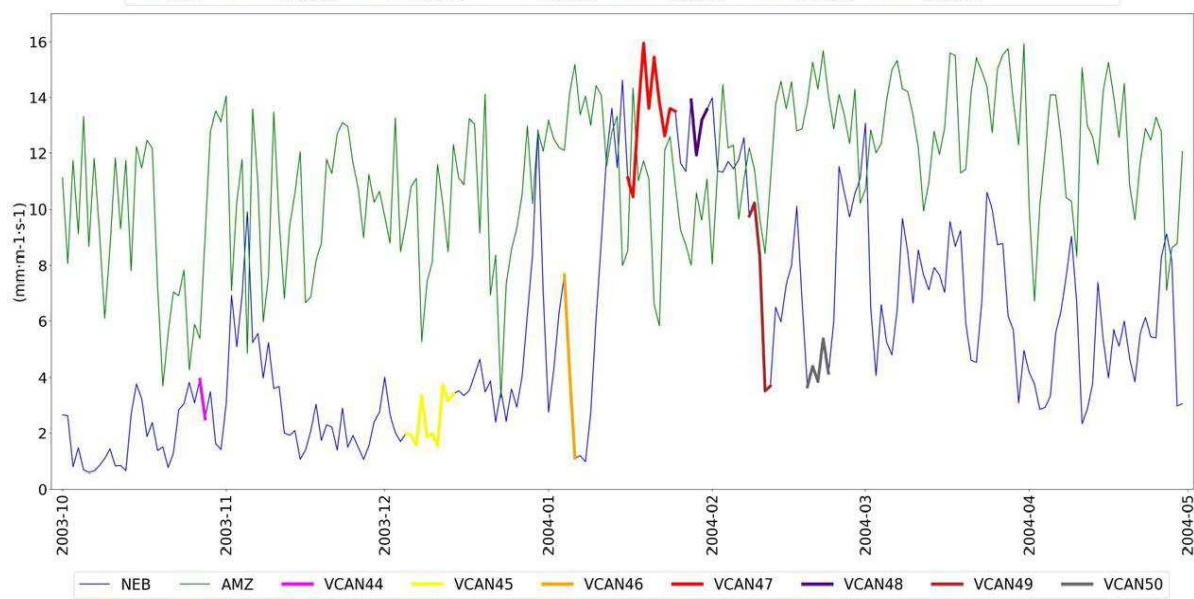
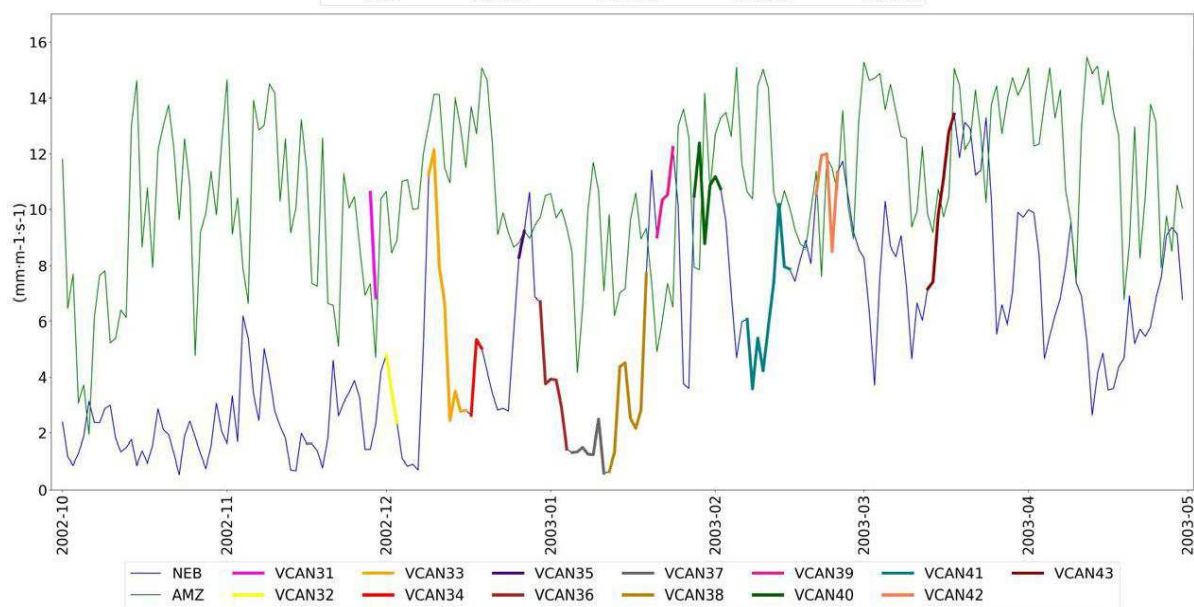
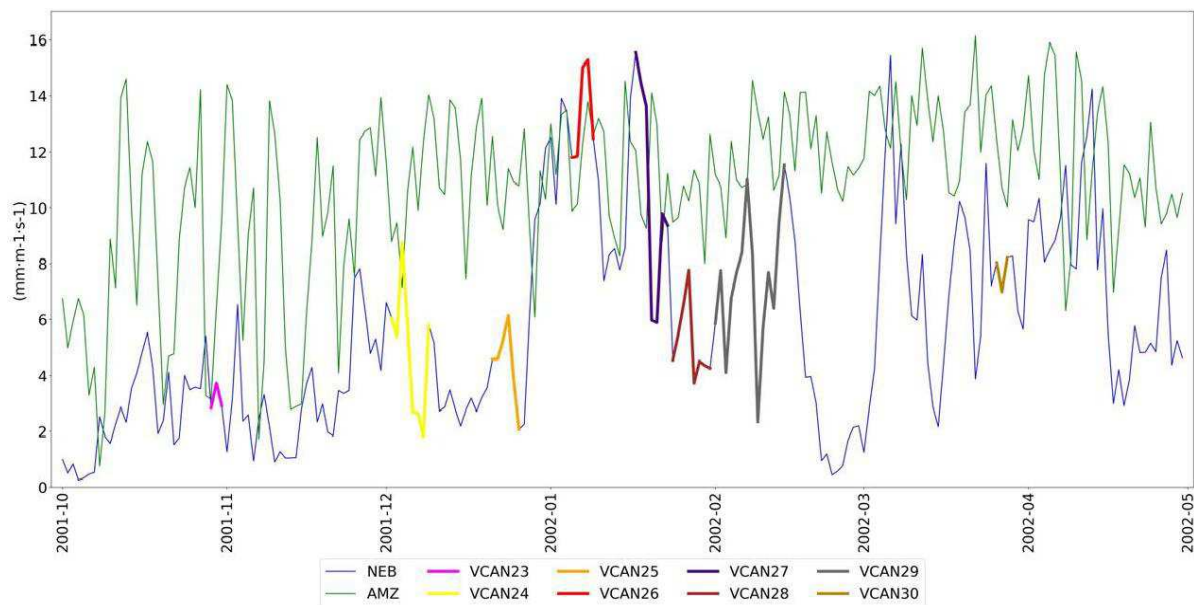
A Figura 26 representa uma análise similar à descrita no item anterior (4.5), porém utilizando as médias diárias de precipitação para as áreas estabelecidas na região Nordeste (azul) e da Amazônia (verde). Assim como na seção 5.5, as demais linhas também representam o recorte do NEB, durante a ocorrência dos VCANs analisados, onde encontram-se demarcados pela numeração definida na Tabela 3. A análise segue utilizando intervalos entre os meses de outubro de um ano e finalizando em abril do ano posterior.

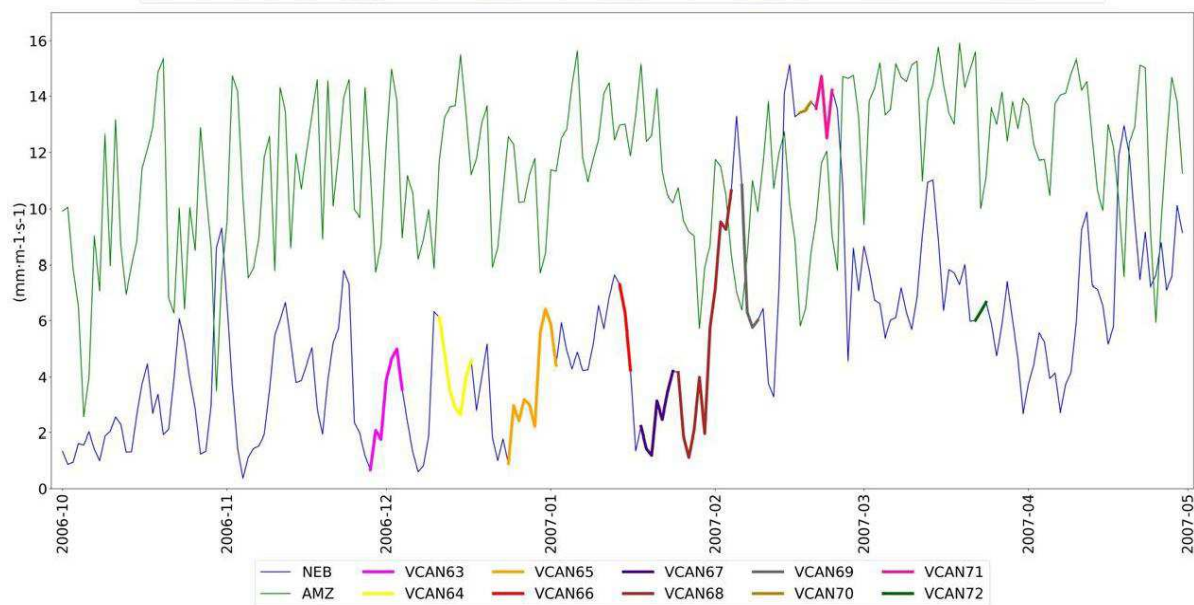
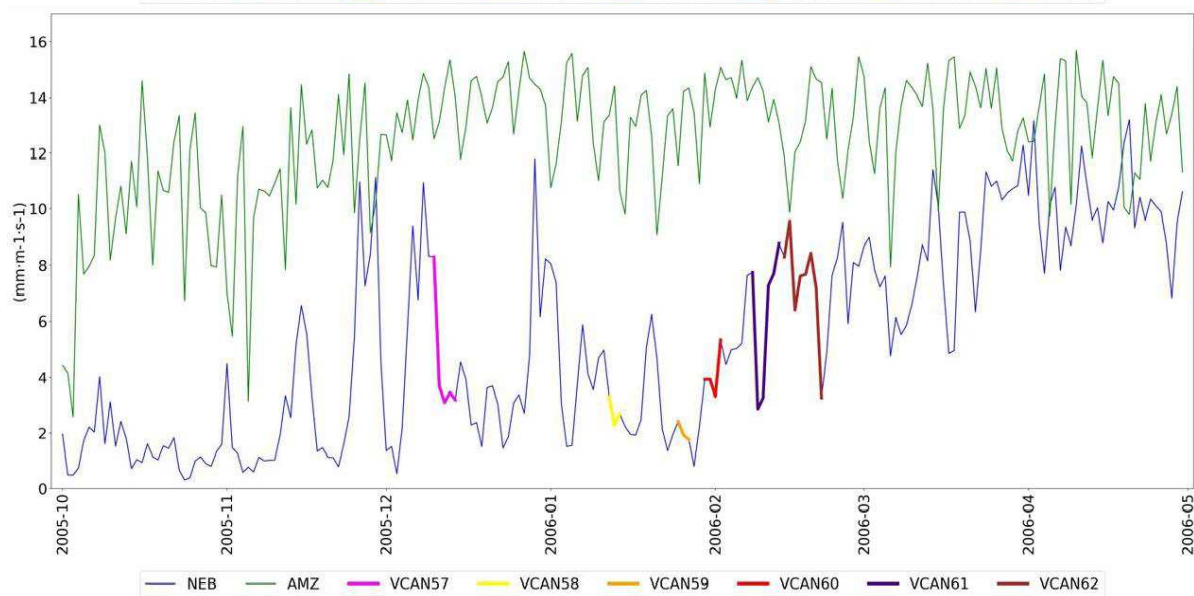
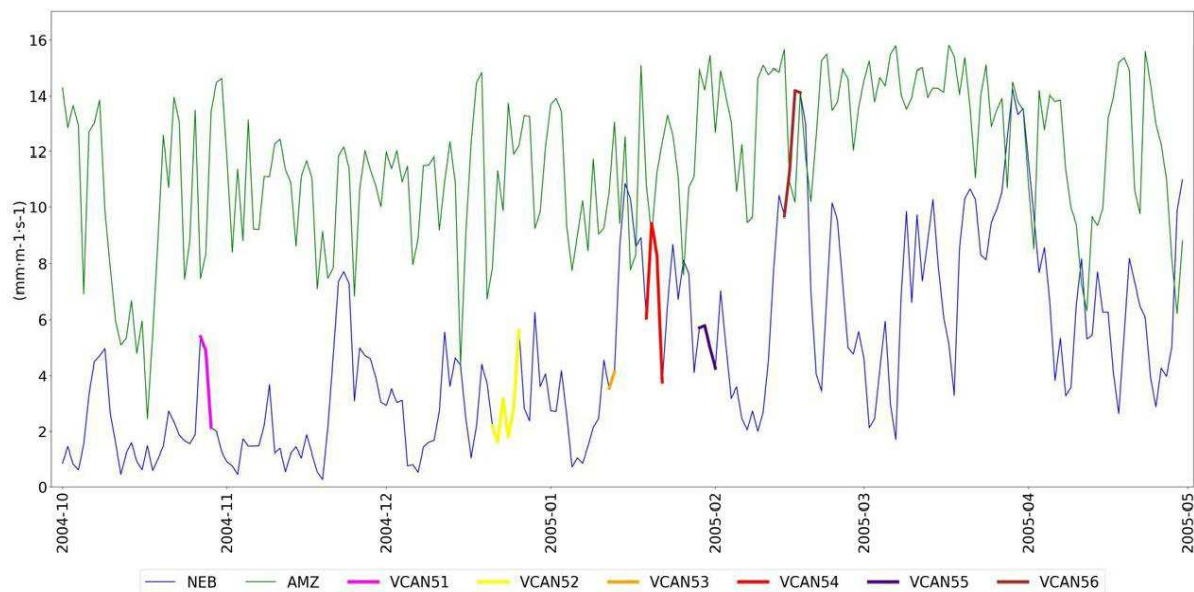
Ao contrário da convergência de umidade, a diferença das médias diárias de precipitação entre o NEB e AMZ foi mais acentuada, devido a fatores que impulsionem a convecção em ambas as regiões, principalmente durante os períodos de estiagem de ambas as regiões. No NEB isso se deve ao fato da maior presença de movimentos subsidentes na região como um todo ao longo do ano.

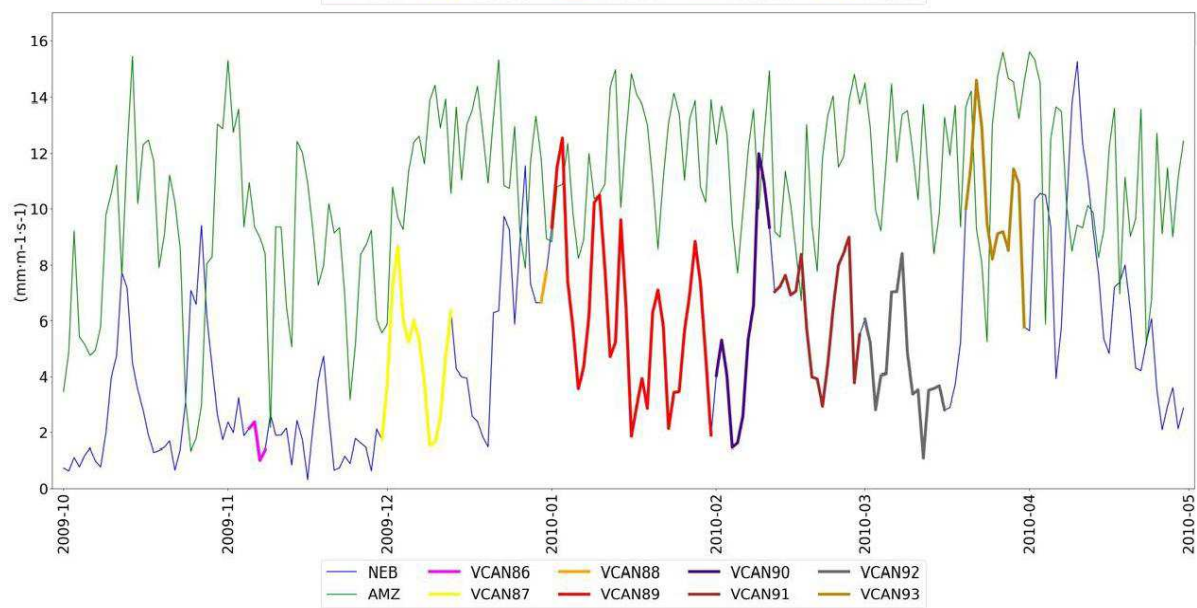
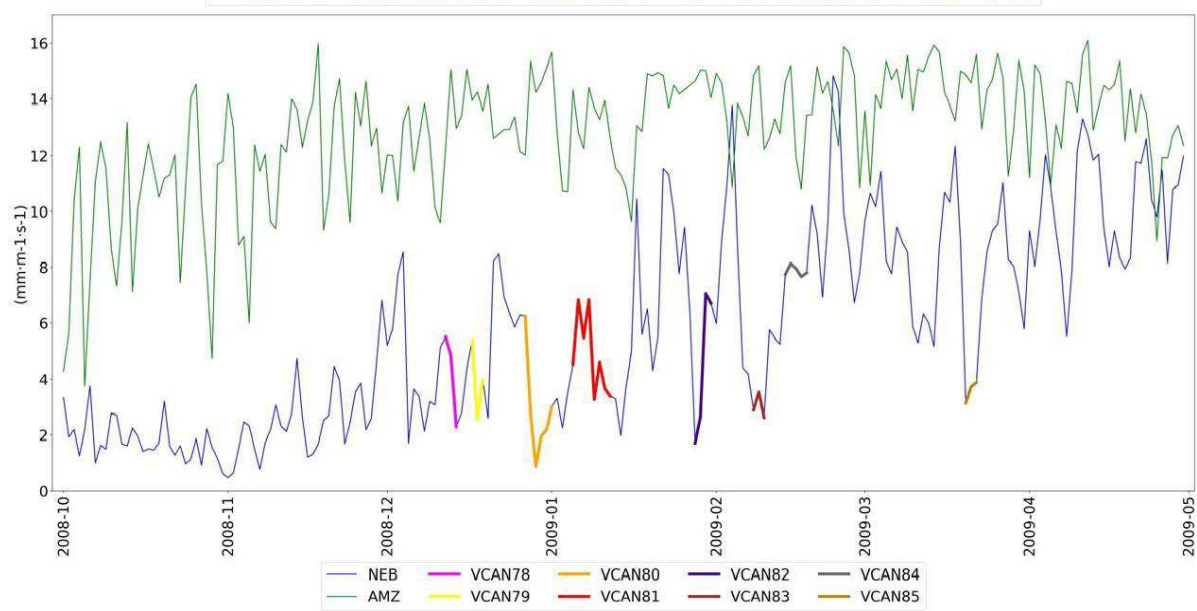
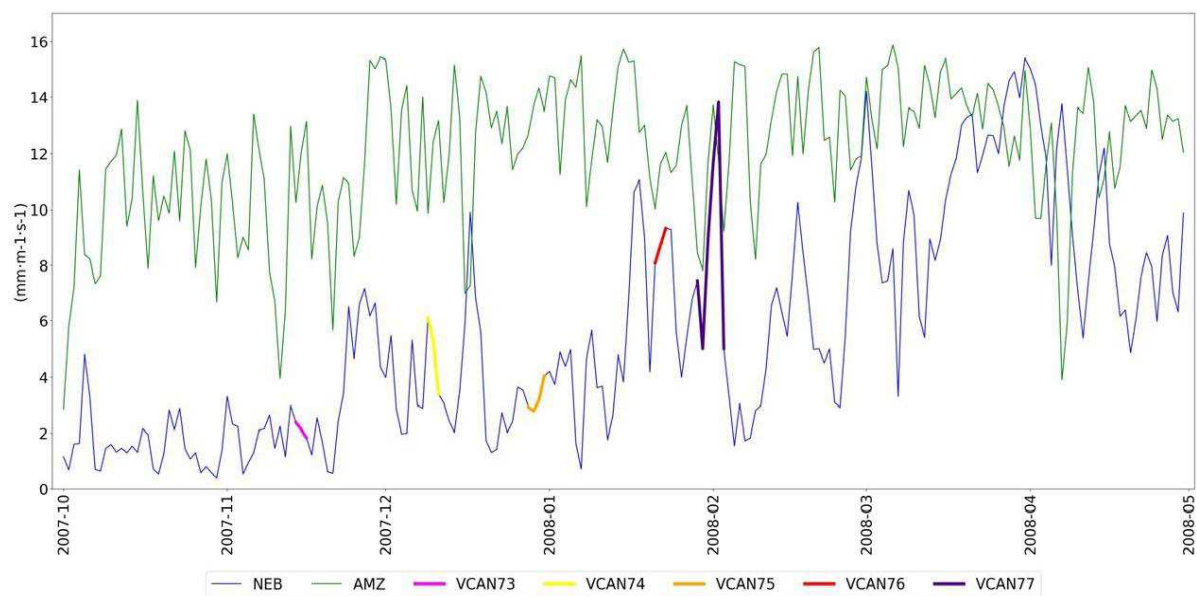
De forma semelhante aos gráficos da Figura 26, os valores de precipitação no NEB comumente não ultrapassaram os valores da AMZ, ocorrendo apenas em poucos dias. O fator de posicionamento dos vórtices manteve sua importância nas alterações dos valores da variável precipitação, tendo como exemplo os VCAN 45, 86, 109 e 140, onde seus núcleos estavam localizados sobre o continente, acarretando a subsidência de ar e conseqüentemente inibindo a formação de chuva. O escoamento conseqüente da alteração na trajetória do fluxo de umidade

no continente também contribuiu de forma significativa para o aumento de precipitação no NEB. Os VCAN, 26, 47, 93, 125 e 142 são exemplos de sistemas com desenvolvimento e período de vida oceânico que receberam umidade através do desvio dos fluxos. Estes dois fatores supracitados foram cruciais para o aumento da precipitação durante o desenvolvimento dos vórtices, onde os casos que não contaram com ao menos um desses fatores, não teve aumento de precipitação acentuado. Avaliando a variabilidade interanual entre ambas as regiões pôde-se observar aproximação entre os valores pluviométricos em determinados anos, assim como uma maior diferença em anos seguintes. Essa variação pode ser consequência de sistemas de escala interanual como o ENOS e suas diferentes influências nas duas regiões devido a alteração na circulação de Walker, como também de sistemas de variabilidade intrassazonal como a Oscilação Madden-Julian (OMJ).

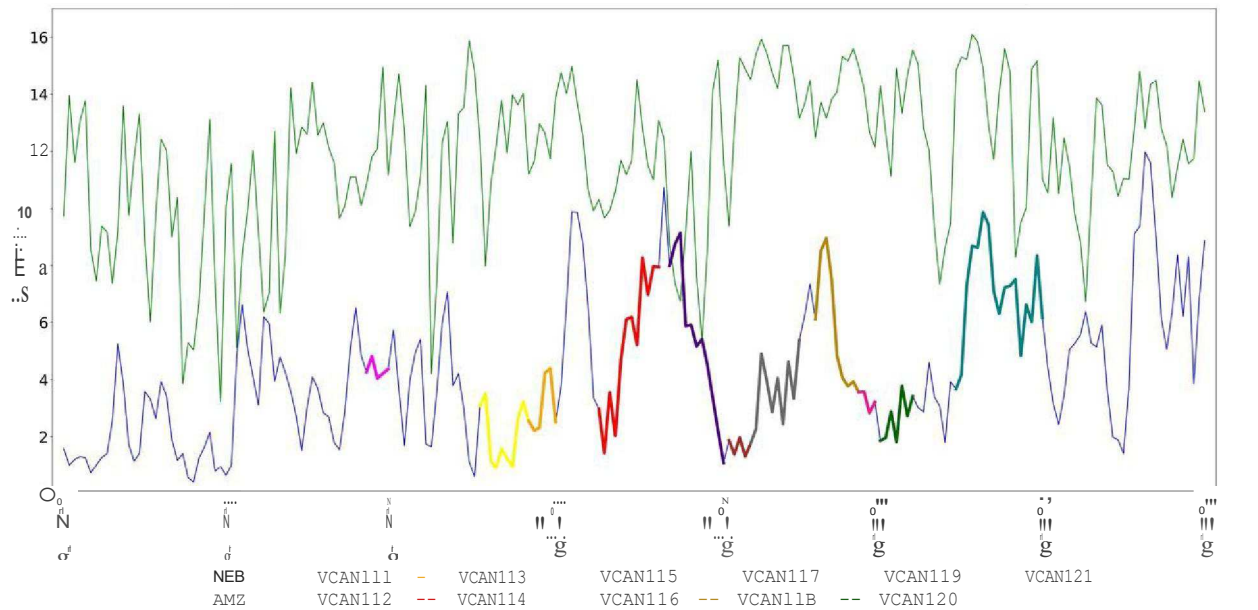
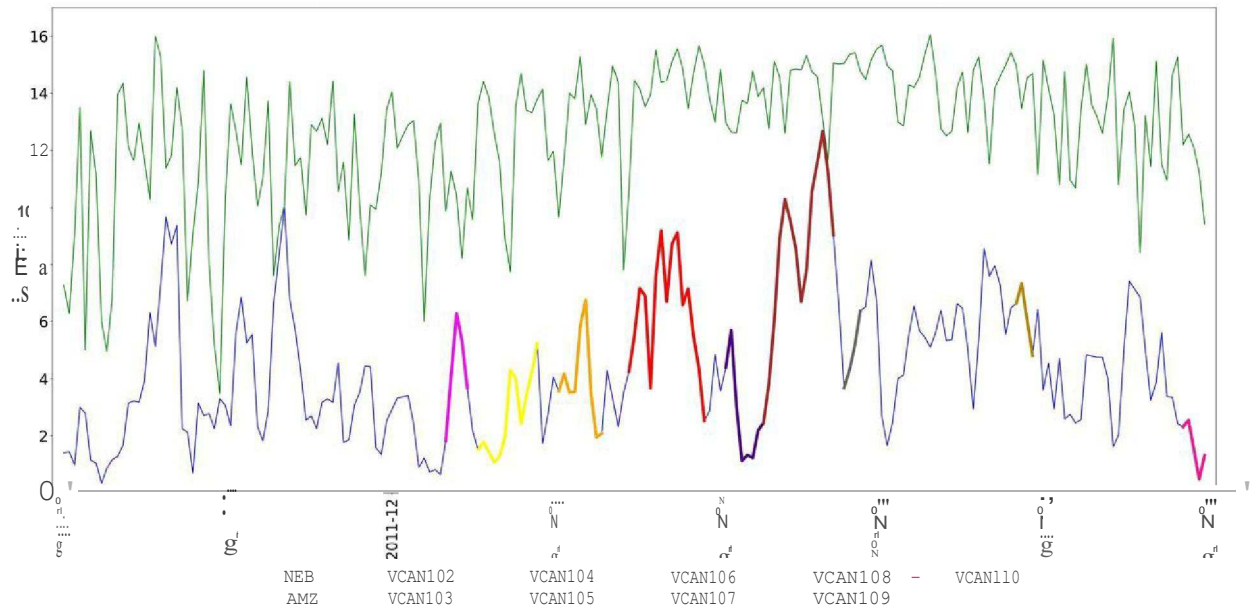
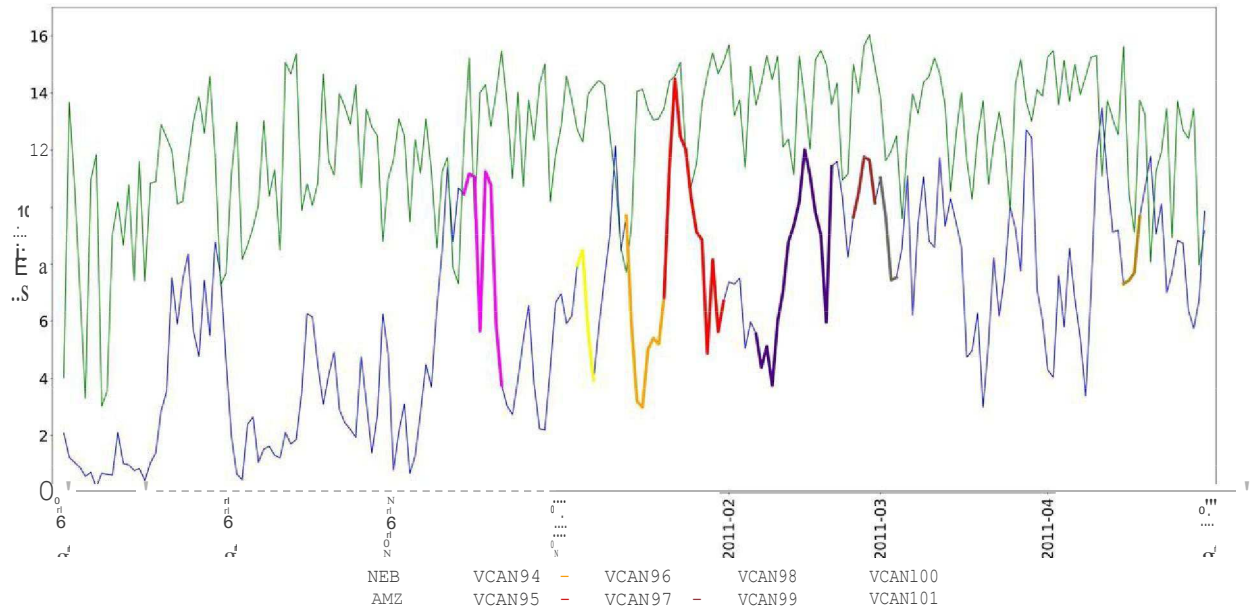


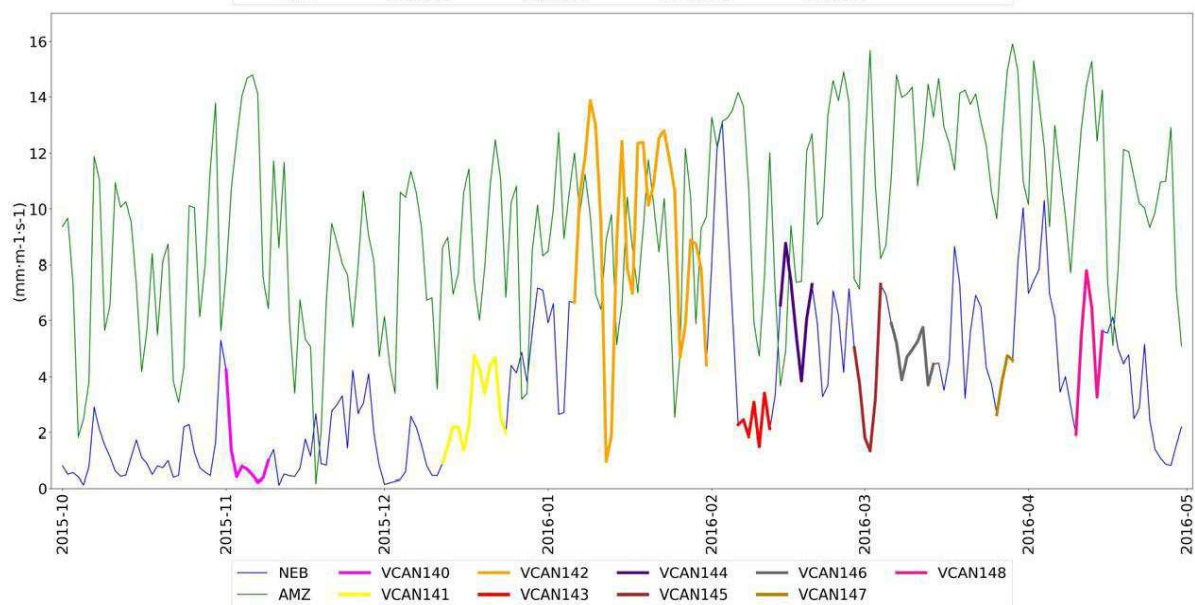
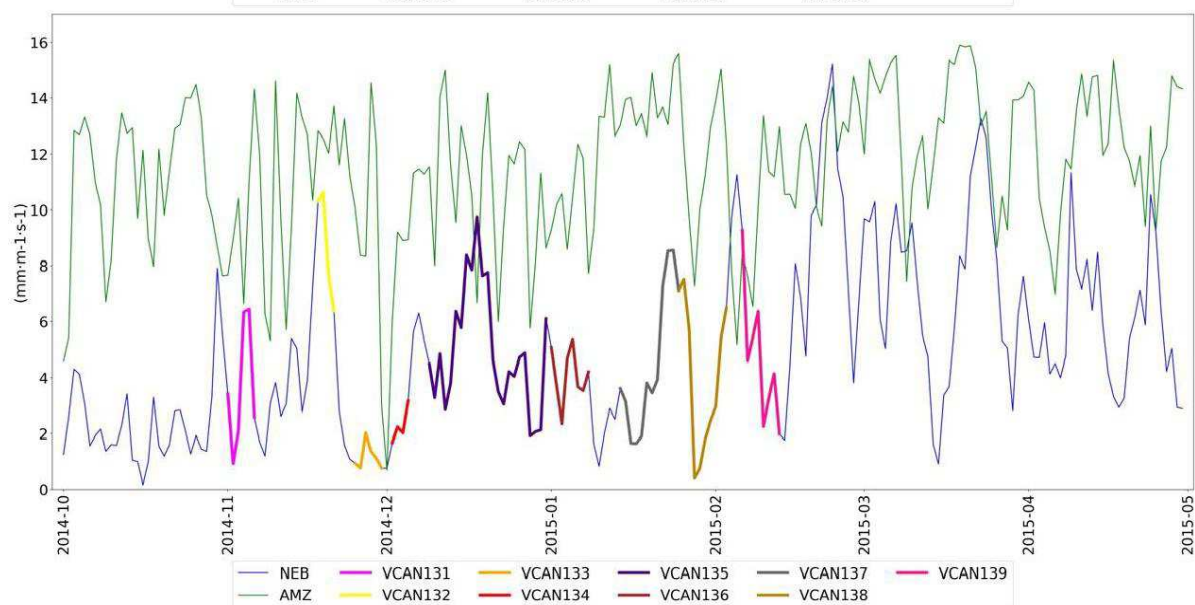
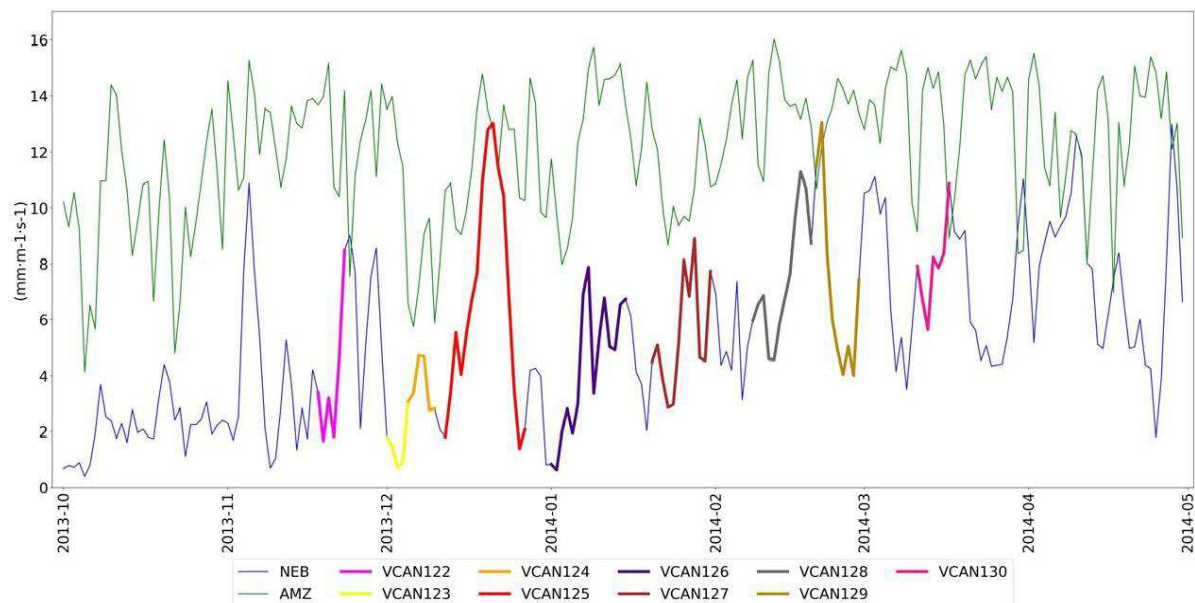


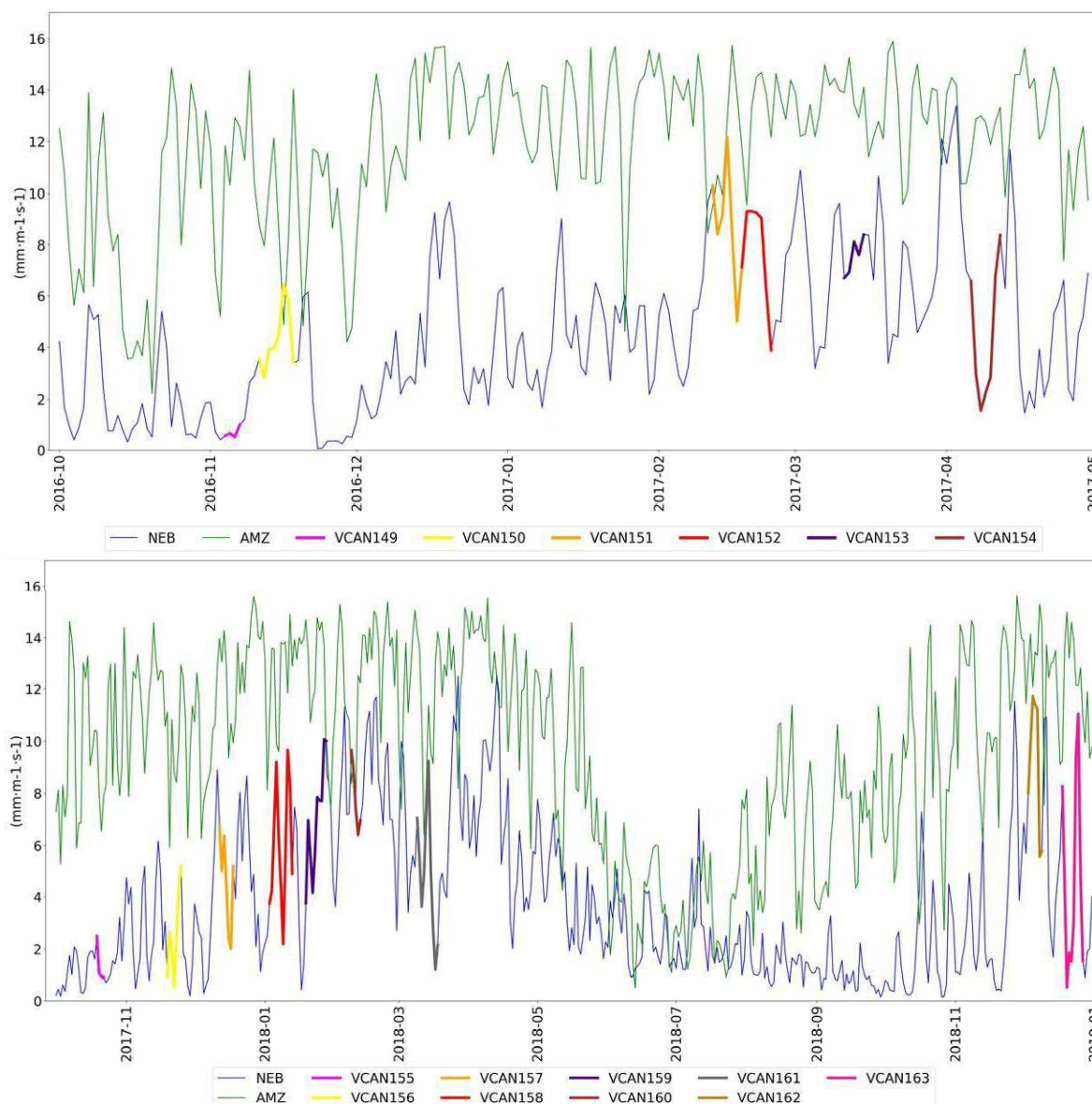












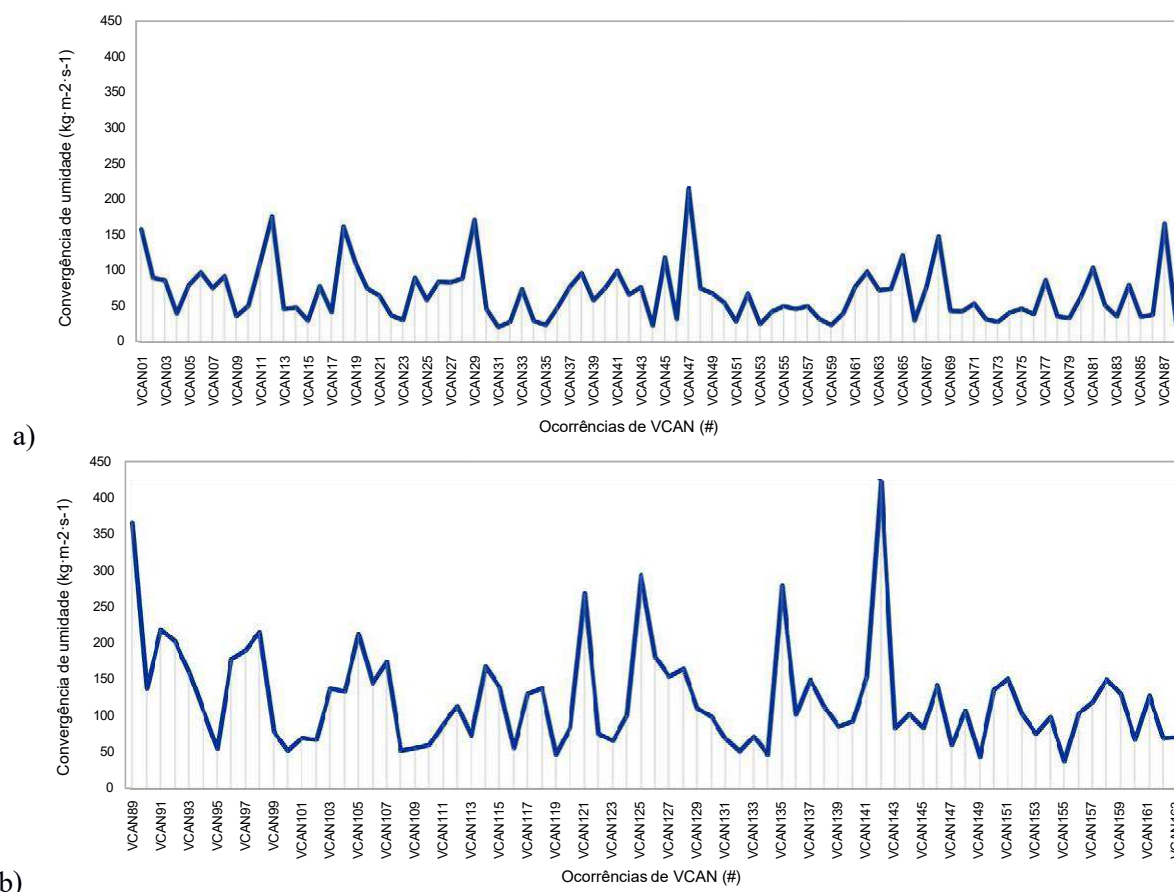
**Figura 26.** Médias diárias de precipitação no NEB e AMZ entre 1999 e 2018. As linhas coloridas representam as datas de ocorrência dos VCANs durante o período apresentado. Fonte: Autor (2022).

#### 4.7 Totais e médias de convergência do transporte de umidade dos VCAN analisados

Os VCANs foram quantificados quanto a sua média e soma total de convergência de umidade durante seus ciclos de vida. A Figura 27 representa a quantidade total observada durante todo o desenvolvimento de cada um dos vórtices analisados. Já a Figura 28 apresenta a quantidade total registrada dividida pelo número de dias em que os vórtices persistiram, resultando em quantidades médias de convergência de umidade.

O VCANs 142, ocorrido em janeiro de 2010, foi o sistema com a maior quantidade total de convergência entre todos os analisados, apresentando  $422,93 \text{ kg/m}^2\cdot\text{dia}$  durante os 25 dias em que esteve atuando sobre o NEB. O mesmo, como destacado anteriormente, elevou

consideravelmente os índices pluviométricos na região, e por atuar durante praticamente todo o mês de janeiro, pôde ser considerado como um dos principais responsáveis pela anomalia positiva de precipitação registrada para esse mês. Analisando a Figura 27, observa-se a maior quantidade de vórtices mais intensos ocorridos a partir de 2010 (Figura 27b) em relação à primeira dezena de anos analisados (Figura 27a). Onde os 5 sistemas mais intensos, ocorreram em meses da pré-estação chuvosa, com exceção apenas do VCAN 42, ocorrido no mês de março de 2003. Essa diferença acentuada pode ser um fator consequente de sistemas de variabilidade decadal como a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP; Mantua et al., 1977), uma vez que esse sistema pode afetar a atividade de ciclones, alterar a trajetória das correntes de jato, além de favorecer seca e inundações ao redor do globo (MANTUA et al., 1977).

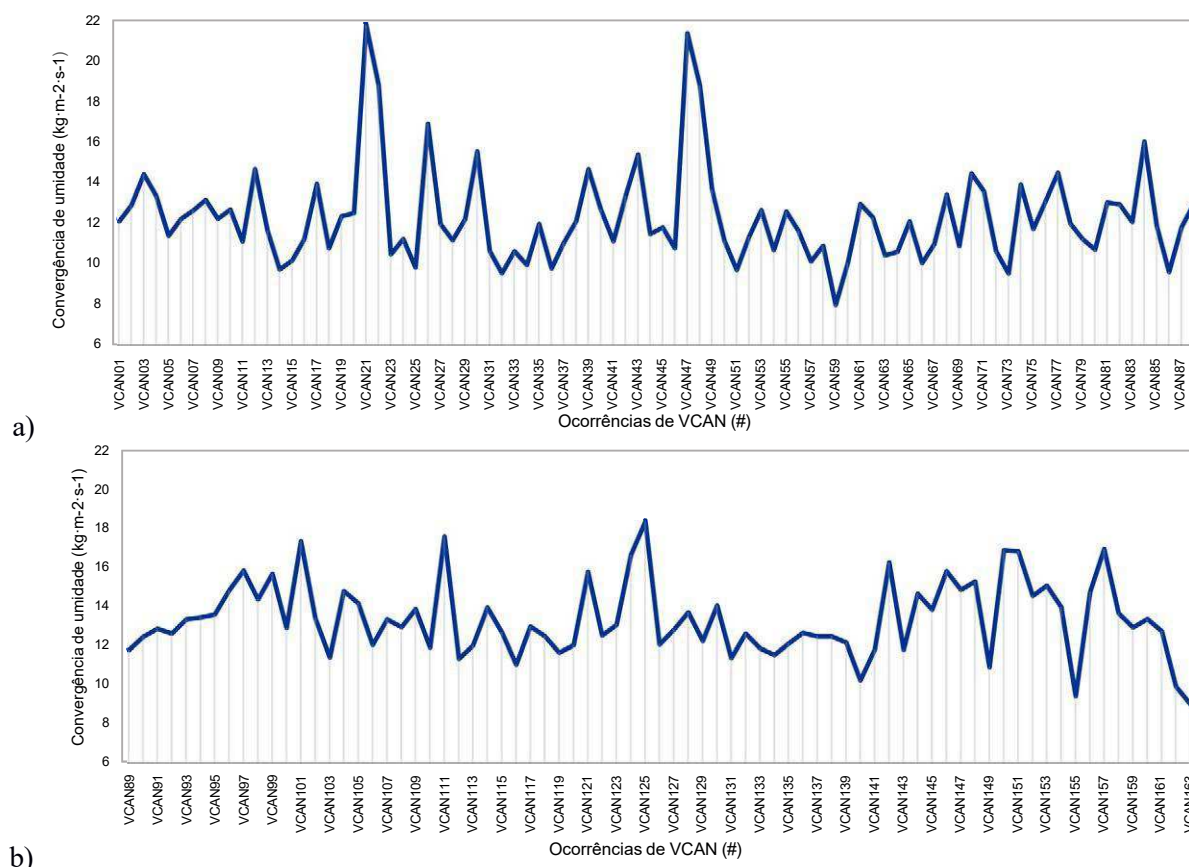


**Figura 27.** Convergência de umidade total associada a todos os VCANs analisados no período de 1999 a 2009 (a) e 2010 a 2018 (b). Fonte: Autor (2022).

O cálculo da média de convergência de umidade se fez necessário devido à quantidade média total também estar associada à quantidade de dias em que os sistemas persistiram. Como exemplo, vórtices com elevada quantidade de convergência, mas que apresentaram um desenvolvimento de poucos dias, em comparação não se equipararam aos VCANs que

persistiram por mais de 15 dias. A Figura 28 apresenta em detalhes esses valores para os 163 sistemas analisados durante o período de estudo, onde observou-se que, ao contrário da Figura 27, vórtices com quantidade expressiva de umidade associada já nos primeiros 10 anos.

O sistema com maior quantidade média de convergência de umidade ( $21,78 \text{ kg.m}^2.\text{dia}$ ) ocorreu em março de 2001, persistindo por apenas 3 dias (VCAN 21). O VCAN 22, também ocorrido em março do mesmo ano apresentou valores elevados ( $18,83 \text{ kg/m}^2.\text{dia}$ ) mesmo com um curto período de duração de apenas 2 dias. No ano de 2004, Os VCAN 47 e 48 também registraram valores bastante elevados ( $21,37 \text{ kg.m}^2.\text{dia}$  e  $18,82 \text{ kg.m}^2.\text{dia}$ , respectivamente). Esses vórtices mais elevados apresentaram um período padrão de desenvolvimento, onde os mesmos se caracterizaram principalmente entre os meses de janeiro e março.



**Figura 28.** Convergência de umidade média associada a todos os VCANs analisados no período de 1999 a 2009 (a) e 2010 a 2018 (b). Fonte: Autor (2022).

#### 4.8 Médias mensais de convergência do transporte de umidade integrado na vertical

A Figura 29 apresenta as médias climatológicas mensais da convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre os anos de 1988 e 2018, para uma melhor avaliação desta

componente com o intuito de verificar seu comportamento não só na área de estudo, como em toda América do Sul. A análise das imagens mostrou que a maior concentração de convergência de umidade no NEB ocorre durante os meses de pré-estação (dezembro) e da estação chuvosa (março), com maior intensidade principalmente nos meses de janeiro e março. O transporte de umidade apresentou um escoamento zonal, de forma geral, durante todos os meses nas faixas latitudinais de 10°, norte e sul. Esse escoamento zonal é característico devido à presença dos ventos alísios de nordeste e sudeste que abrangem o NEB. Na costa leste da região houve uma quebra no escoamento zonal comum durante o ano nos meses de maio a agosto (com exceção de junho). A variabilidade pluviométrica nesse setor da região recebe, durante este período do ano, uma contribuição significativa de chuva em decorrência dos Distúrbios Ondulatórios de Leste (KOUADIO et al., 2012; NEVES et al., 2016; GOMES et al., 2019). Apesar da intensidade de convergência de umidade não ter sido significativa nesse período, o fluxo do transporte de umidade (vetores na Figura 29) se apresentou bastante elevado.

Os resultados obtidos por Drumond et al. (2010) mostraram que embora a precipitação máxima associada ao transporte de umidade proveniente do Atlântico Sul em direção ao semiárido do NEB seja observada entre janeiro e março, a maior contribuição de umidade do oceano para a região acontece no mês de abril. Essas informações corroboram ao observado na Figura 29, apesar da convergência de umidade não se apresentar tão intensa em abril quanto nos meses anteriores, os vetores que indicam o transporte de umidade se apresentaram mais intensos durante esse período.

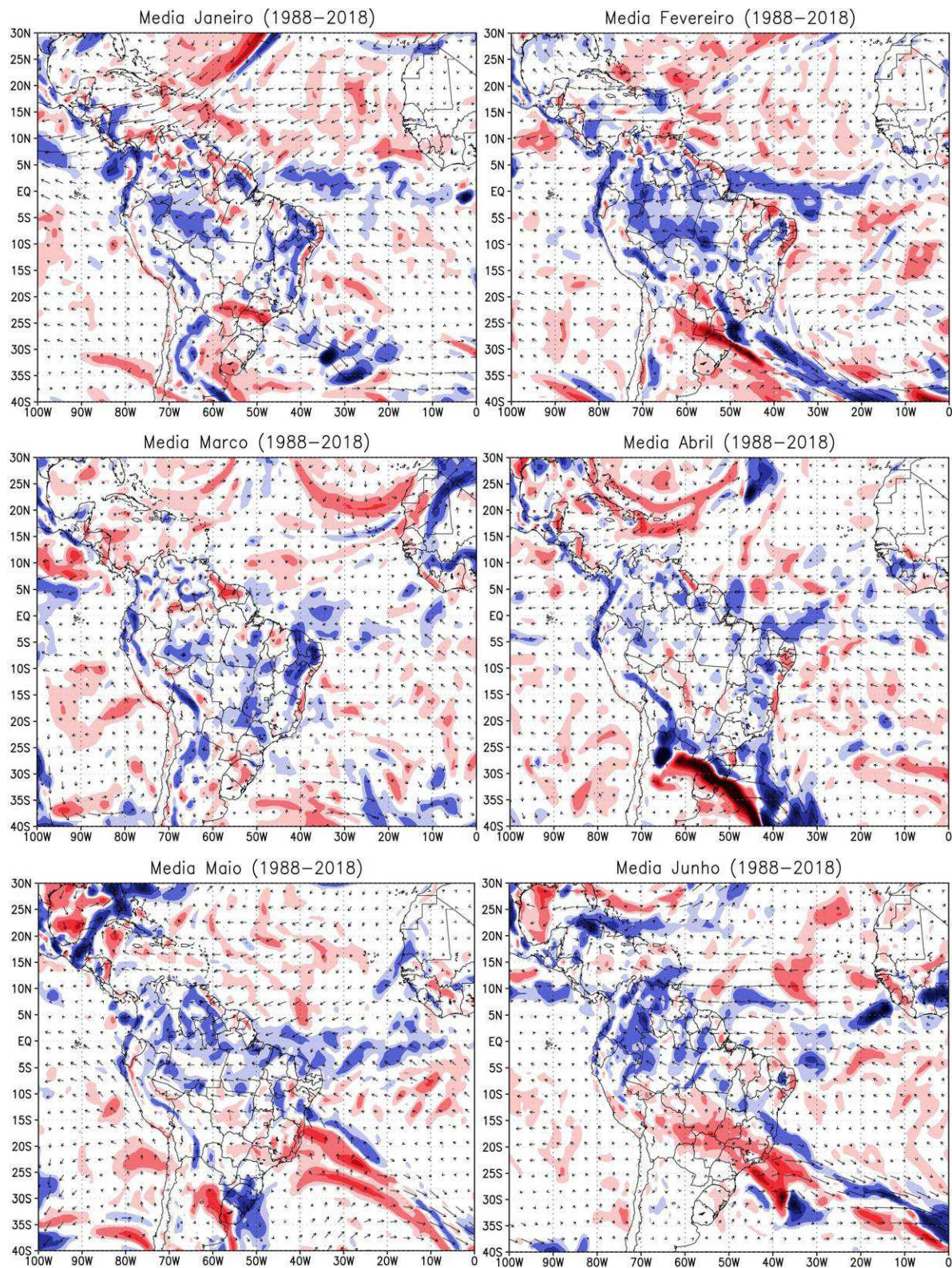
Na região da AMZ, a maior convergência de umidade também ocorre com maior intensidade durante o verão. A Figura 29 mostrou a maior concentração da convergência principalmente sobre o estado do Amazonas entre dezembro e fevereiro, já durante os meses de junho, julho e agosto, o transporte tem maior concentração na região da Colômbia, corroborando com as informações descritas por Ruiz-Vásquez et al. (2020). Ademais, esses autores também afirmam que o desmatamento da Amazônia aumenta os fluxos para o sul durante o verão austral e enfraquece o fluxo para o norte durante o verão boreal, afetando o transporte de umidade entre os dois hemisférios.

Segundo Drumond et al. (2014; ver Figura 29), a contribuição do transporte de umidade proveniente do Atlântico Sul tropical ocorre durante todo o ano e predomina de abril a novembro, atingindo seu máximo durante o inverno austral. Os autores supracitados também mostraram que a contribuição da Bacia da Amazônia como fonte de umidade para o sudeste da América do Sul ocorre durante todo o ano. Já para o sudeste do Brasil esta contribuição ocorre durante a primavera e o verão austrais. O transporte de umidade da bacia Amazônica para os

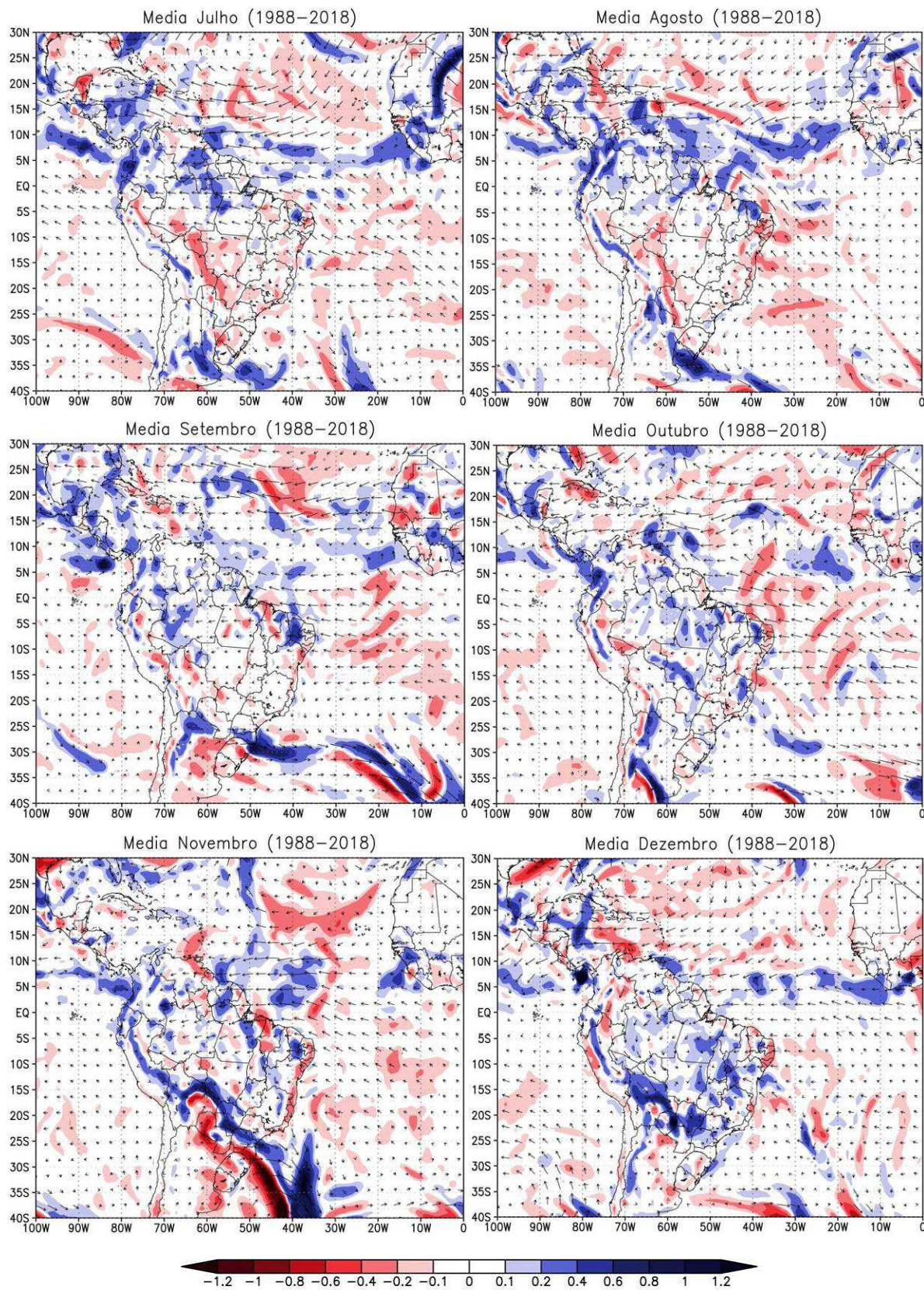
subtrópicos tem forte resposta à variabilidade do ENOS, aumentando (diminuindo) durante anos de El Niño (La Niña).

O movimento aparente da ZCIT ao longo dos meses foi observado através das imagens, com o posicionamento atingindo cerca de 5°S durante os meses de verão do Hemisfério Sul, atingindo latitudes mais à norte conforme a aproximação do inverno no mesmo hemisfério. Estes campos também exibiram o escoamento típico de monção na América do Sul proposto por Zhou e Lau (1998), onde os autores supracitados utilizaram dados de anomalia de vento em 900 hPa para os meses de janeiro e julho para caracterizar a alteração no escoamento de ar pela América do Sul ao longo do ano. Para as imagens analisadas da Figura 29, essa alteração no escoamento é mais perceptível ao se comparar os meses de verão e inverno, mostrando um maior fluxo de noroeste nos meses de verão e sudeste nos meses de inverno.

Em relação aos VCANs, os mesmos atingem com maior intensidade o Sertão da região nordeste do Brasil. Esse setor possui baixos totais pluviométricos anuais (entre 200-500 mm/ano), decorrentes de movimentos subsidentes na região ao longo de todo o ano (HASTENRATH e HELLER, 1977; MOLION e BERNARDO, 2002; DRUMOND, et al., 2010; REBOITA et al., 2010). A Figura 29 apontou elevada convergência de umidade nos meses de verão, em relação aos outros meses do ano, principalmente entre janeiro-março. Conforme descrito por Kousky e Gan (1981), os vórtices podem favorecer ou não a precipitação na região dependendo de suas localizações. Ou seja, os VCANs com formação oceânica onde suas periferias oeste atingiram o continente, tiveram favorecimento para convecção devido à convergência de umidade nesses meses onde a variável apresentou-se mais intensa. Já na costa leste do NEB, como mencionado acima, apesar de ocorrer a atuação de vórtices ao longo do ano, outros sistemas de escala sinótica são mais característicos na moldagem do regime pluviométrico da região, onde, apesar de ser um setor com elevados índices de chuva (aproximadamente 1500 mm/ano), esses valores são mais intensos durante o inverno, estação não tão propícia para o desenvolvimento dos VCANs, conforme descrito por Kousky e Gan (1981); Reis et al. (2021).







**Figura 29.** Médias climatológicas mensais da convergência do transporte de umidade integrado na vertical (1000 a 300 hPa) entre os anos de 1988 e 2018. Fonte: Autor (2022).

## 4.9 Estudos de Caso

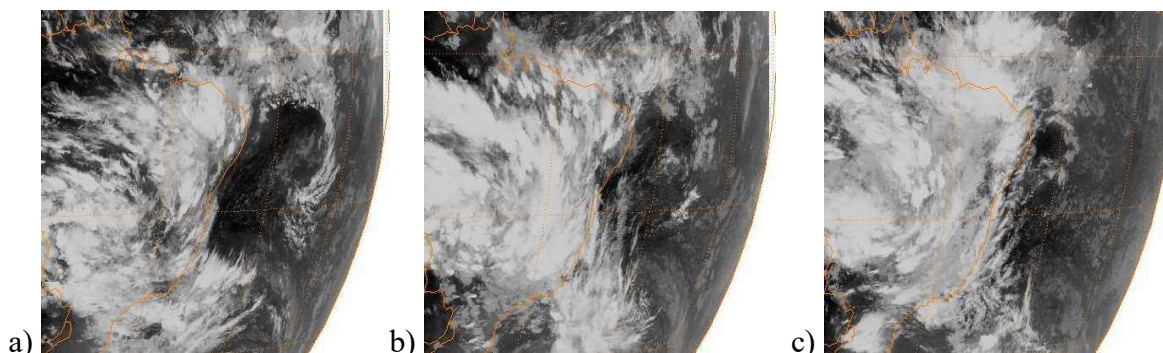
Nesta seção serão apresentadas análises detalhadas de 4 casos entre os 163 identificados ao longo desse estudo, todos com características de desenvolvimento distintas. Todos os VCANs foram identificados através da análise simultânea das imagens de satélite dos campos de linhas de corrente e vorticidade relativa em 300 hPa. A análise detalhada compreende a avaliação dos campos de convergência do transporte de umidade integrado na vertical (entre 1000 e 300 hPa) e suas respectivas anomalias, além dos campos de precipitação sobrepostos à convergência do transporte de umidade, direção e magnitude do transporte de umidade e linhas de corrente. E por fim, foi realizada a análise termodinâmica das estruturas verticais desses vórtices. Os casos analisados abaixo não seguem uma ordem cronológica, pois primeiramente são apresentados dois eventos com precipitação extrema associada, e por fim, dois casos com escassez de precipitação associada.

### 4.9.1 VCAN 47 (JAN 2004)

O VCAN 47 se desenvolveu entre os dias 16 e 25 de janeiro de 2004. Segundo Costa (2018), o mês de janeiro de 2004 caracterizou-se por elevados valores pluviométricos registrados sobre o NEB em decorrência deste VCAN, após um longo período de estiagem. O maior destaque para este caso remete à sua importância no reabastecimento dos reservatórios do açude Epitácio Pessoa, o qual é fundamental para o abastecimento de água para a população do semiárido e sertão do estado da Paraíba. A precipitação decorrente do VCAN reabasteceu expressivamente o volume dos reservatórios após 2 anos de estiagem. Os dados estimados do volume do reservatório indicavam que até o dia 12 de janeiro seu volume concentrava-se em torno de 23,9%, já no dia 29 este volume passou para 88,8% de sua capacidade total.

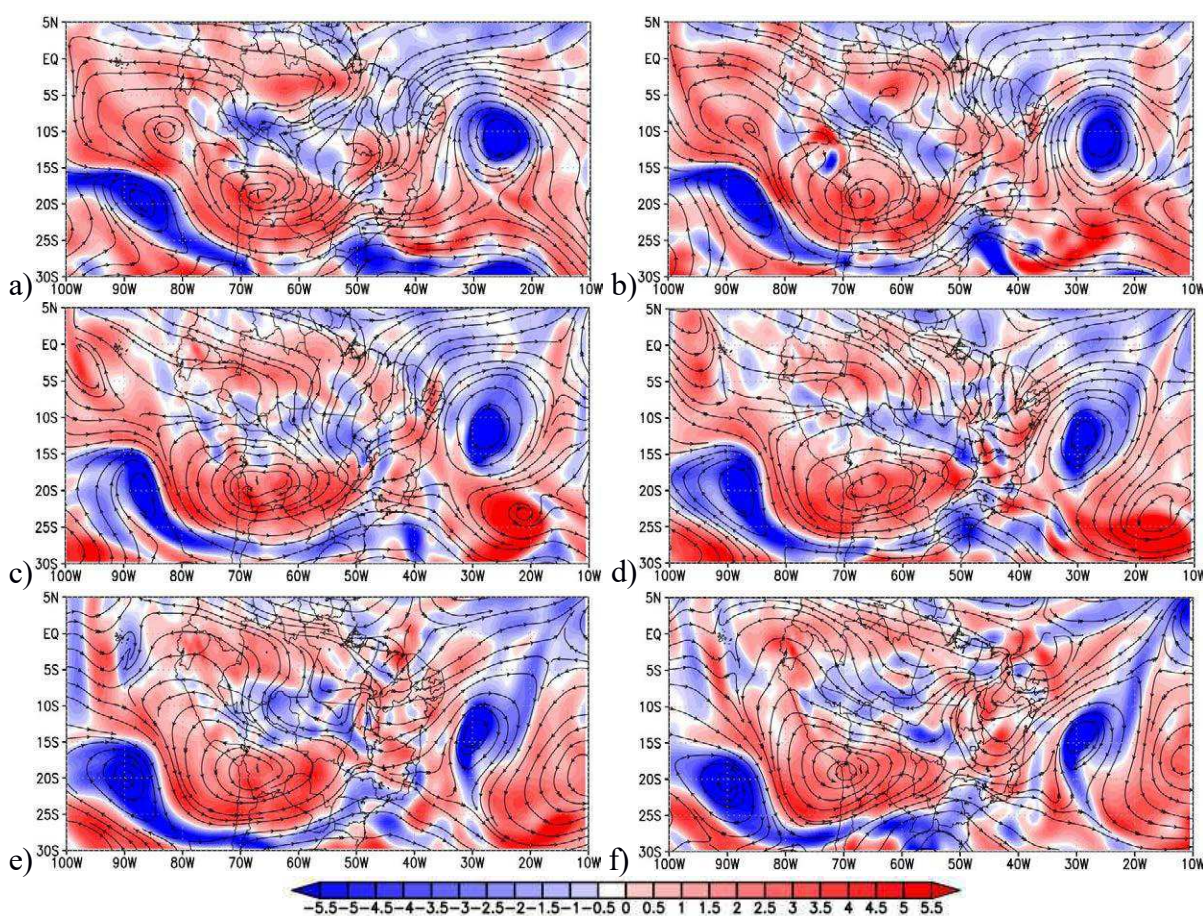
Este VCAN apresentou formação oceânica, perdurando por cerca de dois dias, passando a ter seu núcleo estacionário sobre o continente durante o restante de sua duração. De acordo com Ramirez et al. (1999) os VCANs que possuem deslocamento predominante de leste para oeste são mais intensos, sendo este um fator para a grande intensidade vórtice analisado.

A análise em detalhes desse caso consistiu entre os dias 22 e 24, quando ocorreram os maiores valores pluviométricos. As imagens de satélite no canal IR mostram o desenvolvimento do vórtice ao longo dos dias analisados (Figura 30).



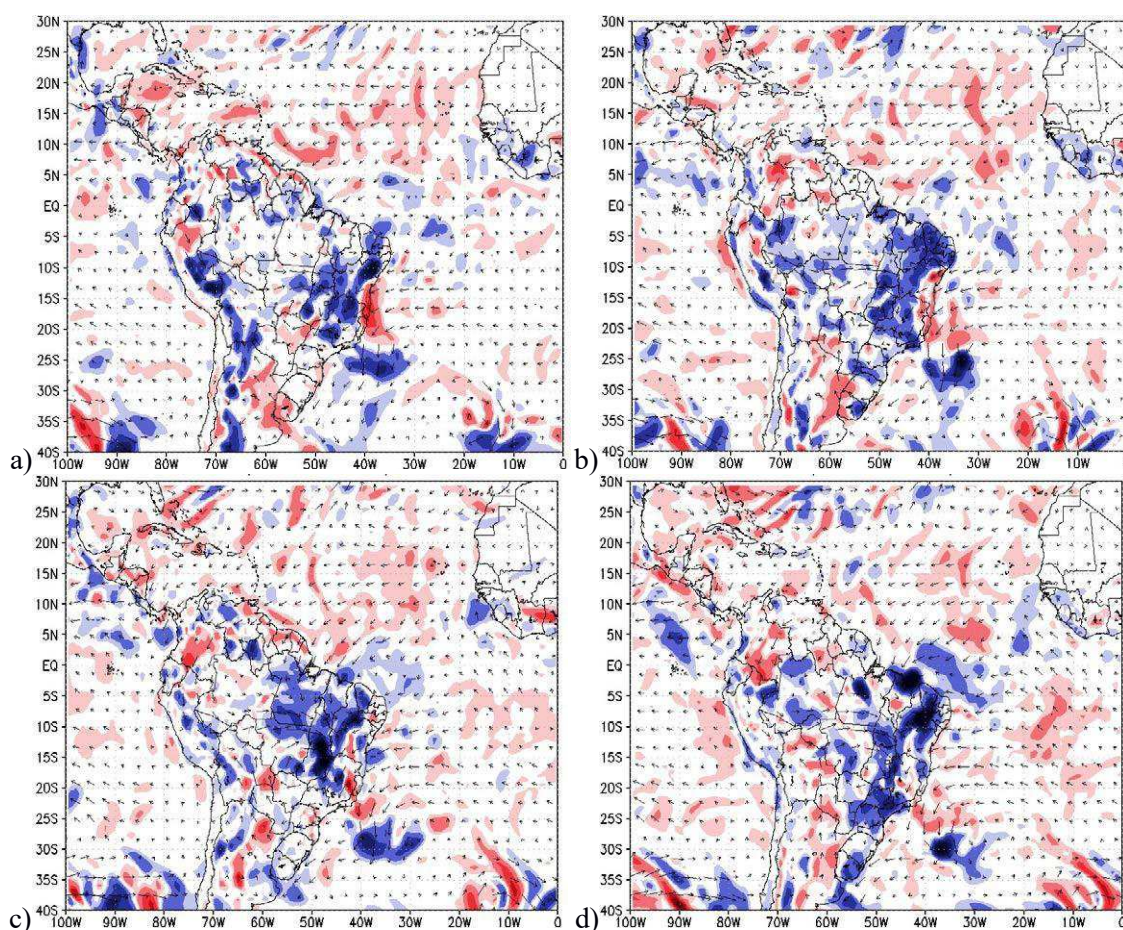
**Figura 30.** Imagens do satélite GOES-12 no canal IR para os dias 22 (a), 23 (b) e 24 (c) de janeiro de 2004 às 06 UTC. Fonte: NCDC/NOAA.

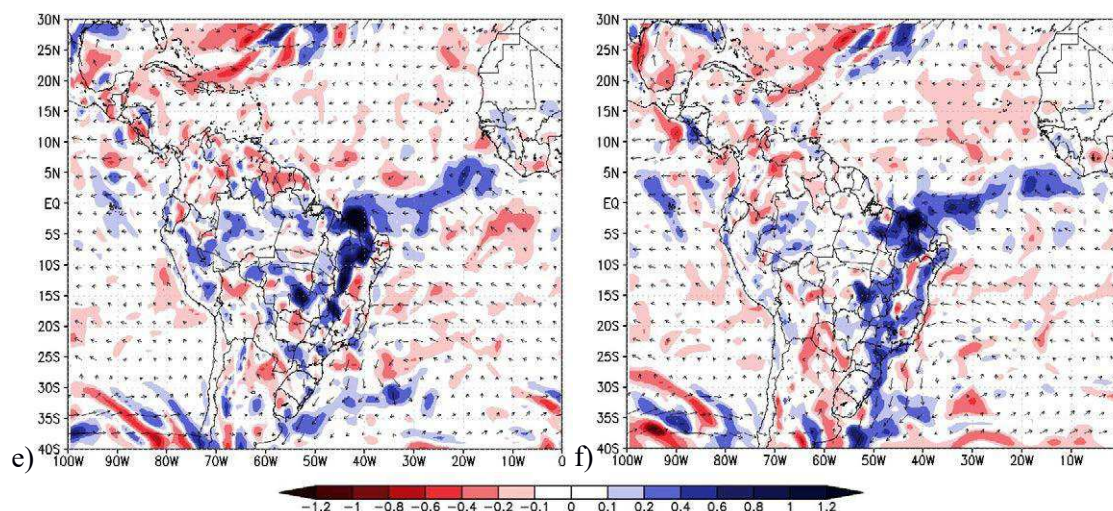
A Figura 31 apresenta os campos horizontais de linhas de corrente e vorticidade relativa (300 hPa) com a finalidade de localizar o centro do VCAN e suas periferias ao longo dos horários distintos da análise. Os horários de 06 e 18 UTC foram escolhidos por apresentarem uma maior variação ao longo do ciclo diurno, em relação às 00 e 12 UTC.



**Figura 31.** Linhas de corrente e vorticidade relativa (300 hPa) para os dias 22 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b); 23 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d); 24 às 06 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2004. Fonte: Autor (2022).

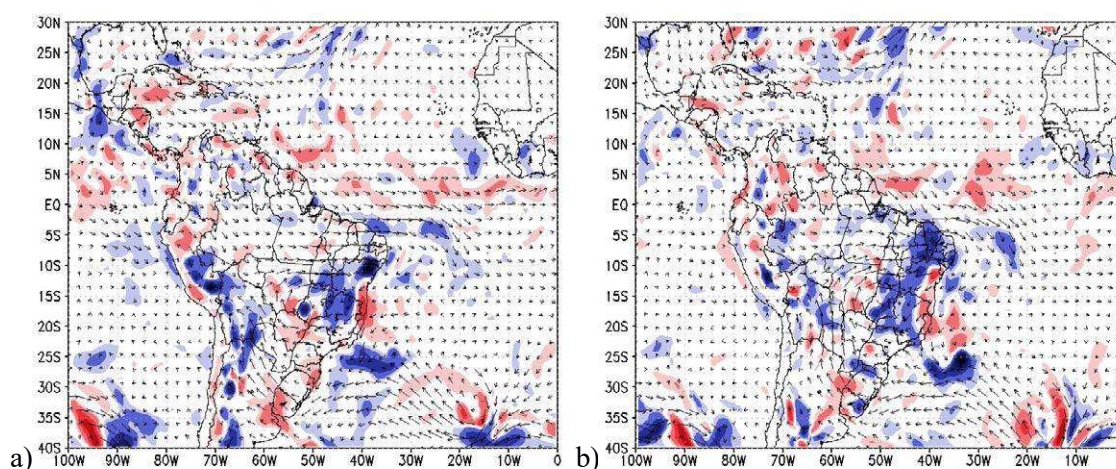
Entre os dias 22 e 24 foi possível observar o transporte de umidade adentrando o NEB não só pelo oceano atlântico, como também pelo seu setor oeste, vindo da floresta amazônica (Figura 32). A fonte desta umidade que adentra a floresta, segundo Arraut e Satyamurty (2009) é inter-hemisférica e concentra-se principalmente no verão austral, de dezembro a março. Essa elevada concentração de umidade entrou em contato com a periferia do VCAN, intensificando os valores pluviométricos principalmente no Maranhão, Piauí e Bahia. Ao longo dos dias seguintes esse transporte permaneceu estacionário na costa leste do NEB, assim como fortes convergências do fluxo de umidade, o que favoreceu a formação de precipitação principalmente no dia 23.

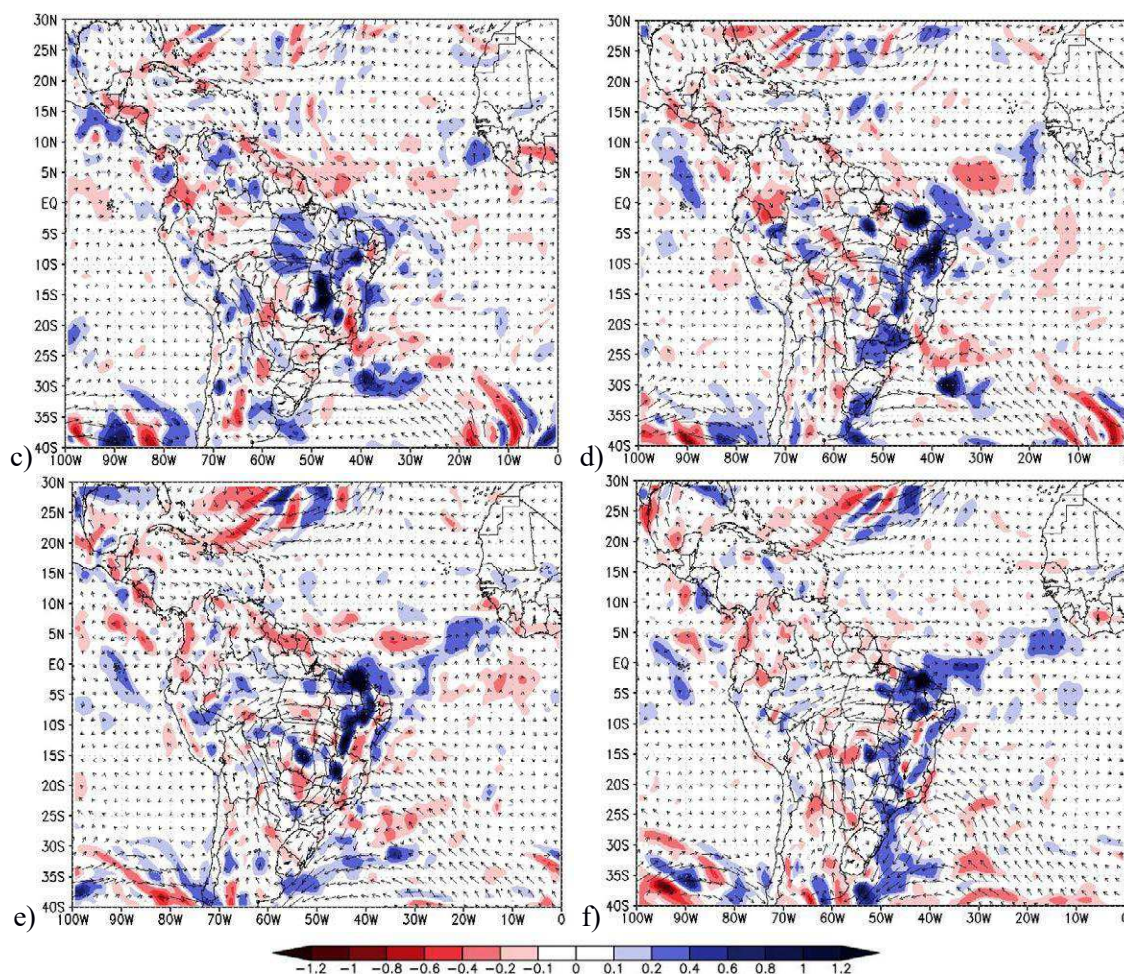




**Figura 32.** Campos de convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 22 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), 23 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d) e 24 às 06 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2004. Fonte: Autor (2022).

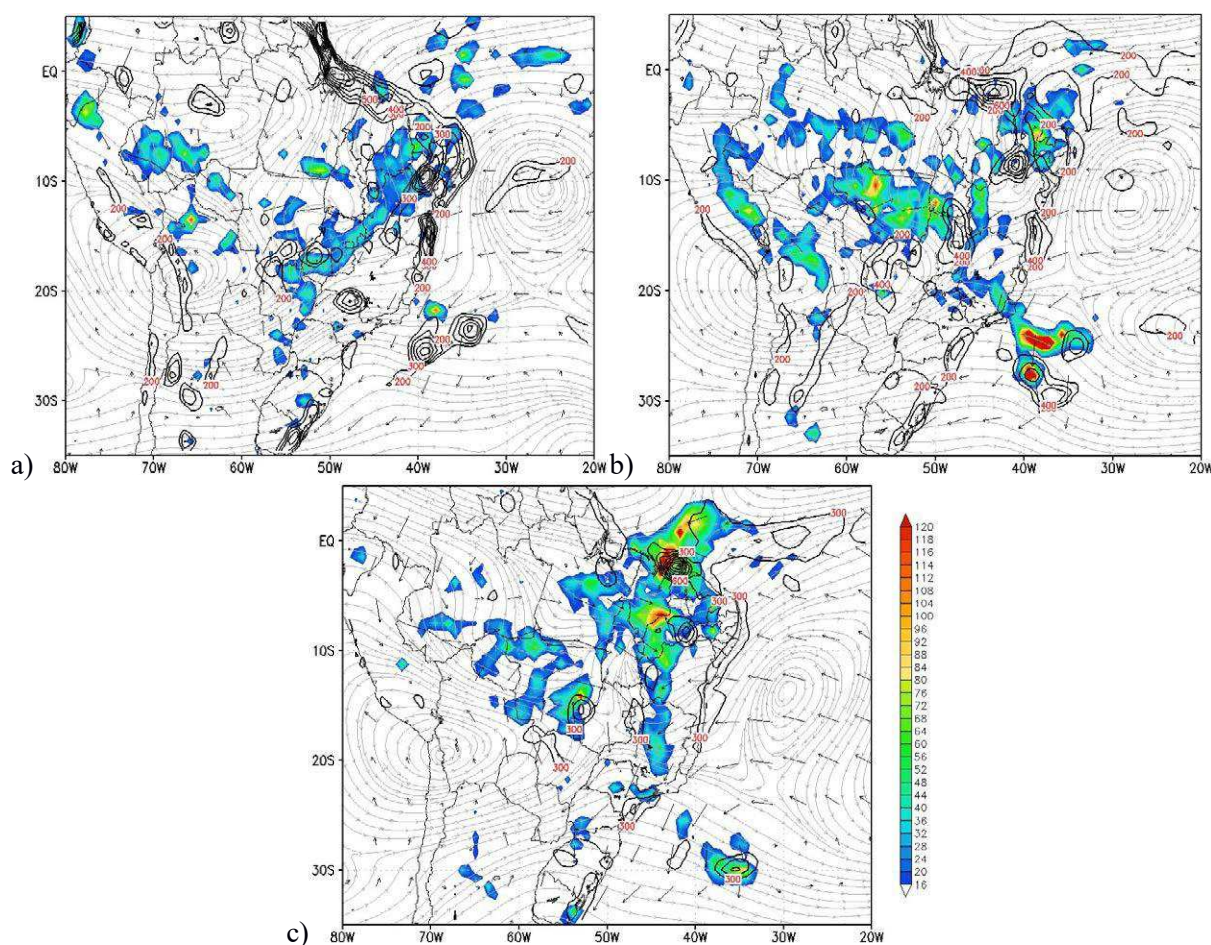
O campo de anomalia da convergência do transporte de umidade (Figura 33) indicou forte convergência sobre o NEB entre os dias 22 e 24 de janeiro. Os setores que apresentaram maiores valores ascendentes, foram os mesmos com forte convergência de umidade. Além disso foi possível observar o grande desvio no fluxo de umidade para a região, havendo um grande transporte da região da floresta amazônica para o NEB em todos os horários. Como foi possível visualizar no campo de anomalia, essa característica observada não é climatológica, uma vez que esse campo é o resultado de um cálculo da diferença entre o horário analisado em relação à média climatológica. Esse fator indicou a contribuição de fluxo de umidade proveniente da Amazônia para a intensificação do desenvolvimento do vórtice em janeiro de 2004.





**Figura 33.** Anomalias da convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa e suas respectivas caixas virtuais ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 22 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), 23 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d) e 24 às 06 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2004. Fonte: Autor (2022).

Entre os dias 22 e 24, a periferia Oeste do VCAN manteve-se sobre a costa leste e região semiárida do NEB. As maiores formações de nebulosidade, bem como precipitação (Figura 34), se localizaram na periferia oeste do vórtice, conforme descrito por Kousky e Gan, 1981. Os locais de maior precipitação coincidiram com os pontos onde houve maior convergência do transporte de umidade (demarcada pelos contornos), além da forte intensidade do transporte de umidade adentrando a região (vetores). Sendo fatores que intensificaram os movimentos ascendentes na periferia do VCAN. Os maiores valores de precipitação registrados para esse caso ocorreram no dia 23 (Figura 34b) sobre os estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará, enquanto no dia 24 estes picos concentraram-se sobre o Maranhão e Piauí (Figura 34c).



**Figura 34.** Campos médios diários de precipitação (sombreado), convergência do transporte de umidade integrado na vertical (contornos), direção e magnitude do transporte de umidade (vetores) e linhas de corrente em 300 hPa (cinza) para os dias 22 (a), 23 (b) e 24 (c) de janeiro de 2004. Fonte: Autor (2022).

Abaixo são apresentadas as seções verticais zonais dos campos de umidade específica e movimentos verticais (Figuras a, b), perfil de convergência (Figuras c, d), estimativa de CAPE e CINE (Figuras e, f), temperatura potencial (Figuras g, h) e temperatura potencial equivalente (Figura i, j) às 06 UTC e 18 UTC, respectivamente. As legendas atribuídas acima são representadas para os dias 22 (Figura 35), 23 (Figura 36) e 24 (Figura 37) de janeiro de 2004 através dos recortes latitudinais de 11°, 12° e 13°S, respectivamente (onde estava localizado o centro do VCAN).

Pôde-se observar movimentos ascendentes na periferia oeste do vórtice (a qual estava fixada sobre o continente) entre 60° e 40°W, além de elevados valores de umidade até aproximadamente 600 hPa para todos os seis horários analisados, o que favoreceu a convecção principalmente no sertão e semiárido nordestino. A grande diferença de precipitação entre as regiões centrais e costeiras pode ser explicada ao se observar que os valores de umidade passaram a ser mais elevados somente depois de 37°W (onde estão situados os estados entre o

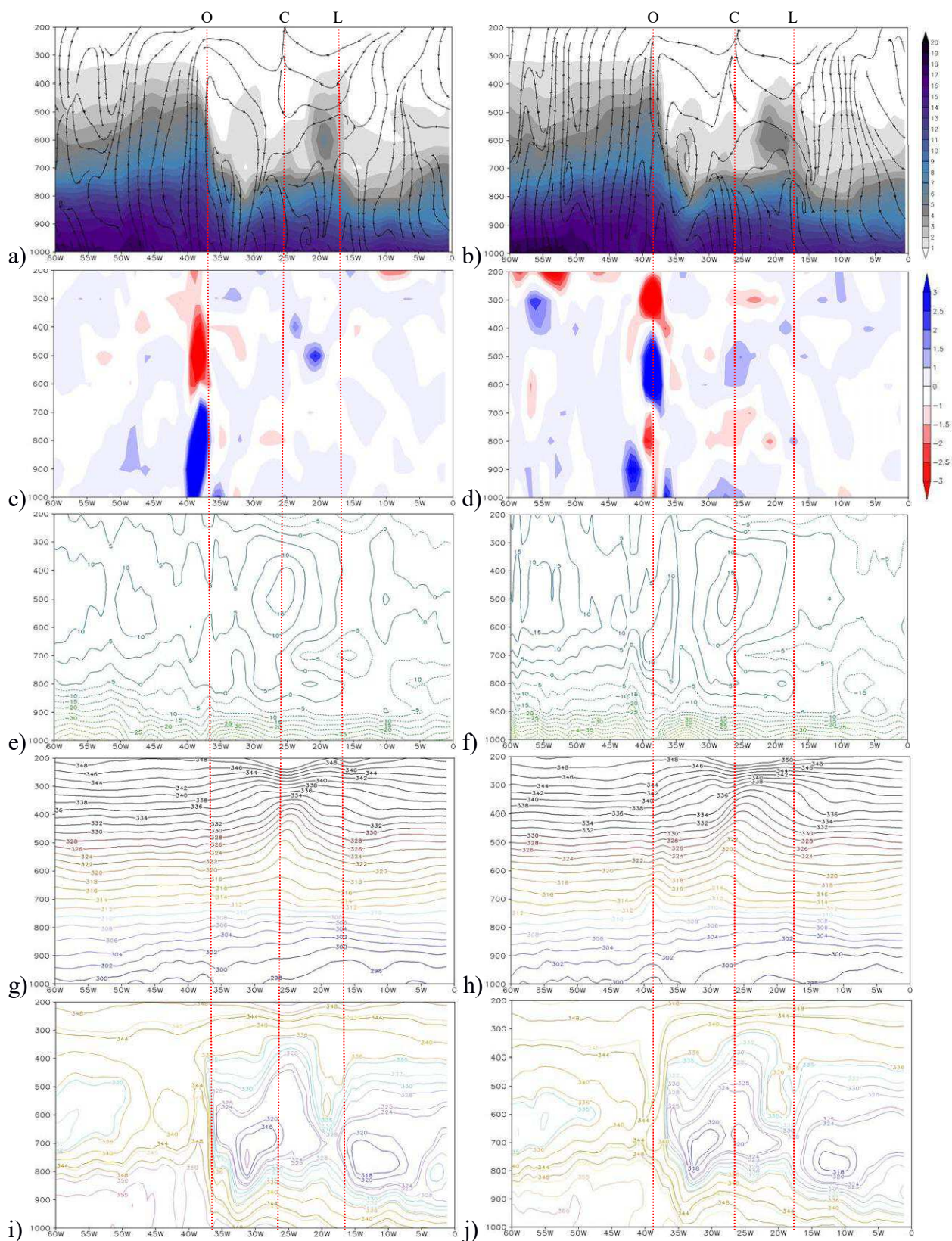
Rio Grande do Norte e Alagoas), além de não possuir energia convectiva, pois o CAPE não estava elevado sobre a região supracitada. Segundo Cavalcanti et al. (2002) apesar do NEB, climatologicamente, ser uma área de convecção suprimida, quando ela está sob a ação de algum sistema de escala sinótica pode se tornar uma grande área de concentração de umidade na atmosfera.

No centro e periferia leste do vórtice foram observados, em geral, movimentos descendentes e alta concentração de umidade se estendeu somente até 800 hPa. Registrou-se estimativa de CAPE positivo entre 700 e 300 hPa ao longo da faixa de 60° a 25°W, além de inibição convectiva (CINE) entre 1000 e 900 hPa. O modelo conceitual proposto por Kousky e Gan (1981) quanto à estrutura vertical do vórtice indica movimentos ascendente nas duas periferias do VCAN, porém os movimentos descendentes estiveram presentes na periferia leste para grande parte dos horários analisados para este caso, além da elevada estimativa de inibição convectiva observada principalmente no dia 24. É possível que a camada de inibição conectiva, que se desenvolve no transcorrer do evento seja provocada pelo movimento descendente.

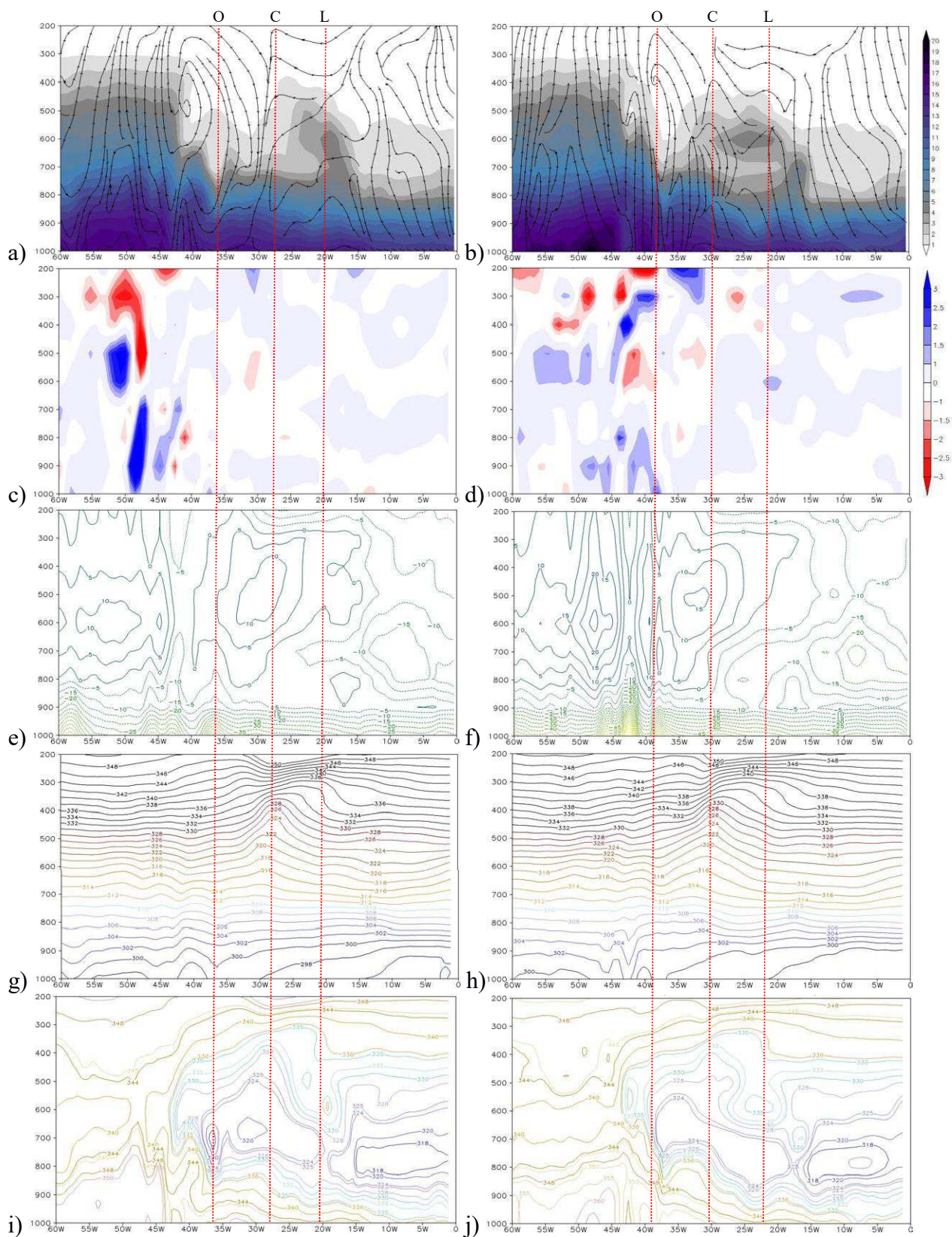
As seções verticais de temperatura potencial indicaram temperaturas mais elevadas nas periferias oeste e leste e menores no centro do VCAN, o que foi condizente com o modelo de núcleo frio descrito por Kousky e Gan, 1981. Os menores gradientes térmicos se concentram na camada central do vórtice, entre 700-500 hPa. Próximo à superfície, as temperaturas foram mais elevadas nas áreas de máxima precipitação (aproximadamente entre 40° - 45°W), tanto às 06 UTC quanto para as 18 UTC. O deslocamento do centro (núcleo frio) do VCAN ao longo dos dias pôde ser observado claramente através desse campo. A presença de um núcleo frio foi usada como critério para indicar a extensão vertical do vórtice, entre 300 hPa e 650 hPa, aproximadamente.

As seções verticais de temperatura potencial equivalente indicaram elevados gradientes entre 35° e 40°W, atribuídos à fronteira entre continente e oceano, podendo-se observar um maior adentramento no continente com o avanço do vórtice. Para o nível entre 500-300 hPa, onde o centro do VCAN foi identificado notou-se um aumento da temperatura potencial equivalente ao longo dos dias.

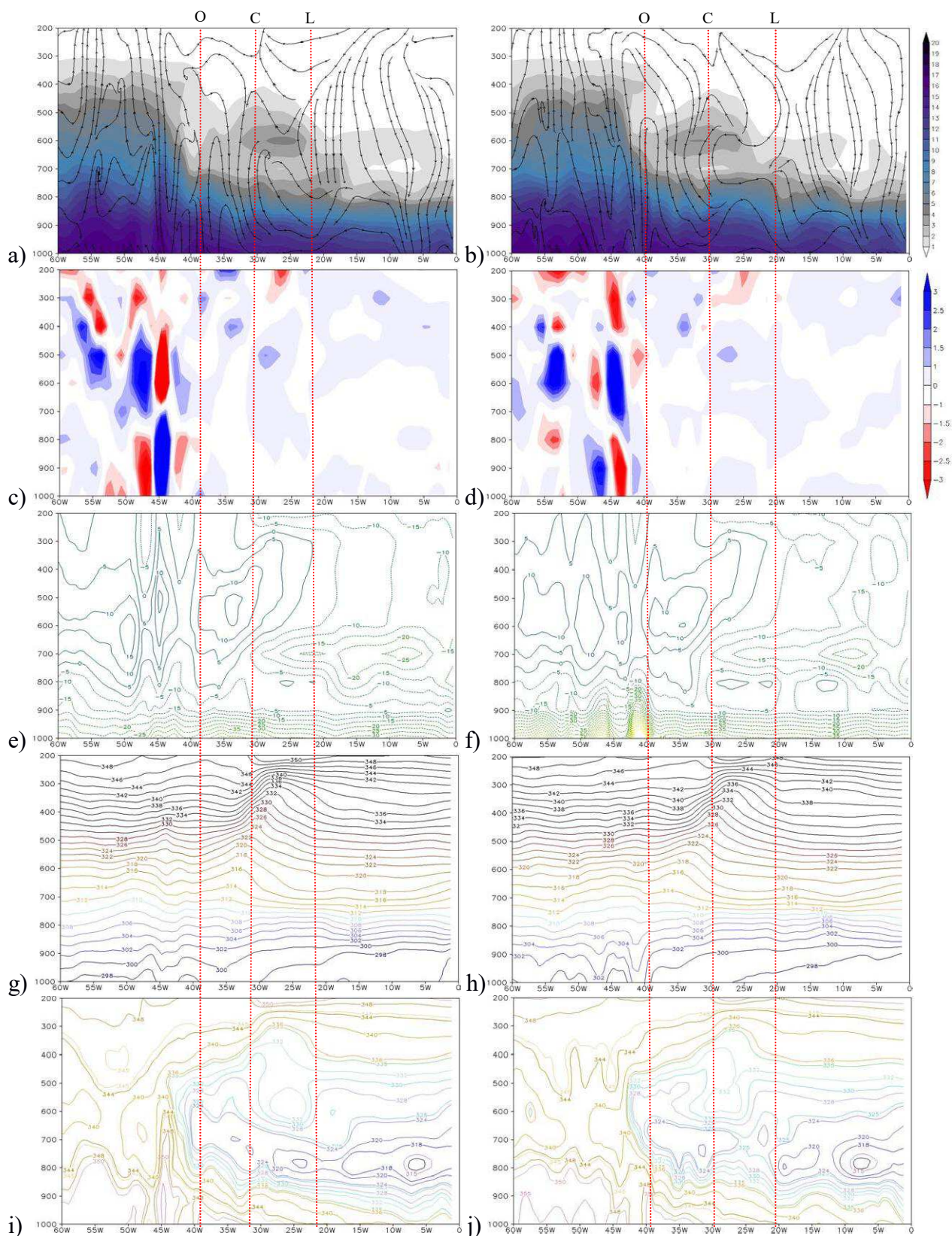




**Figura 35.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j) para o dia 22/01/2004. Recorte latitudinal: 11°S. A periferia oeste do VCAN está demarcada pela sigla ‘O’, o núcleo pela sigla ‘C’, e a periferia leste por ‘L’. Fonte: Autor (2022).



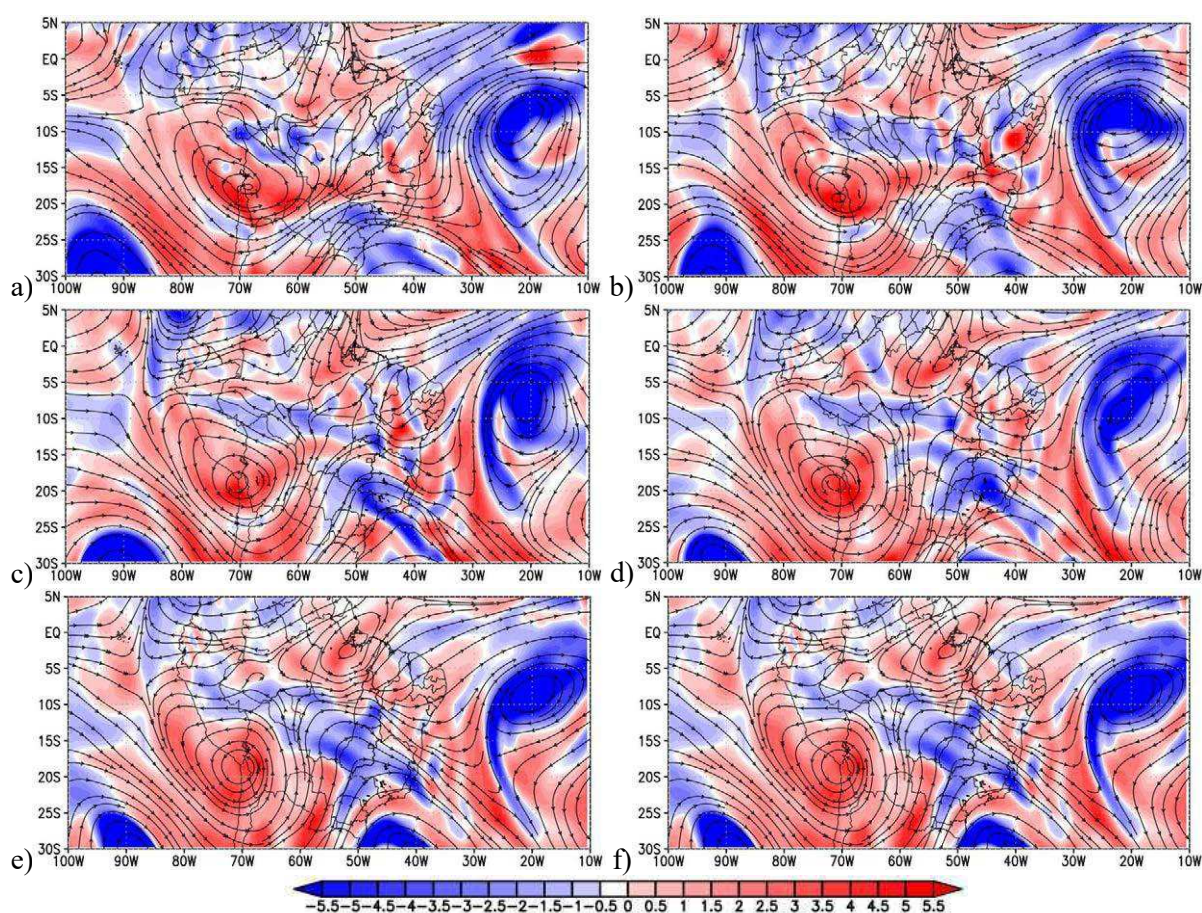
**Figura 36.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), para o dia 23/01/2004. Recorte latitudinal: 12°S. A periferia oeste do VCAN está demarcada pela sigla ‘O’, o núcleo pela sigla ‘C’, e a periferia leste por ‘L’. Fonte: Autor (2022).



**Figura 37.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j) para o dia 24/01/2004. Recorte latitudinal: 13°S. A periferia oeste do VCAN está demarcada pela sigla ‘O’, o núcleo pela sigla ‘C’, e a periferia leste por ‘L’. Fonte: Autor (2022).

#### 4.9.2 VCAN 142 (JAN 2016)

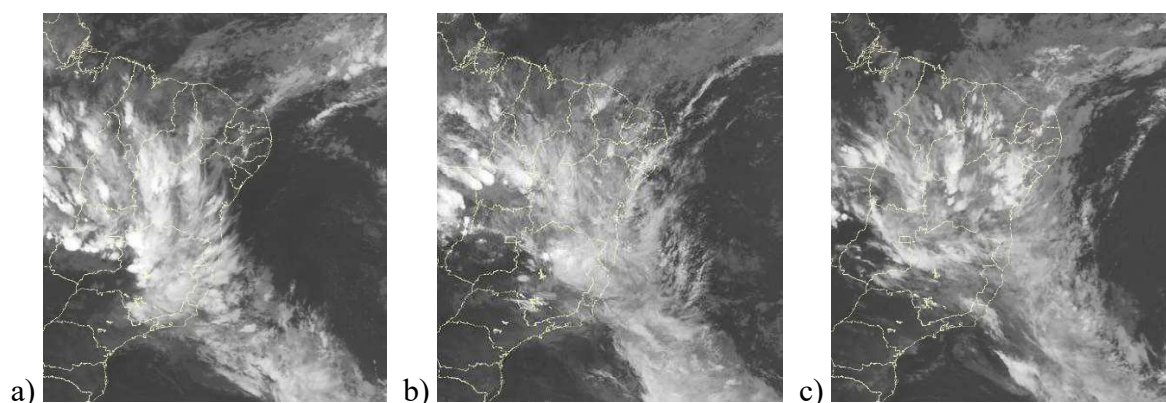
O mês de janeiro de 2016 apresentou grandes valores de precipitação no NEB. Grande parte disso deve-se ao VCAN 142, que atuou sobre a região praticamente durante todo o mês, onde seu ciclo de vida durou por aproximadamente 25 dias (06 a 31 de janeiro). Segundo a classificação proposta por Moraes (2016) esse vórtice possuiu características de um sistema estacionário durante as duas primeiras semanas de desenvolvimento. O mesmo pode ser observado na Figura 38, através dos campos de vorticidade e linhas de corrente em 300 hPa.



**Figura 38.** Linhas de corrente e vorticidade relativa (300 hPa) nos dias 20 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b); 21 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d); 22 às 06 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2016. Fonte: Autor (2022).

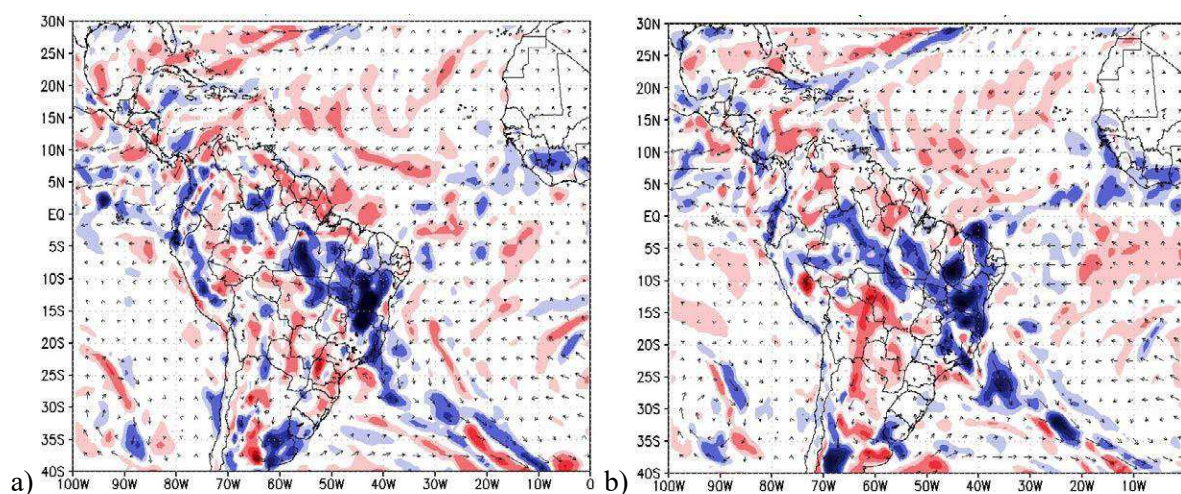
O VCAN originou-se sobre o oceano atlântico, oriundo de um cavado em altos níveis que se prolongou até o NEB e interagiu com o escoamento da Alta da Bolívia. Sua formação se assemelhou conforme o desenvolvimento descrito por Kousky e Gan (1981). Segundo a classificação proposta por Frank (1970), esse vórtice pôde ser classificado como sendo um VCAN do tipo úmido, por possuir nebulosidade assimétrica em torno de sua estrutura. Destacou-se um longo período de precipitação entre os dias 20 e 22, principalmente no primeiro

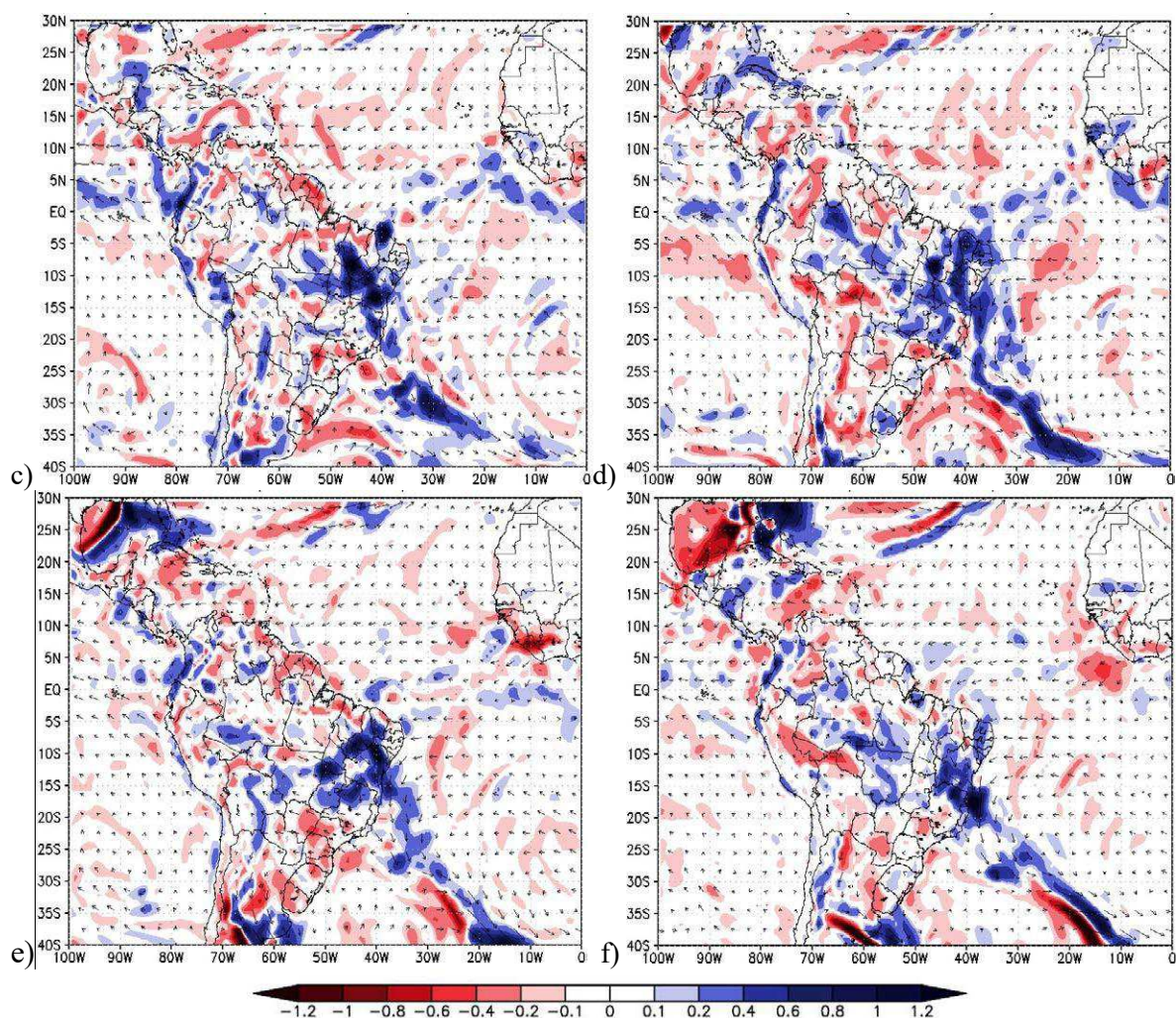
dia citado. As imagens de satélite no canal IR (Figura 39), mostram o desenvolvimento do VCAN ao longo dos dias analisados além de apresentar a faixa de nebulosidade no sentido noroeste/sudeste que se estendeu da Amazônia ao Sudeste do Brasil, característica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), formada a partir da ligação entre o VCAN, alta da Bolívia (observada na Figura 38) e de um sistema frontal estacionário.



**Figura 39.** Imagens do satélite GOES-13 no canal IR para os dias 20 (a), 21 (b) e 22 (c) de janeiro de 2016 às 06 UTC. Fonte: CPTEC/INPE.

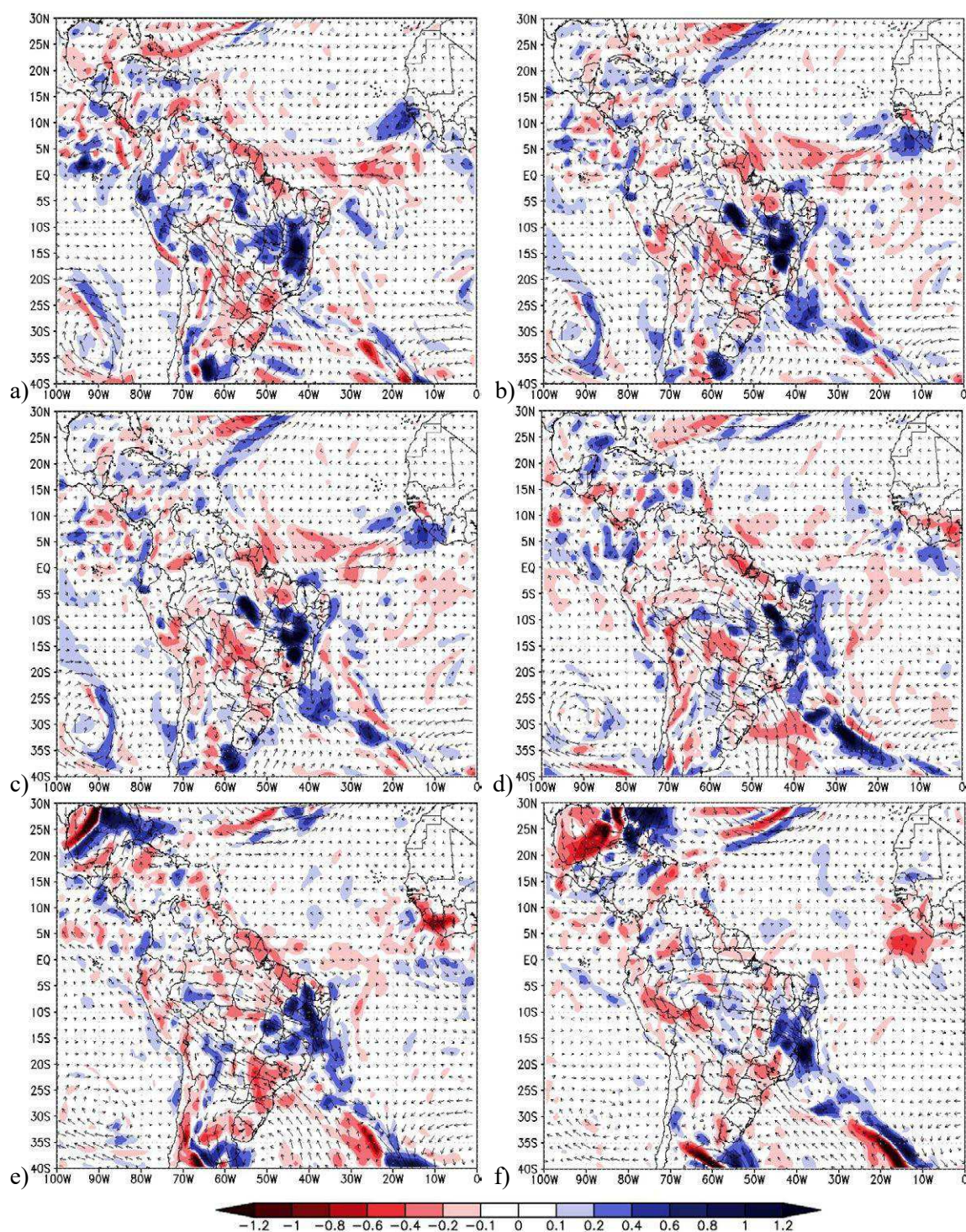
Durante esse evento, a convergência do transporte de umidade se assemelhou ao caso analisado anteriormente (VCAN 47). Através da análise dos campos de convergência do transporte de umidade entre os dias 20 e 22 (Figura 40), foi possível observar o grande adentramento de umidade através do setor oeste do NEB, pelas fronteiras dos estados do Maranhão, Piauí e Bahia. Ao contrário do caso analisado anteriormente, também houve bastante concentração de convergência no setor sul do NEB, devido a presença da ZCAS sobre parte desse território. Em consequência do grande adentramento de umidade na região, os valores totais de convergência de umidade foram elevados para todos os horários analisados.





**Figura 40.** Campos de convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 20 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), 21 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d) e 22 às 06 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2016. Fonte: Autor (2022).

Os campos de anomalia (Figura 41) indicaram maior intensidade do transporte proveniente da Amazônia e do Oceano Atlântico principalmente nos dias supracitados. Entre os dias 21 e 22 também pôde-se observar um grande transporte proveniente do Atlântico Sul e desviado na região Centro-oeste, elevando a convergência de umidade sobre o estado da Bahia. Em geral a entrada de umidade por três locais distintos acarretou uma grande fonte de umidade que adentrou o NEB, o que conseqüentemente provocou os altos valores de precipitação no período de atuação do vórtice.

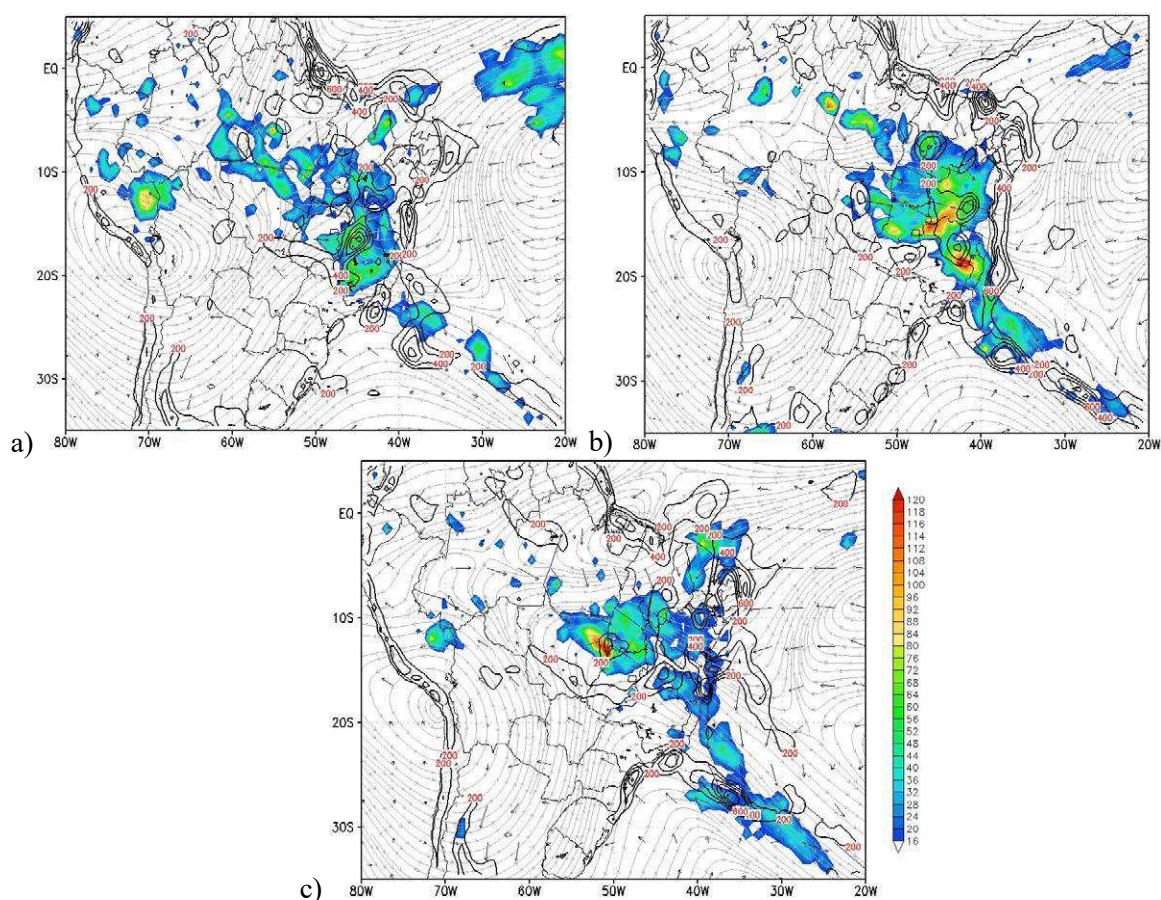


**Figura 41.** Campos de anomalia da convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa e suas respectivas caixas virtuais ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 20 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), 21 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d) e 22 às 06 UTC (e) e 18UTC (f) de janeiro de 2016. Fonte: Autor (2022).

O campo de convergência de umidade e precipitação (Figura 42) indicou maior convecção em todo setor centro-sul do NEB para todos os horários analisados, onde situava-se a periferia sudoeste do VCAN. Grande parte concentrou-se sobre os estados da Bahia e Piauí, as quais foram regiões onde houve registros de forte convergência do transporte de umidade,

favorecendo a atividade convectiva por grande parte desse território. Já na região costeira, entre os estados de Sergipe e Ceará, somente em alguns horários pôde-se observar fortes concentrações de convergência, porém sem precipitação associada. De forma geral, observando através da estrutura do VCAN, os movimentos ascendentes foram observados somente na periferia oeste/sudoeste, as quais mantiveram-se fixadas sobre o continente.

Foi possível observar pontos de elevada convergência de umidade entre os dias 20 e 22 sobre os locais onde houve maior precipitação, com destaque na faixa longitudinal entre 50°W-40°W, entre os estados da Bahia e Piauí. A Figura 42 apresentam de forma clara a relação dos pontos onde houve elevado transporte e convergência de umidade. No dia 20, a exemplo, onde a Bahia recebeu uma grande quantidade de umidade originada no Atlântico Sul e desviada na região Centro-oeste, consequente da mudança de circulação provocada pelo vórtice. Nos dias seguintes, a forte convergência provocou elevados valores pluviométricos sobre a costa leste do NEB. No dia 22 houveram elevados valores de precipitação registrados no eixo centro-sul da região, em destaque todo o estado da Bahia e região central do Piauí.



**Figura 42.** Campos médios diários de precipitação (sombreado), convergência do transporte de umidade integrado na vertical (contornos), direção e magnitude do transporte de umidade (vetores) e linhas de corrente em 300 hPa (cinza) para os dias 20 (a), 21 (b) e 22 (c) de janeiro de 2016. Fonte: Autor (2022).



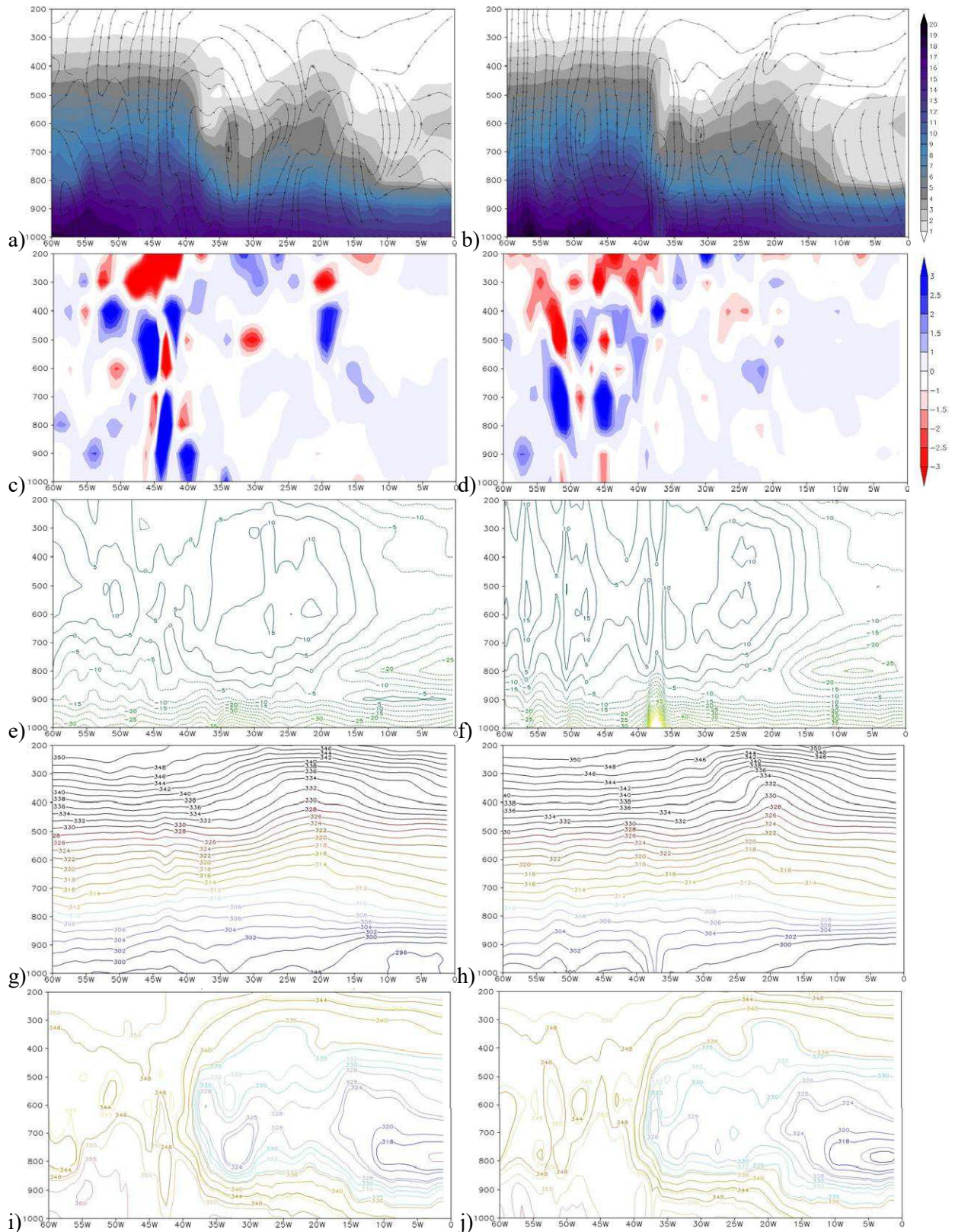
Abaixo são apresentadas as seções verticais zonais dos campos de umidade específica e movimentos verticais (Figuras a, b), perfil de convergência (Figuras c, d), estimativa de CAPE e CINE (Figuras e, f), temperatura potencial (Figuras g, h) e temperatura potencial equivalente (Figura i, j) às 06UTC e 18UTC, respectivamente. As legendas atribuídas acima são representadas para os dias 20 (Figura 43), 21 (Figura 44) e 22 (Figura 45) de janeiro de 2016 através dos recortes latitudinais de 13°, 10° e 10°S, respectivamente.

Através da análise dos campos de movimentos verticais e umidade específica, pôde-se observar a presença de fortes movimentos ascendentes na periferia oeste do vórtice (concentrada na faixa entre continente e oceano) entre 30° e 45°W, além de elevados valores de umidade até aproximadamente 500 hPa para todos os seis horários analisados, o que favoreceu a convecção em grande parte do estado da Bahia, principalmente no dia 22. Os movimentos ascendentes em parte da periferia oeste também foram indicados pelo perfil de convergência, caracterizados em todos os 3 dias de análise. Já para o núcleo e região da periferia leste, os movimentos verticais não foram muito característicos neste campo.

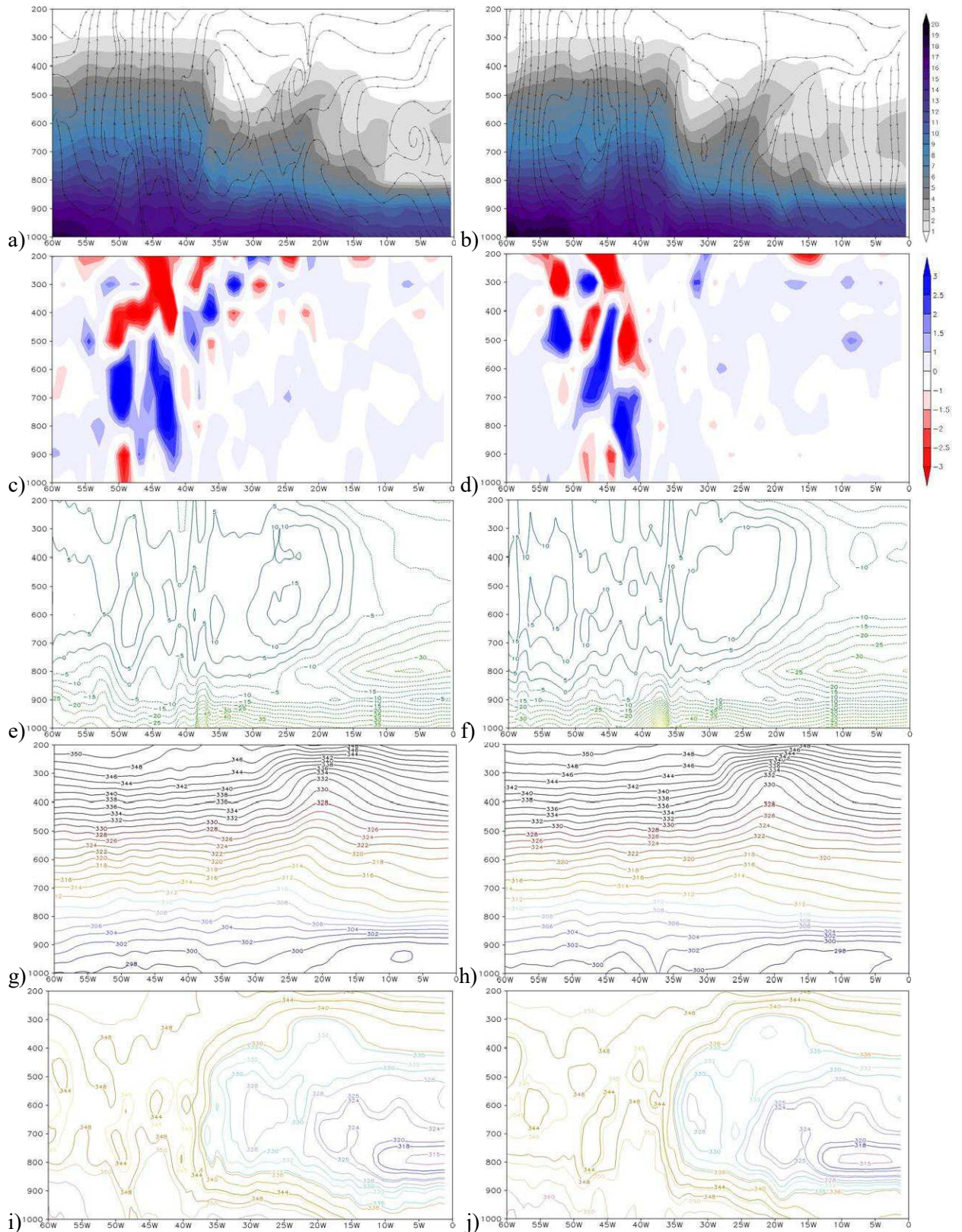
No centro e periferia leste do VCAN foram observados, de forma geral, movimentos descendentes e alta concentração de umidade se estendeu somente até 800 hPa em ambas as faixas. Estimativa de potencial de energia convectiva foi identificada entre 700 e 300 hPa ao longo da faixa de 35° e 20°W, caracterizada pela periferia oeste e centro do vórtice, onde houve intensificação à oeste ao longo dos dias analisados. A inibição convectiva (CINE) foi mais acentuada na periferia leste, estendendo-se até aproximadamente 600 hPa. Assim como o caso analisado anteriormente, os movimentos descendentes estiveram presentes na periferia leste.

As seções verticais de temperatura potencial também indicaram para este caso temperaturas mais elevadas nas periferias oeste e leste e menores no centro do VCAN, corroborando com o modelo de núcleo frio proposto por Kousky e Gan (1981). Os menores gradientes térmicos se concentram na camada central do vórtice, entre 700-500 hPa. Próximo à superfície, as temperaturas foram mais elevadas nas áreas de máxima precipitação no dia 22 (aproximadamente 40°W), tanto às 06 UTC quanto para as 18 UTC. As características estacionárias do VCAN, através do posicionamento do centro (núcleo frio) ao longo dos dias pôde ser observado claramente através desse campo. A existência desse núcleo frio também foi utilizada como critério para indicar a extensão vertical do vórtice, entre 300 hPa e 700 hPa, aproximadamente.

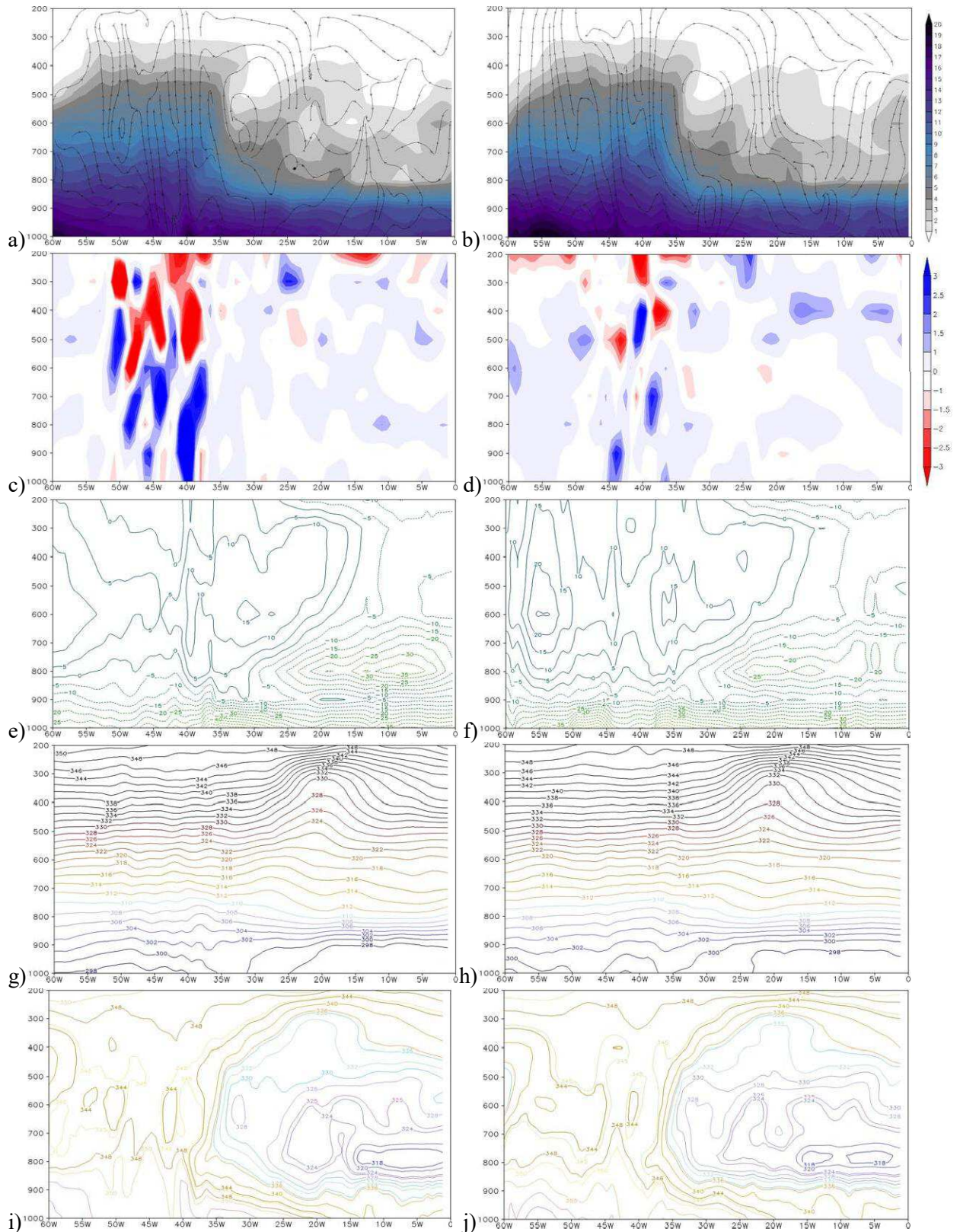
As seções verticais de temperatura potencial equivalente indicaram elevados gradientes na faixa entre continente e oceano (35° e 40°W), mantendo o padrão conforme o avanço dos dias, devido ao posicionamento estacionário do vórtice. Por fim, houve um pequeno resfriamento ao longo dos dias entre os níveis de 400 e 300 hPa, na faixa longitudinal onde o centro do VCAN estava localizado (aproximadamente 20°W).



**Figura 43.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 20 de janeiro de 2016. Recorte latitudinal: 13°S. Fonte: Autor (2022).



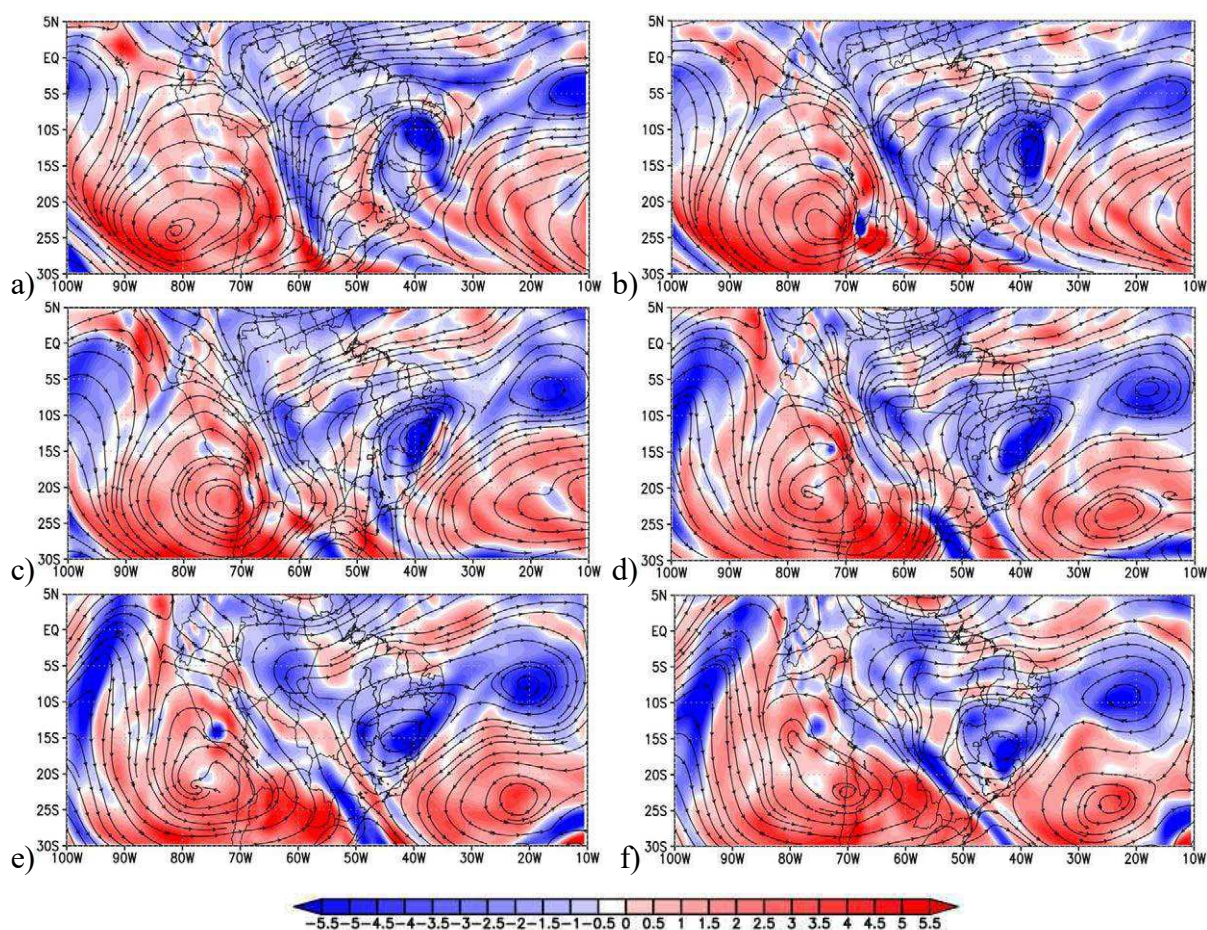
**Figura 44.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 21 de janeiro de 2016. Recorte latitudinal: 10°S. Fonte: Autor (2022).



**Figura 45.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 22 de janeiro de 2016. Recorte latitudinal: 10°S. Fonte: Autor (2022).

### 4.9.3 VCAN 126 (JAN 2014)

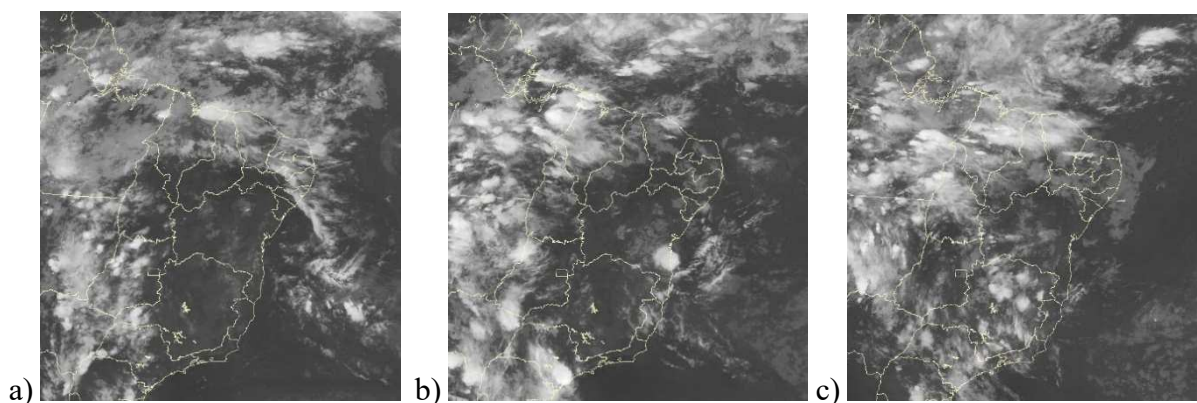
Durante o mês de janeiro de 2014, todo o NEB registrou escassez de precipitação, onde a anomalia dessa variável destacou de forma negativa em todos os setores da região. A análise das linhas de corrente e vorticidade relativa (Figura 46) indicou o desenvolvimento do VCAN entre os dias 01 e 15 deste mês. Ao contrário dos vórtices analisados nesse estudo, este apresentou formação oceânica apenas nas primeiras horas, permanecendo sobre o continente durante cerca de uma semana, e voltando a atuar sobre o oceano nos dias restantes de seu desenvolvimento.



**Figura 46.** Linhas de corrente e vorticidade relativa (300 hPa) para os dias 08 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b); 09 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d); 10 às 06 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2014. Fonte: Autor (2022).

A análise em detalhes desse caso foi feita entre os dias 08 e 10, devido aos baixos registros de precipitação durante o período de vida do vórtice. As imagens de satélite no canal

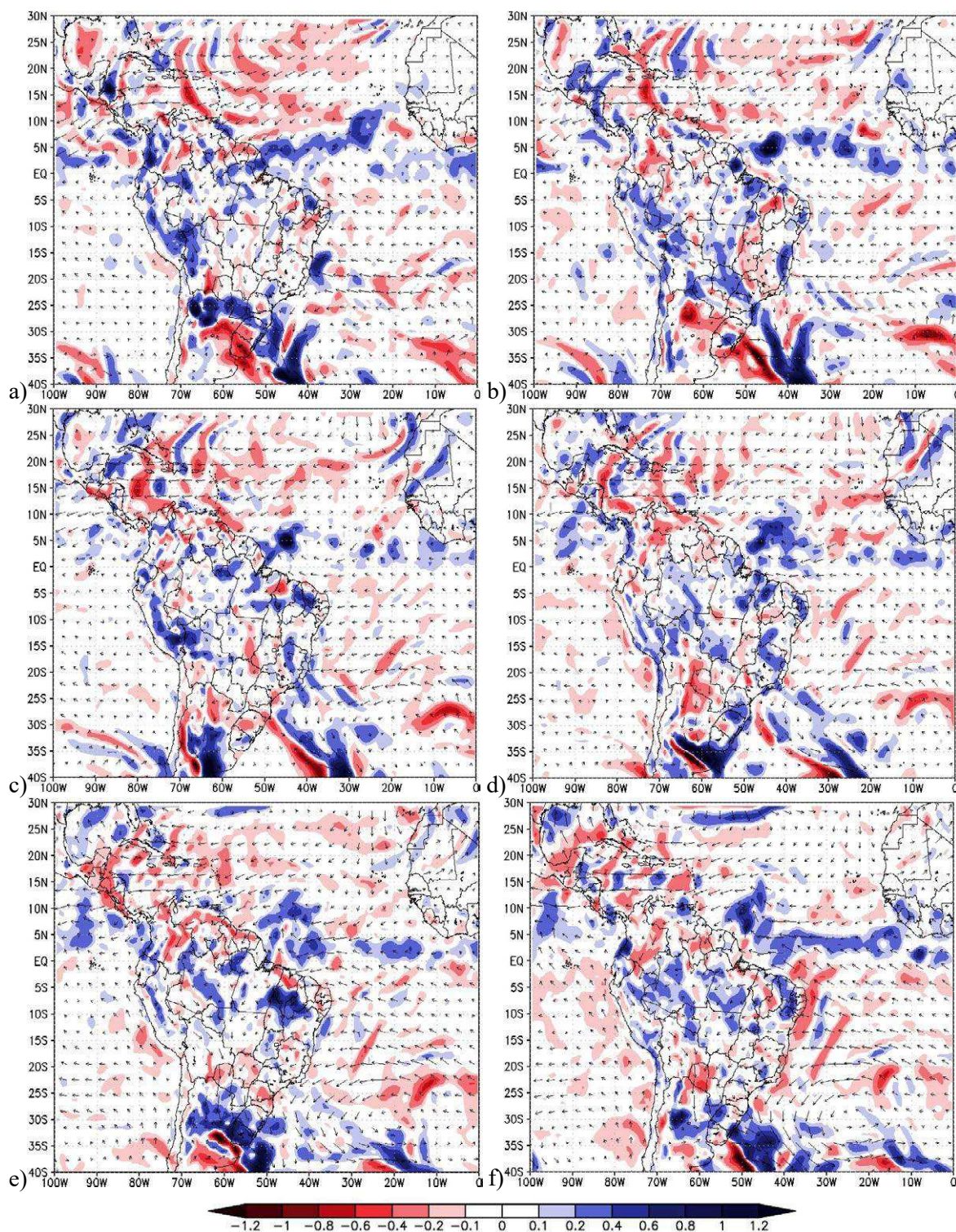
IR mostram o desenvolvimento da nebulosidade associada ao vórtice ao longo dos dias analisados (Figura 47).



**Figura 47.** Imagens do satélite GOES-13 no canal IR para os dias 08 (a), 09 (b) e 10 (c) de janeiro de 2014 às 00UTC. Fonte: CPTEC/INPE.

Para este caso, os movimentos de divergência do transporte de umidade integrado na vertical foram bastante comuns, principalmente na costa leste do NEB (Figura 48), onde situava-se a periferia leste do VCAN. Ao contrário dos casos analisados anteriormente, as trajetórias do transporte de umidade não se concentraram sobre o NEB, além do posicionamento do vórtice, que manteve seu núcleo fixo sobre a região, acarretando uma diminuição dos valores de precipitação. Estes baixos valores de precipitação registrados ocorreram em áreas de maior convergência do transporte de umidade, como no sul da Bahia durante o dia 08 de janeiro.

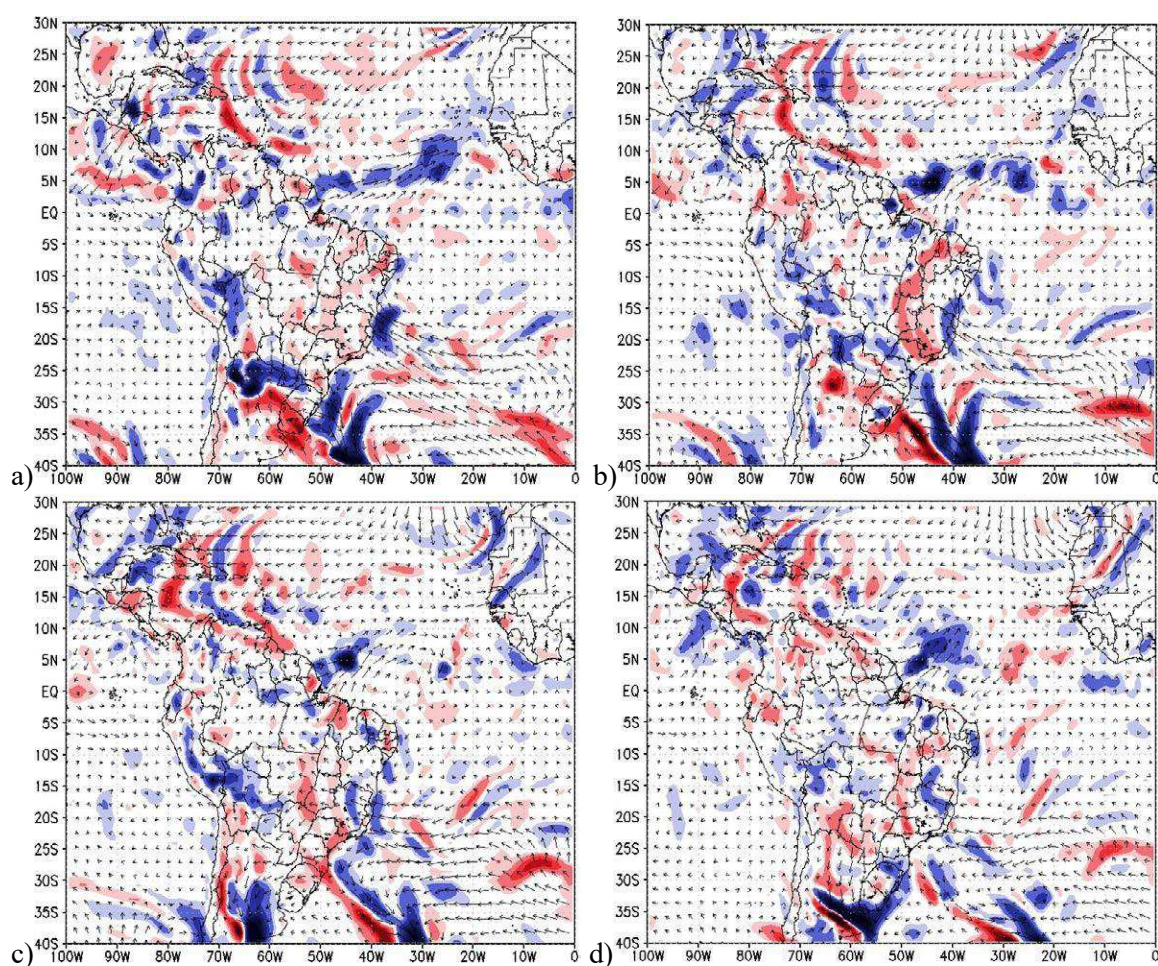
A análise dos campos também indicou entrada de umidade somente pelo setor leste do NEB, havendo saída de umidade pelas outras três fronteiras. O balanço total de umidade teve seu pico às 06 UTC do dia 10 de janeiro, onde os maiores picos registrados de precipitação ocorreram na região central do estado do Piauí. Para este caso, ao contrário dos dois analisados anteriormente, houve valores de precipitação acumulada muito abaixo, isto devido ao fato da escassez de umidade em comparação aos casos anteriores.



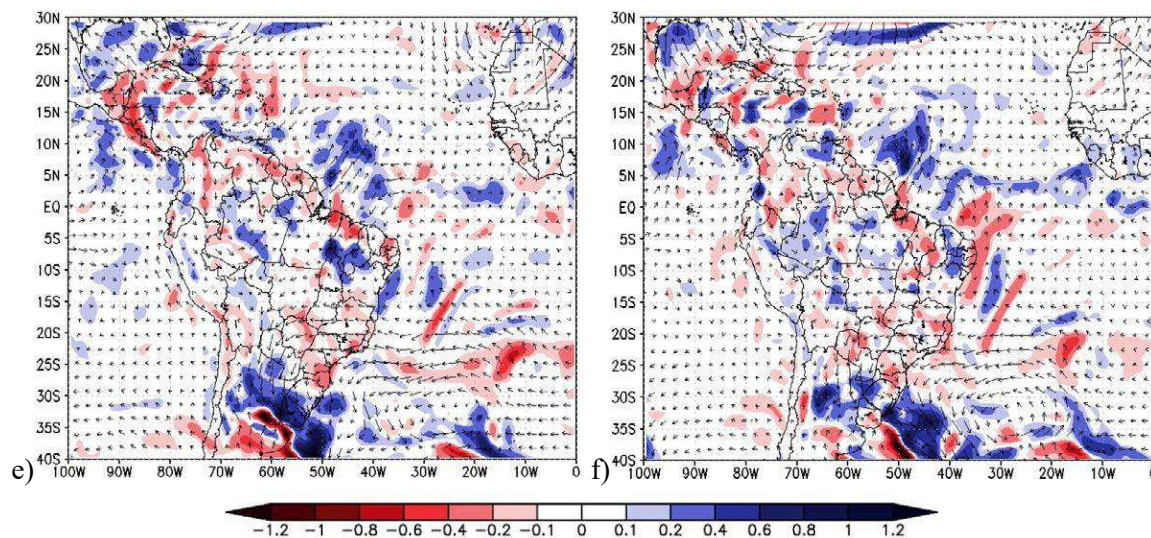
**Figura 48.** Campos de convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 08 às 06UTC (a) e 18UTC (b), 09 às 06UTC (c) e 18UTC (d) e 10 às 06UTC (e) e 18UTC (f) de janeiro de 2014. Fonte: Autor (2022).

A ausência da fonte de umidade para esse caso também pôde ser comprovada através do campo de anomalia da convergência do transporte de umidade (Figura 49). Durante o período de vida do vórtice de 2014, foi possível observar uma anomalia bastante característica

de divergência de umidade, principalmente nas regiões do semiárido e sertão. Devido à grande divergência do fluxo de umidade concentrada sobre o NEB, houve grande inibição da formação de nebulosidade convectiva. O transporte de umidade em relação ao caso anterior foi inferior, sendo um fator que impediu a convergência. Ao contrário do caso analisado anteriormente, apesar do vórtice ter alterado a circulação de grande escala, desviando o fluxo de umidade da Amazônia até o NEB, os valores de precipitação não foram tão elevados. Em relação à região da Amazônia, Espinoza et al. (2014) definiram 2014 como um ano úmido, devido a precipitação acima da média na Região Amazônica. Segundo os referidos autores, os fluxos de umidade exportado para a região Sul foram os maiores em 16 anos (1998-2014).



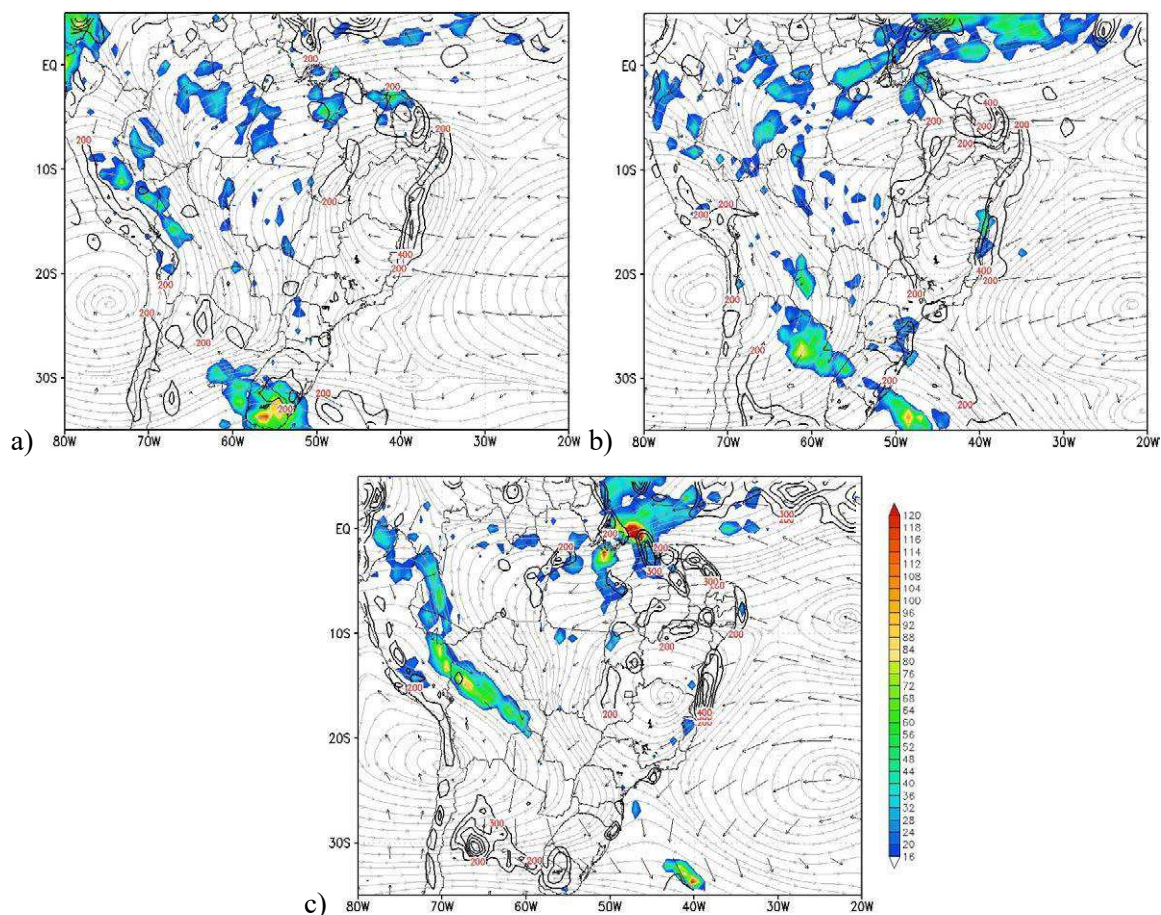




**Figura 49.** Campos de anomalia da convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 08 às 06UTC (a) e 18UTC (b), 09 às 06UTC (c) e 18UTC (d) e 10 às 06UTC (e) e 18UTC (f) de janeiro de 2014. Fonte: Autor (2022).

Através dos campos de precipitação (Figura 50), foi possível observar que a banda de nebulosidade convectiva nas periferias norte/nordeste do VCAN não resultou em grandes valores pluviométricos. No dia 08 (Figura 50a), onde praticamente todo o NEB encontrava-se com baixo registro de precipitação, exceto no sul da Bahia e oeste do Maranhão. Nos dias 09 (Figura 50b) e 10 (Figura 50c) valores um pouco mais elevados foram identificados.

Os valores da convergência do transporte de umidade integrado na vertical mantiveram-se mais elevados sobre parte da costa leste do NEB, e sobre os estados do Ceará e Piauí durante grande parte do período de vida do VCAN. Isso ocorreu devido à grande divergência do fluxo de umidade sobre grande parte do NEB, além da localização do centro do vórtice, inibindo a convergência da umidade, assim como a formação de nebulosidade convectiva. O transporte de umidade em relação ao caso analisado anteriormente foi inferior, em adição os predominantes movimentos divergentes sobre o NEB inibiram a convergência de umidade principalmente no dia 10, onde houve um elevado valor de umidade que adentrou o continente proveniente do Oceano atlântico. Além do NEB, este janeiro foi um dos mais quentes e secos já registrados na região Sudeste devido a falta de mecanismos de escala sinótica capazes de converter a umidade transportada da Amazônia em chuva, de acordo com Braga e Molion (2018).



**Figura 50.** Campos médios diários de precipitação (sombreado), convergência do transporte de umidade integrado na vertical (contornos), direção e magnitude do transporte de umidade (vetores) e linhas de corrente em 300 hPa (cinza) para os dias 08 (a), 09 (b) e 10 (c) de janeiro de 2014. Fonte: Autor (2022).

Abaixo são apresentadas as seções verticais zonais dos campos de umidade específica e movimentos verticais (Figuras a, b), perfil de convergência (Figuras c, d), estimativa de CAPE e CINE (Figuras e, f), temperatura potencial (Figuras g, h) e temperatura potencial equivalente (Figura i, j) às 06UTC e 18UTC, respectivamente. As legendas atribuídas acima são representadas para os dias 08 (Figura 51), 09 (Figura 52) e 10 (Figura 53) de janeiro de 2014 através do recorte latitudinal de 13°S para ambos os dias analisados.

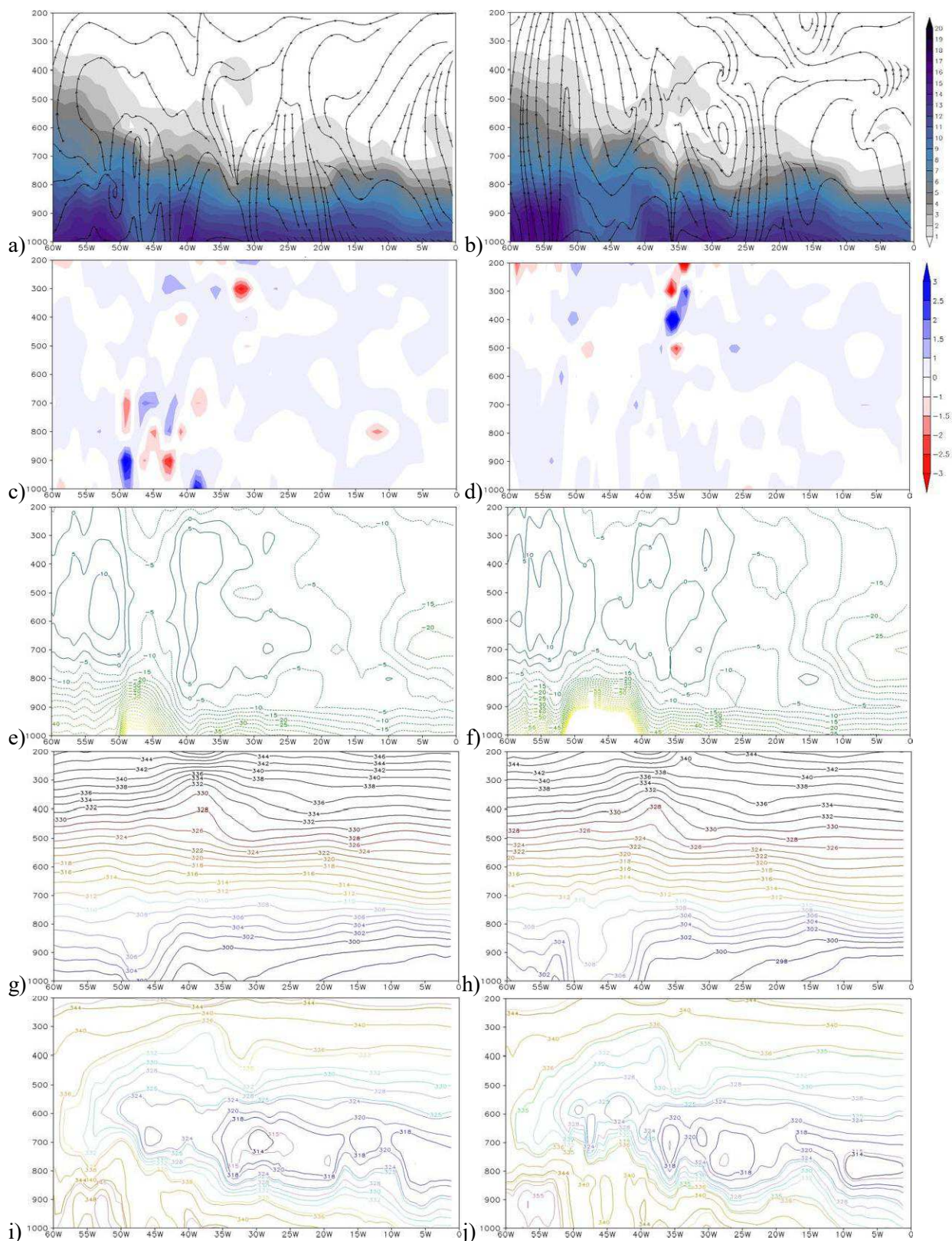
Através da análise dos campos de movimentos verticais e umidade específica indicou a predominância de movimentos descendentes na região central e periférica (leste) do VCAN, além de movimentos ascendentes em uma pequena faixa da periferia oeste (compreendida aproximadamente entre 50° e 47°W) durante os primeiros horários analisados. Conforme o desenvolvimento do vórtice, a periferia oeste passou a apresentar movimentos ascendentes com maior intensidade, principalmente às 18UTC. Ao contrário dos dois casos analisados anteriormente, que caracterizaram elevada umidade até 500 hPa, para este caso a grande

concentração dessa variável chegou a atingir apenas 700 hPa no setor da periferia oeste do VCAN. Os movimentos ascendentes sobre parte da periferia oeste também puderam ser observados através do perfil de convergência e com maior intensidade no período da tarde, às 18UTC (conforme mencionado acima).

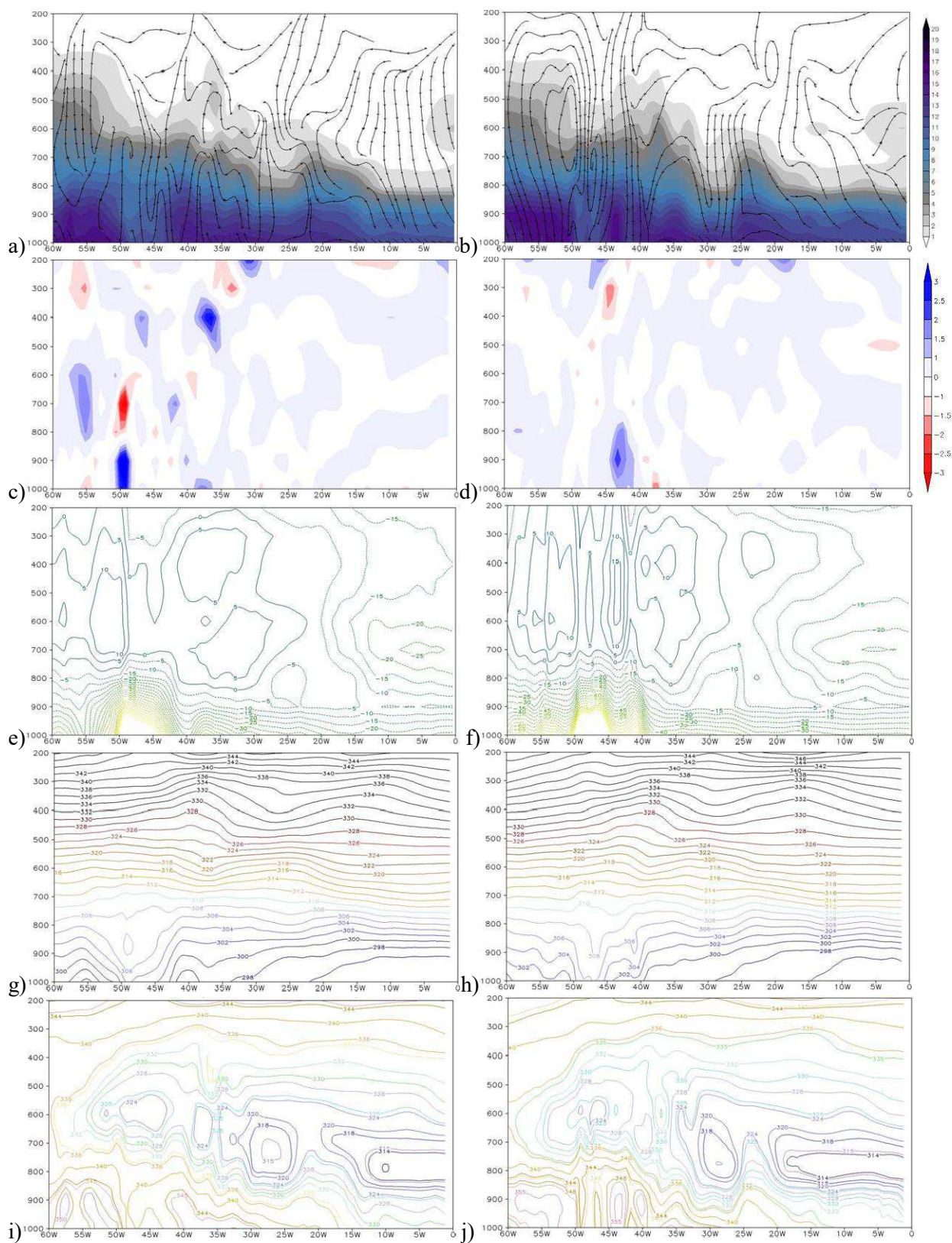
O perfil de CAPE e CINE indicou maior energia convectiva na faixa da periferia oeste (entre 700 e 300 hPa) ao longo de todos os dias analisados, apresentando maior intensidade às 18UTC. A região da periferia leste e central do vórtice também apresentou valores positivos, porém houve intensificação à oeste ao longo dos dias analisados. Os VCAN 47 e 142 apresentaram forte inibição convectiva à leste (entre 35° e 30°W), porém durante esse caso observou-se apenas uma fraca presença de CINE apenas no dia 8. Fator que não intensificou a convecção na região, mantendo a escassez de precipitação.

Assim como os casos analisados acima, as seções verticais de temperatura potencial também mostraram temperaturas mais elevadas nas periferias oeste e leste em relação ao núcleo do VCAN. Demonstrando ser um excelente campo para observar tanto o centro do vórtice, quanto seu deslocamento espacial ao longo do desenvolvimento. Os menores gradientes térmicos se concentram na camada central do vórtice, entre 550-450 hPa. Próximo à superfície, as temperaturas foram mais elevadas próximo a periferia oeste (entre 50°-47°W), tanto às 06UTC quanto para as 18UTC para todos os horários analisados.

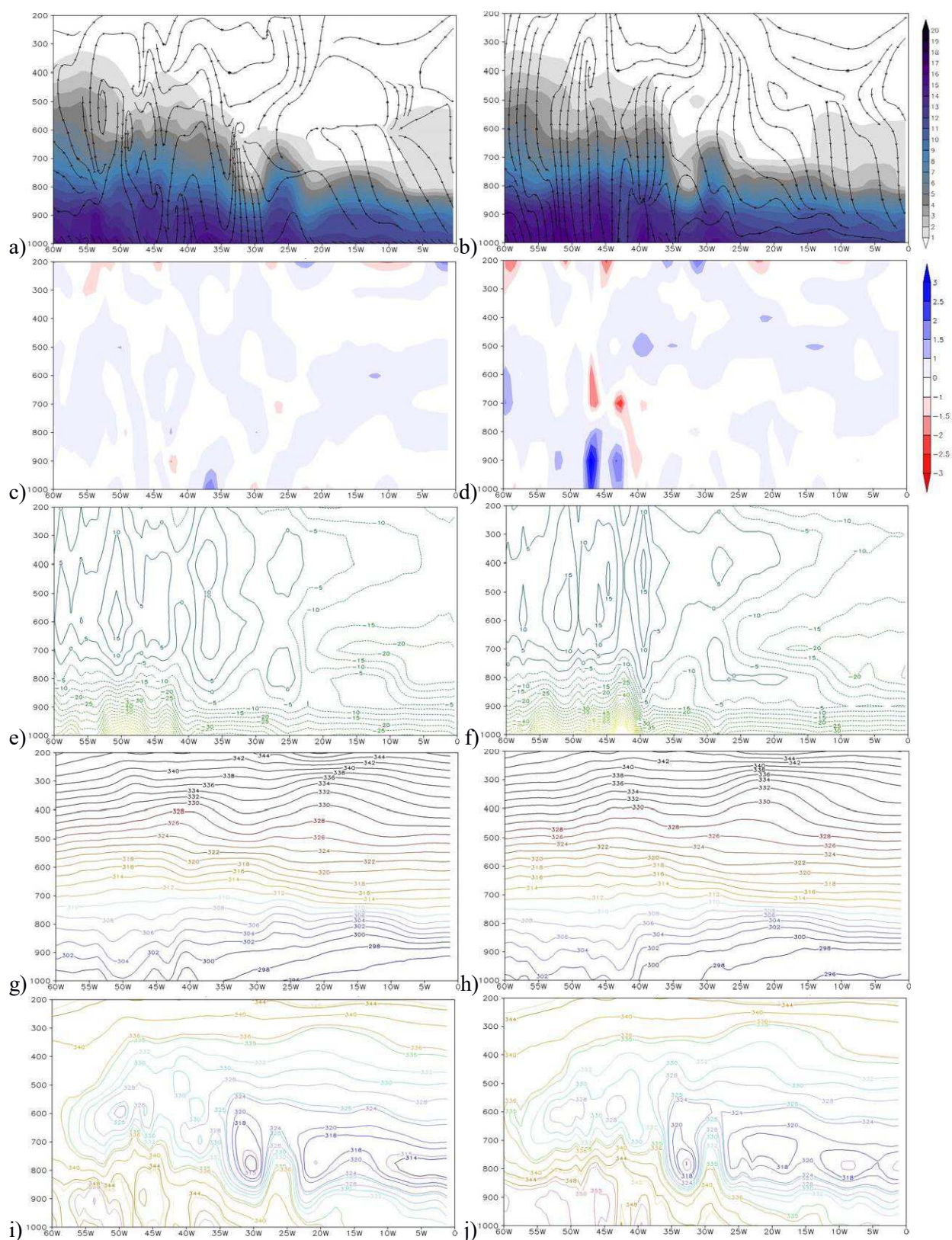
Para este caso, a temperatura potencial equivalente não caracterizou os elevados gradientes na faixa entre continente e oceano (35° e 40°W), como nos VCAN 47 e 142. Isso se deve também ao posicionamento o qual se encontrava o vórtice, com predominância continental. Esse padrão manteve-se conforme o avanço dos dias. Ao longo do deslocamento para oeste do sistema, houve aquecimento por toda faixa entre 50°-35°W durante o decorrer dos dias analisados. O mesmo ocorreu para o nível entre 800-600 hPa, onde o centro do VCAN foi identificado, observou-se aumento da temperatura potencial equivalente ao longo dos dias. A mesma situação ocorreu com os casos anteriores, porém em altos níveis da atmosfera.



**Figura 51.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 08 de janeiro de 2014. Recorte latitudinal: 13°S. Fonte: Autor (2022).



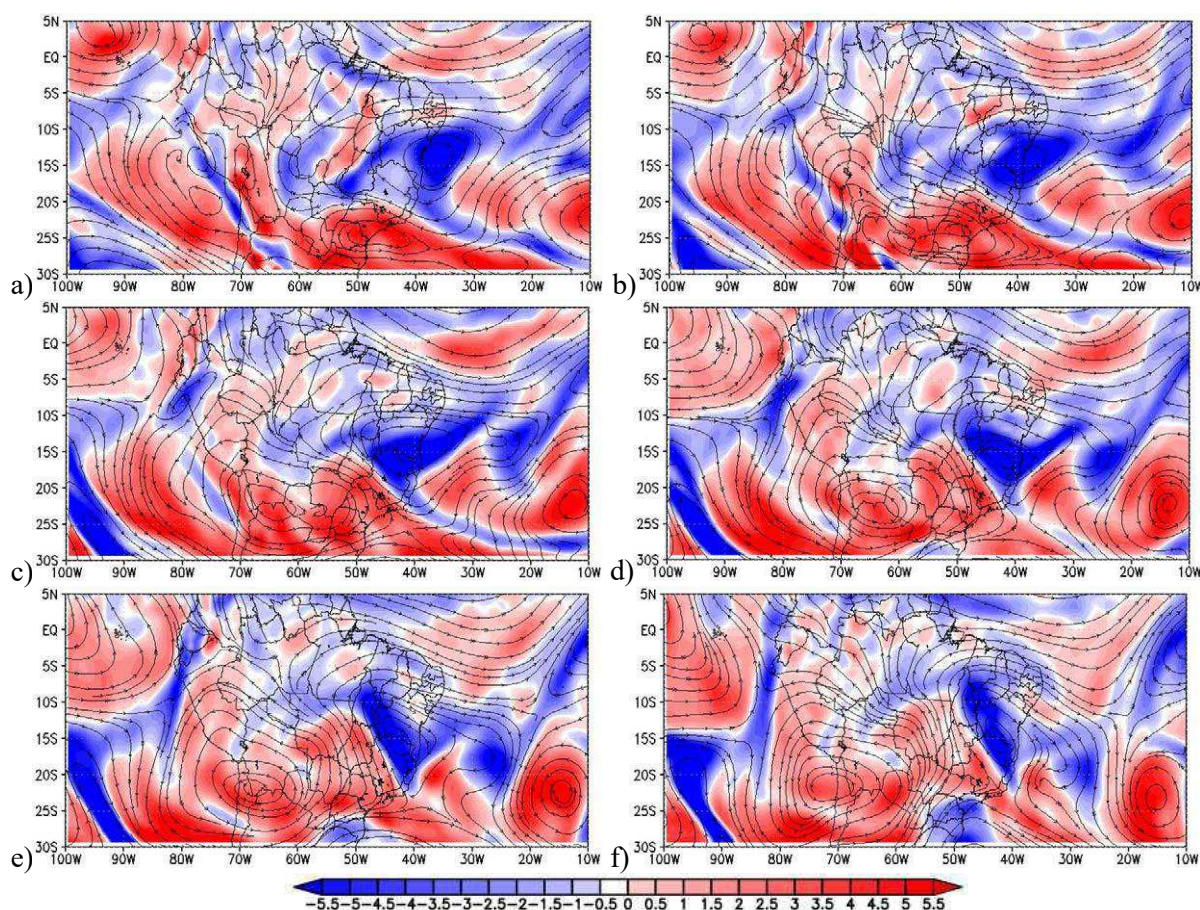
**Figura 52.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 09 de janeiro de 2014. Recorte latitudinal: 13°S. Fonte: Autor (2022).



**Figura 53.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 10 de janeiro de 2014. Recorte latitudinal: 13°S. Fonte: Autor (2022).

## 4.9.4 VCAN 137 (JAN 2015)

Em janeiro de 2015, foi registrada escassez pluviométrica sobre todo o território do NEB. A análise das linhas de corrente e vorticidade relativa (Figura 54) apontou o desenvolvimento do VCAN entre os dias 14 e 25 deste mês. O vórtice apresentou formação oceânica, resultante de um cavado à norte do anticiclone subtropical, caracterizando a Formação Alta, descrita por Ramirez et al. (1999). O sistema desenvolveu-se em direção oeste durante os 03 primeiros dias do seu período de vida, permanecendo fixado com seu centro sobre o continente durante todos os outros dias do período de desenvolvimento.

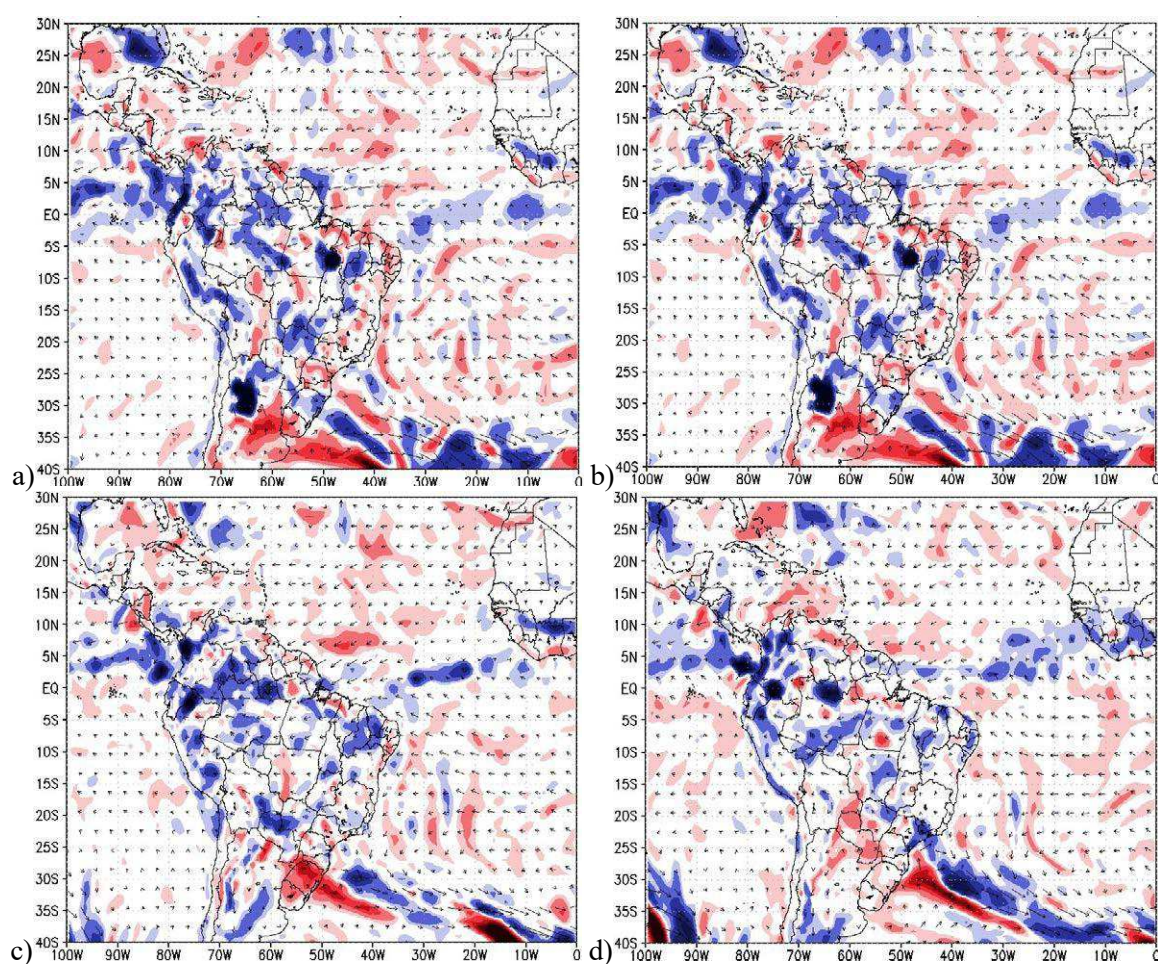


**Figura 54.** Linhas de corrente e vorticidade relativa (300 hPa) para os dias 20 às 06 UTC (a) e 18 UTC (b); 21 às 06 UTC (c) e 18 UTC (d); 22 às 06 UTC (e) e 18 UTC (f) de janeiro de 2015. Fonte: Autor (2022).

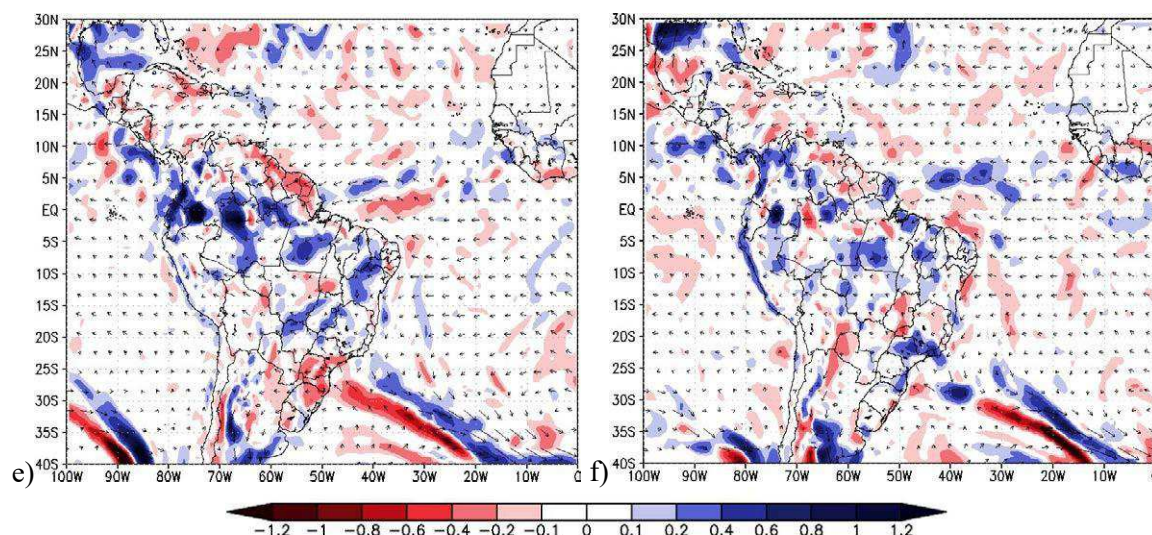
Os valores de convergência do transporte de umidade integrado na vertical apresentados durante esse caso (Figura 55) foram menos elevados em relação aos VCAN 47 e VCAN 142, porém equiparando-se ao VCAN 126, além dos mesmos apresentarem características

semelhantes. Os maiores pontos de convergência de umidade localizaram-se na região central do NEB, onde situava-se a periferia norte e nordeste do VCAN.

A análise dos campos mostrou maior intensidade no transporte de umidade no continente, principalmente na região da Amazônia, bastante característico às 06 UTC do dia 20. A entrada de umidade ocorreu majoritariamente pelo leste, através do Oceano Atlântico Sul. Durante todos os dias de análise observou-se convergência concentrada sobre o estado do Piauí, onde os únicos registros de precipitação associada ocorreram no dia 22 de janeiro. Em geral para este caso, os valores de precipitação acumulada foram muito abaixo da média devido à escassez de umidade, em comum ao caso apresentado acima (VCAN 126).

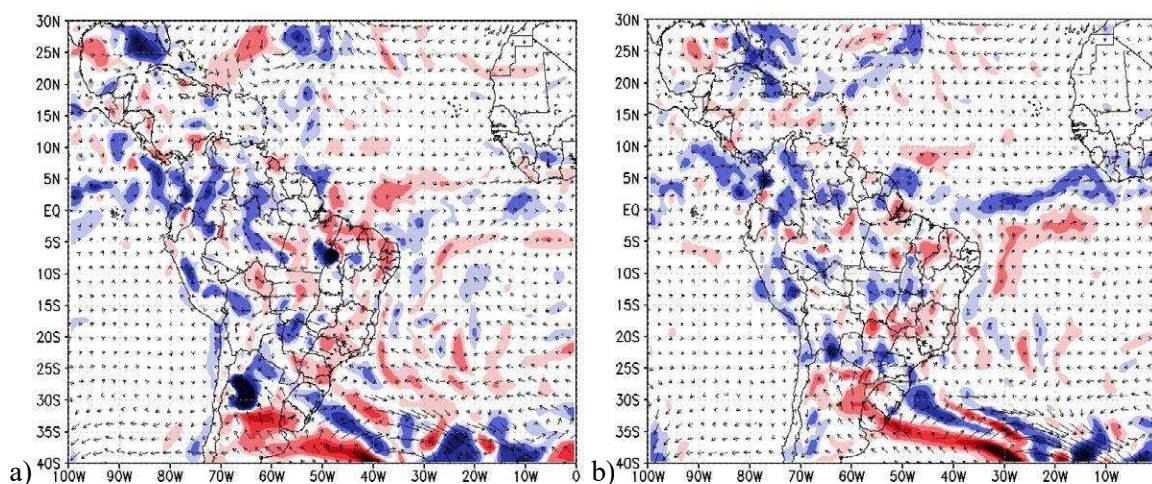


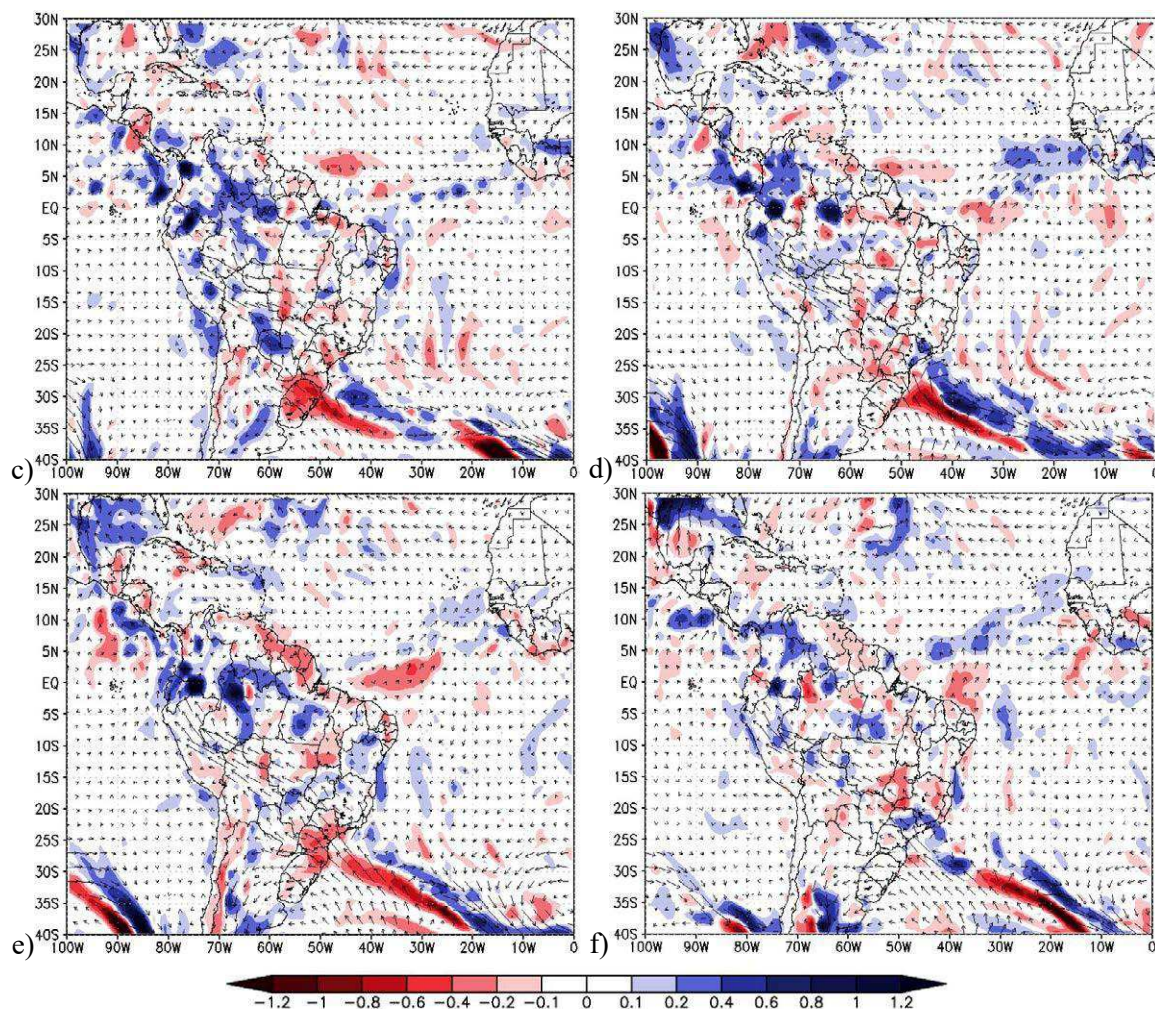




**Figura 55.** Campos de convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 20 às 06UTC (a) e 18UTC (b), 21 às 06UTC (c) e 18UTC (d) e 22 às 06UTC (e) e 18UTC (f) de janeiro de 2015. Fonte: Autor (2022).

A anomalia da convergência do transporte de umidade (Figura 56) comprovou a ausência da fonte de umidade para esse caso. Durante os dias analisados, houve maior divergência do transporte de umidade foram bastante comuns, principalmente por toda costa do NEB (norte e leste). A presença desses movimentos divergentes acarretou grande inibição da formação de nebulosidade convectiva na região, além do transporte de umidade que apontou a maior concentração sobre a região da Amazônia, sendo outro fator que impossibilitou maior convergência no NEB. Durante os dias 21 e 22 para ambos os horários foi possível observar um elevado transporte de umidade atravessando o continente no sentido sudeste-noroeste em decorrência de um sistema frontal desenvolvido no oceano, próximo à região sul do Brasil. A análise da Figura 56 comprovou esse ganho de umidade na região da AMZ, onde durante este período a região atingiu um de seus picos dessa variável durante o intervalo de 2014 e 2015.



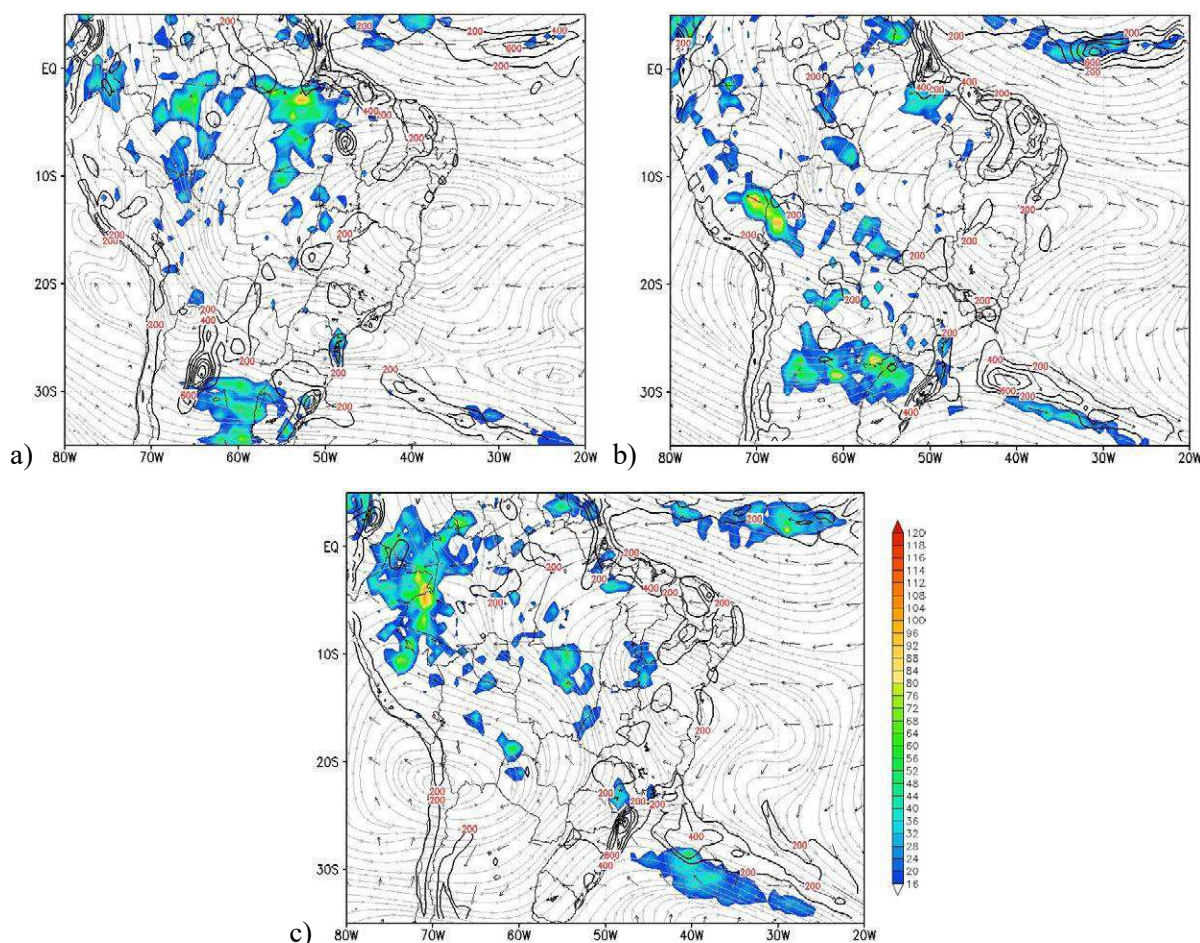


**Figura 56.** Campos de anomalia da convergência do transporte de umidade integrado na vertical entre 1000 e 300 hPa ( $\cdot 10^{-3}$ ) para os dias 20 às 06UTC (a) e 18UTC (b), 21 às 06UTC (c) e 18UTC (d) e 22 às 06UTC (e) e 18UTC (f) de janeiro de 2015. Fonte: Autor (2022).

A Figura 57 mostrou, de forma geral, ausência de precipitação durante os três dias de análise do VCAN. A banda de nebulosidade convectiva identificada pelo satélite nas periferias norte/nordeste do vórtice não resultou em grandes valores pluviométricos. Nos dias 20 (Figura 57a) e 21 (Figura 57b) registrou-se precipitação em alguns pontos específicos na região entre Maranhão, Piauí e Bahia. Somente no dia 22 (Figura 57c) valores um pouco mais elevados foram identificados à noroeste do VCAN, na região do MATOPIBA.

A convergência do transporte de umidade integrado na vertical concentrou-se com maior intensidade sobre o estado do Piauí, porém sendo valores pouco elevados. Os movimentos divergentes do fluxo de umidade sobre grande parte do NEB contribuíram para esse enfraquecimento, consequentemente inibindo a convergência de umidade e o desenvolvimento de nebulosidade convectiva. O transporte de umidade foi semelhante ao caso anterior (VCAN 126) com adentramento no NEB exclusivamente de leste. Para os três dias

analisados houve a predominância de entrada de umidade no continente proveniente do Oceano atlântico.



**Figura 57.** Campos médios diários de precipitação (sombreado), convergência do transporte de umidade integrado na vertical (contornos), direção e magnitude do transporte de umidade (vetores) e linhas de corrente em 300 hPa (cinza) para os dias 20 (a), 21 (b) e 22 (c) de janeiro de 2015. Fonte: Autor (2022).

Abaixo são apresentadas as seções verticais zonais dos campos de umidade específica e movimentos verticais (Figuras a, b), perfil de convergência (Figuras c, d), estimativa de CAPE e CINE (Figuras e, f), temperatura potencial (Figuras g, h) e temperatura potencial equivalente (Figura i, j) às 06UTC e 18UTC, respectivamente. As legendas atribuídas acima são representadas para os dias 20 (Figura 58), 21 (Figura 59) e 22 (Figura 60) de janeiro de 2014 através do recorte latitudinal de 13°S para ambos os dias analisados.

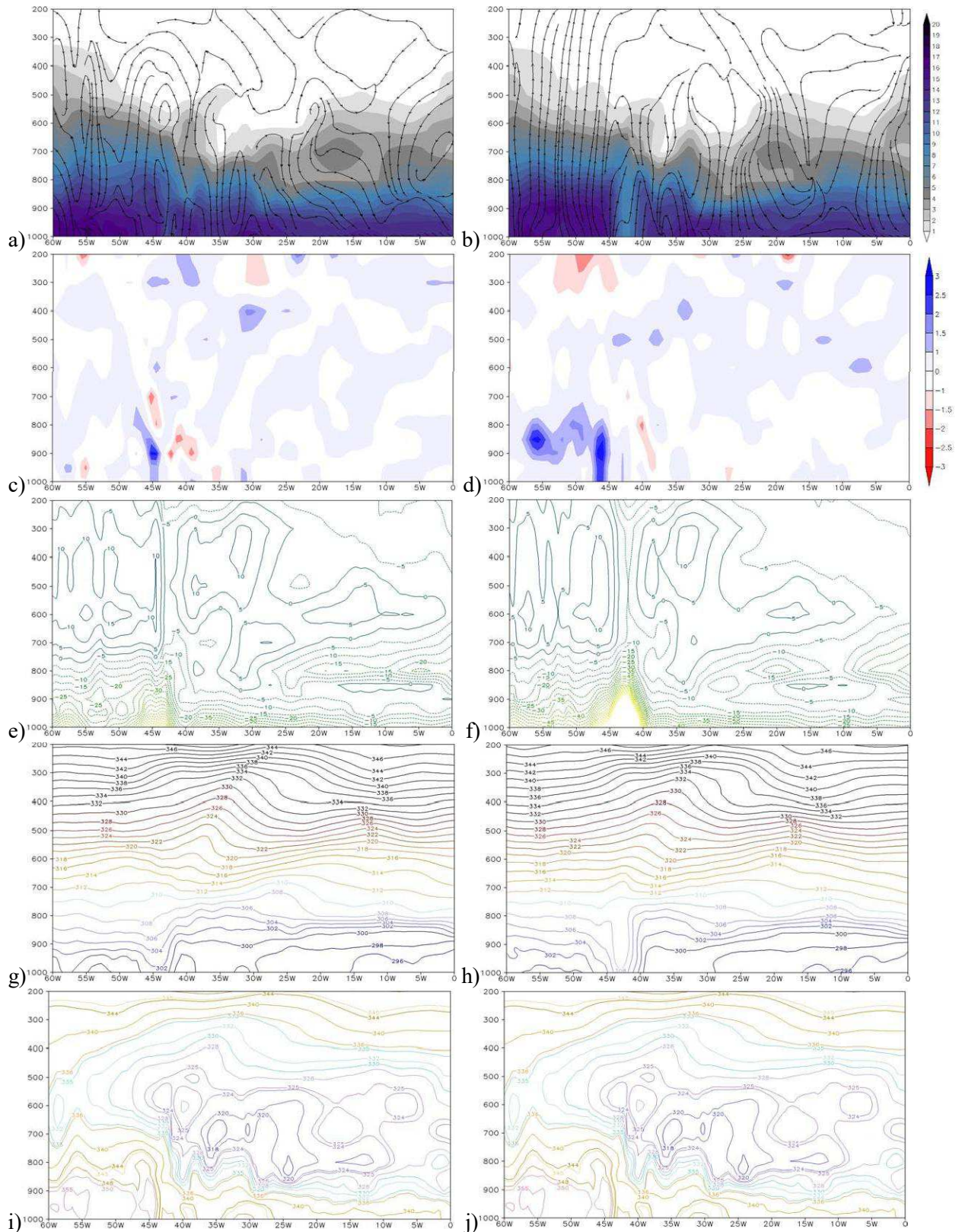
Os campos de movimentos verticais e umidade específica indicaram predominância de movimentos ascendentes na região periférica oeste do vórtice, com movimentos descendentes sobre toda periferia leste (compreendida aproximadamente entre 30° e 27°W) durante os

primeiros horários analisados. Esse padrão mante-se conforme o desenvolvimento do vórtice, a periferia oeste passou a apresentar movimentos ascendentes com maior intensidade, principalmente no dia 21. A maior parte da concentração de umidade assemelhou-se ao VCAN 126, atingindo a grande concentração dessa variável até 700 hPa no setor da periferia oeste do sistema. Para os casos onde os vórtices preservaram desenvolvimento oceânico (VCAN 47 e 142) esses valores se elevaram até aproximadamente 500 hPa. O perfil de convergência indicou maior intensidade de convergência às 18UTC do dia 20. Para os outros dois dias analisados essa concentração foi mais elevada no início do dia, às 06UTC.

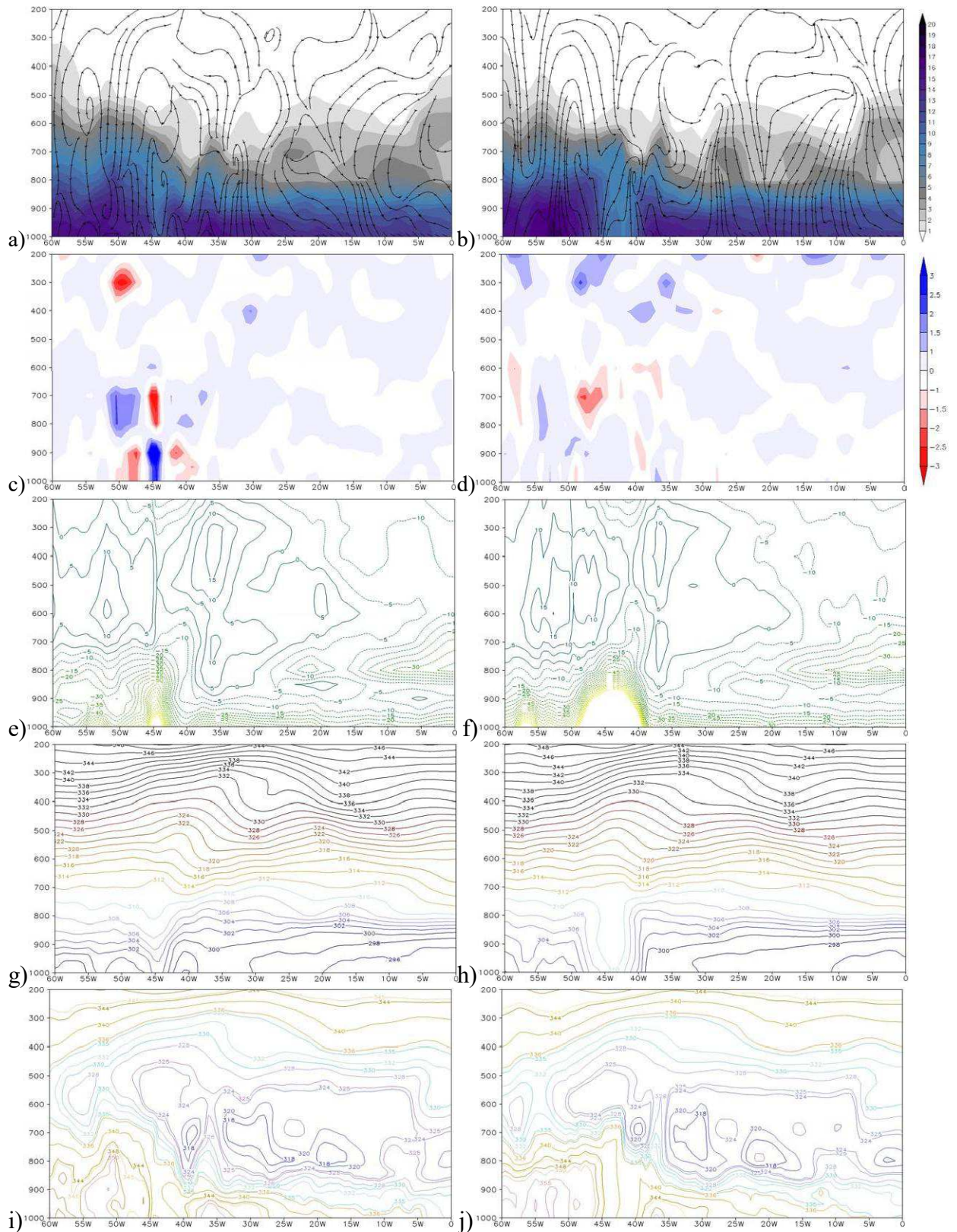
O perfil de CAPE e CINE indicou maior energia convectiva na faixa da periferia oeste (entre 700 e 300 hPa) ao longo de todos os dias analisados. A região da periferia leste do vórtice também apresentou valores positivos, porém houve intensificação à oeste ao longo dos dias analisados, em consequência do deslocamento do sistema. Os casos mais intensos analisados anteriormente (VCAN 47 e 142) apresentaram forte inibição convectiva à leste (entre 35° e 30°W), porém durante esse caso observou-se grande inibição convectiva apenas no centro do VCAN. O perfil de CAPE e CINE caracteriza de forma clara o modelo proposto por Kousky e Gan (1981), principalmente na Figura 61e (06UTC do dia 22), com maior energia convectiva em ambas as periferias (leste e oeste), e o centro do VCAN caracterizado por inibição convectiva decorrente da forte divergência.

As seções verticais de temperatura potencial indicaram temperaturas mais elevadas nas periferias oeste e leste em relação ao centro do VCAN. O mesmo pôde exibir o deslocamento espacial do sistema ao longo de seu desenvolvimento. Os menores gradientes térmicos se concentram na camada central do vórtice, entre 550-300 hPa. Próximo à superfície, as temperaturas foram mais elevadas próximo a periferia oeste (entre 50°-45°W), tanto às 06UTC quanto para as 18UTC para todos os horários analisados.

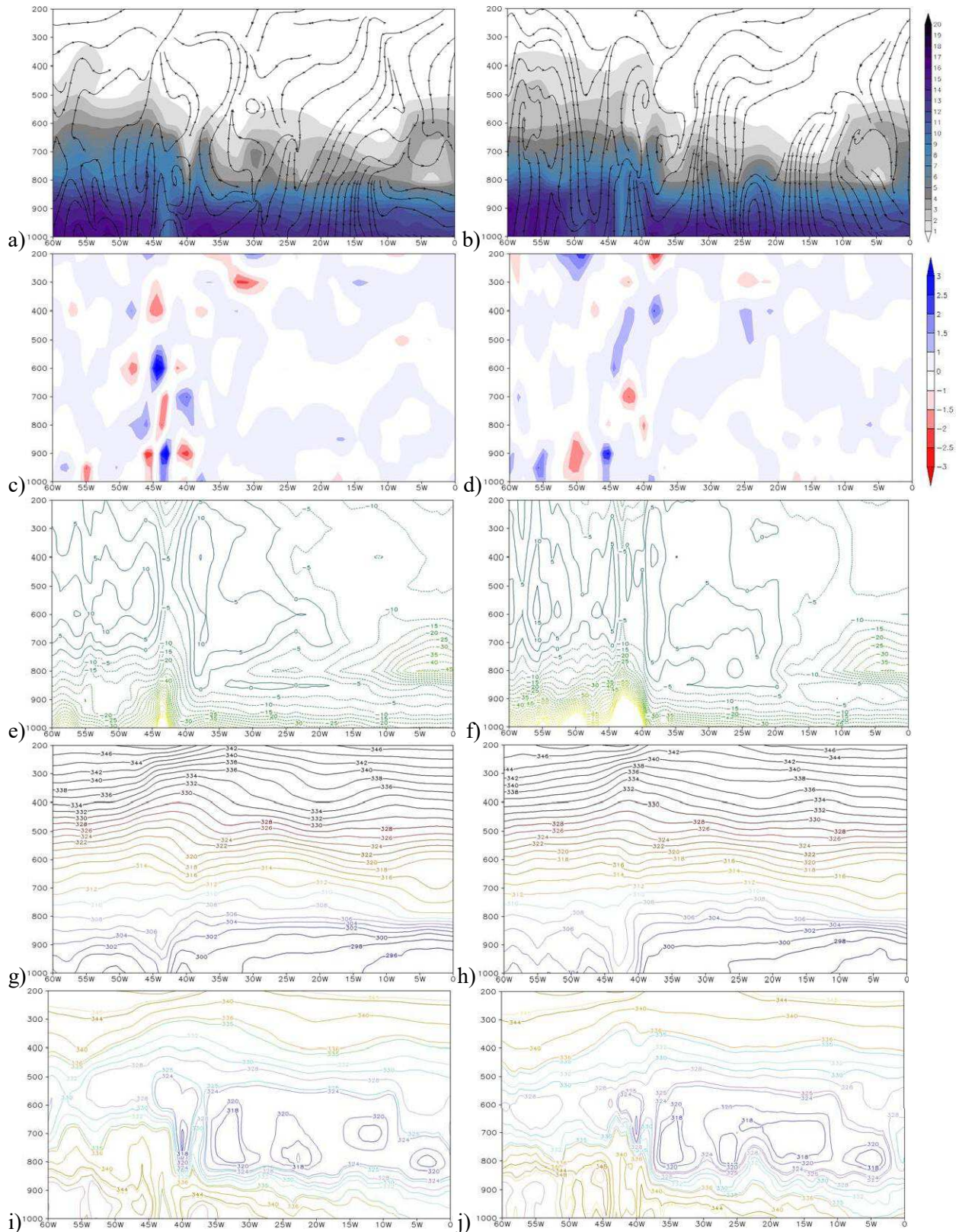
Semelhante ao VCAN 126, a seção vertical de temperatura potencial equivalente não indicou elevados gradientes térmicos na faixa entre continente e oceano (35° e 40°W), como nos casos oceânicos (VCAN 47 e 142). Porém foi possível observar uma maior elevação nesse gradiente no último dia analisado (22). Ao longo do deslocamento do sistema de leste para oeste houve aquecimento por toda faixa entre 50°-40°W durante o decorrer dos dias em estudo. O mesmo ocorreu para o nível entre 800-600 hPa, onde o centro do vórtice foi identificado, observando-se aumento da temperatura potencial equivalente ao longo dos dias. A mesma situação ocorreu com os casos anteriores, porém em altos níveis da atmosfera.



**Figura 58.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 20 de janeiro de 2015. Recorte latitudinal: 13°S. Fonte: Autor (2022).



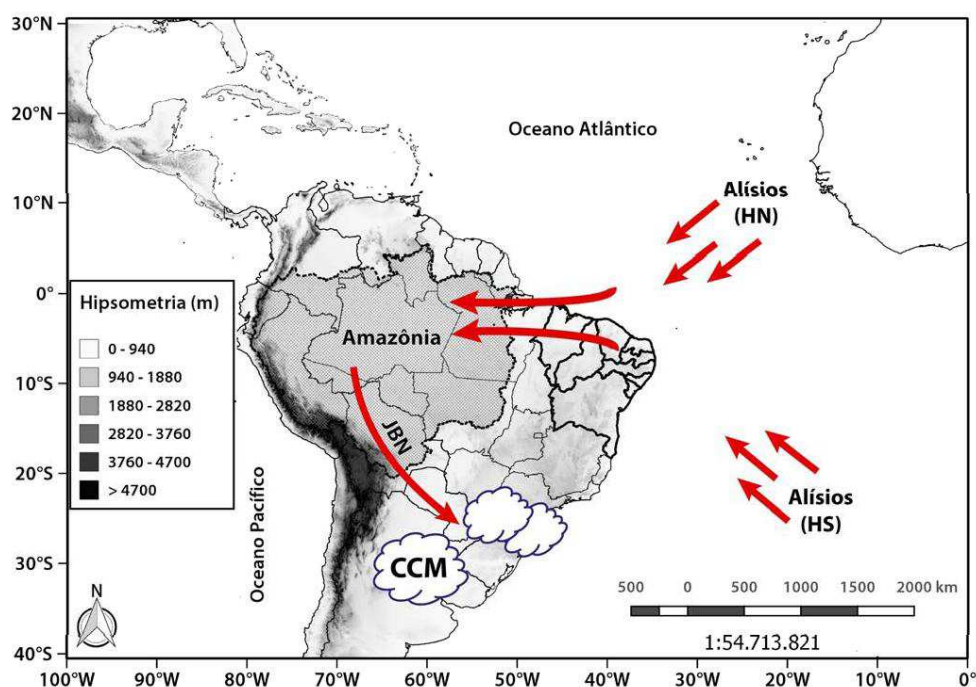
**Figura 59.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC(a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 21 de janeiro de 2015. Recorte latitudinal: 15°S. Fonte: Autor (2022).



**Figura 60.** Seções verticais de umidade específica e movimentos verticais às 06 UTC (a) e 18 UTC (b), Perfil de convergência às 06 UTC (c) e 18 UTC (d), estimativa de CAPE e CINE às 06 UTC (e) e 18 UTC (f), temperatura potencial às 06 UTC (g) e 18 UTC (h) e temperatura potencial equivalente às 06 UTC (i) e 18 UTC (j), ambos para o dia 22 de janeiro de 2015. Recorte latitudinal: 15°S. Fonte: Autor (2022).

#### 4.10 Modelo conceitual do transporte de umidade na América do Sul durante a ocorrência de um VCAN

O transporte de umidade sobre a América do Sul é proveniente Oceano Atlântico Tropical. De acordo com a literatura desenvolvida por diversos autores ao longo dos anos pôde-se criar um modelo conceitual que descreve detalhadamente todo esse mecanismo (RAO et al. 1996; MARENGO et al., 2004; MARENGO, 2006). A Figura 61 mostra um diagrama esquemático do escoamento da umidade sobre a América do Sul. A medida em que o escoamento de umidade avança sobre a Amazônia e se aproxima da Cordilheira dos Andes, desacelera e converge, e gira anti-ciclonicamente, adquirindo componente meridional de norte, e passando a fluir quase paralelo à cordilheira dos Andes, levando umidade para o sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina.

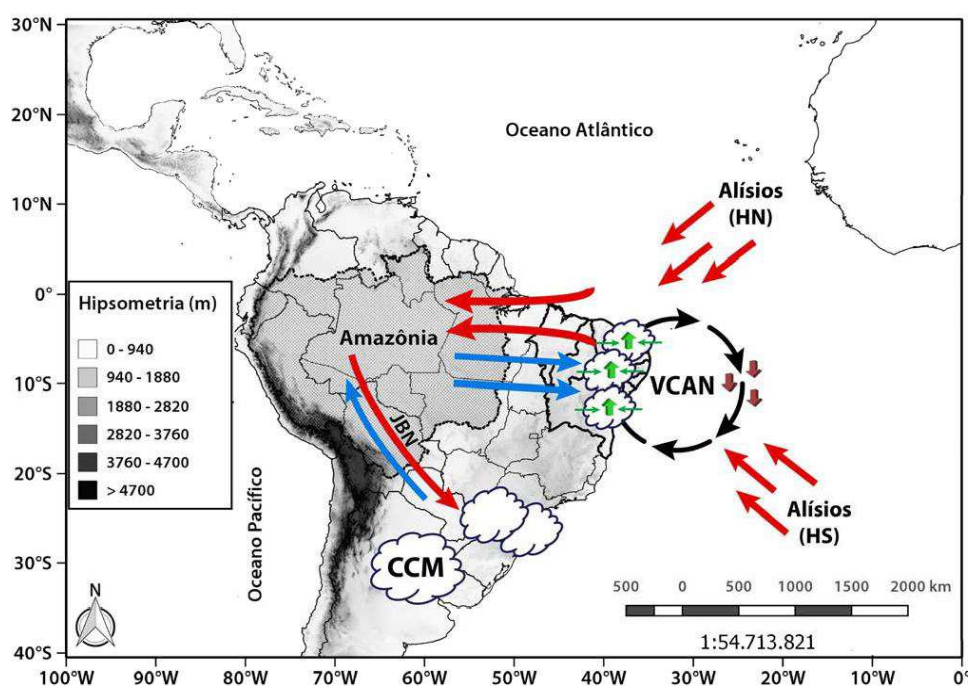


**Figura 61.** Mapa topográfico de parte da América do Sul, contendo o modelo conceitual do transporte de umidade na região de acordo com a literatura. As setas em vermelho, iniciando-se no oceano Atlântico tropical representam o fluxo de umidade que adentra o continente através do NEB e segue até latitude subtropicais. Fonte: Adaptado de Marengo (2004).

As análises do presente estudo permitiram uma maior compreensão de todo o mecanismo do transporte de umidade no continente durante a ocorrência dos VCANs no NEB. A dinâmica da entrada de umidade na AS fluiu conforme ao descrito por Rao et al. (1996); Marengo et al. (2004); Marengo (2006); Arraut e Satyamurty (2009) porém o escoamento



proveniente da AMZ foi observado nos dias de desenvolvimento de determinados vórtices. Ou seja, durante essas ocorrências, a umidade foi transportada no sentido de oeste para leste, da AMZ ao NEB, fazendo com que parte da umidade da Amazônia e do oceano convergissem sobre a área de atuação do VCAN. Cerca de 36% dos vórtices analisados nesse estudo acarretaram essa alteração nos fluxos de umidade, sendo o posicionamento dos vórtices, um dos fatores mais importantes. Os sistemas mais intensos, desenvolveram-se sobre o oceano, com periferia oeste posicionadas próximas à costa leste do NEB. Estes vórtices provocam a alteração no padrão do transporte de umidade de grande escala, que passou a convergir sobre o NEB, causando intensa precipitação sobre a região. Na Figura 62 observa-se o modelo conceitual do transporte de umidade na América do Sul com acréscimo das informações obtidas ao longo desse estudo, ilustrando a alteração nos fluxos de umidade provenientes da AMZ em direção ao NEB durante a ocorrência de um VCAN.



**Figura 62.** Mapa topográfico de parte da América do Sul, contendo o modelo conceitual do transporte de umidade na região durante a ocorrência de um VCAN sobre o NEB. As setas em vermelho, iniciando-se no oceano Atlântico tropical representam o fluxo de umidade que adentra o continente através do NEB e segue até latitude subtropicais. As setas em azul representam a anomalia no transporte de umidade no caso dos VCANs que trazem chuva intensa para o NEB. As anomalias são no sentido contrário ao do escoamento, assim como ocorre na monção de inverno da América do Sul. A nebulosidade e as setas verdes na periferia oeste do vórtice indicam a presença de convergência e movimentos ascendentes, enquanto a ausência de nebulosidade e as setas em bordô na periferia leste indicam movimentos descendentes. Fonte: Autor (2022).

## 5 CONCLUSÕES

As costas norte e nordeste são as principais entradas de umidade no continente sul-americano. Essa umidade comumente não converge sobre o NEB, apenas mais adiante, sobre a Amazônia. Também sobre a AMZ, o escoamento gira anti-ciclonicamente passando a escoar paralelo aos Andes rumo aos subtropicais do continente. A maior parte dos VCANs chuvosos sobre o Nordeste causou uma importante modificação nas anomalias desse transporte, assim como na sua convergência. O escoamento passou a convergir sobre no Nordeste causando intensa precipitação. Uma analogia seria a de uma linha de ônibus que não tem o seu percurso alterado, porém tem uma parada adicionada ao seu itinerário onde passa a desembarcar passageiros. As anomalias do transporte ao longo dos Andes e sobre a Amazônia tiveram seu sentido invertido com relação ao escoamento médio. Nestes aspectos, os VCANs assemelharam-se à monção da América do Sul, invertendo as anomalias de vento e deslocando a precipitação.

Alguns VCANs, particularmente intensos quanto à convergência de umidade e precipitação, causaram inversão do próprio fluxo de umidade sobre a Amazônia, não apenas das suas anomalias. Esses vórtices ocasionaram tempestades perfeitas, com a umidade adentrando de todas as direções.

Os VCANs com periferia oeste posicionadas próximas à costa leste do NEB, provocam uma alteração no padrão de convergência do transporte de umidade de grande escala, que passou a convergir sobre o NEB, causando intensa precipitação. Houve também forte alteração nas anomalias do transporte de umidade com relação às médias mensais de longo prazo, elas mudaram de sentido sobre a AMZ, escoando de oeste para leste. Alguns vórtices extremamente intensos alteraram o sentido dos ventos sobre a AMZ, não apenas as anomalias. O efeito dos vórtices sobre a circulação da América do Sul assemelhou-se à circulação de monção, causando uma inversão de anomalias de vento e alteração no campo de convergência de umidade.

A análise termodinâmica através das seções verticais indicou movimentos ascendentes somente na periferia oeste do VCAN, também associada a elevada umidade até aproximadamente 500 hPa, acrescentando novas informações à literatura, uma vez que o conteúdo de vapor d'água acima de 650 hPa não é considerado como significativo. As áreas de maior convergência de ar na periferia oeste resultaram dos fortes movimentos ascendentes, além da elevada umidade específica. O deslocamento dos VCANs acarretou o aumento de umidade nas regiões que apresentavam baixa umidade antes de entrar em contato com a circulação do vórtice.

## 5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Esta pesquisa levou à abertura de algumas novas perguntas. No presente trabalho, analisamos os VCANs que se desenvolveram no Nordeste brasileiro e sua influência sobre toda a circulação de grande escala. Análises de sua influência com outros sistemas de escala sinótica como a ZCIT e ZCAS seriam interessantes, visto que ambos os sistemas também se desenvolvem em áreas de atuação dos vórtices ao longo do ano. Para alguns casos analisados em detalhes nos resultados foi possível observar a presença desses sistemas atuando em conjunto aos VCANs, porém estes não foram analisados com maior profundidade.

Relações com sistemas de escala interanual (ENOS) parecem ser claras, porém foram relevadas durante as análises. Estudos de caso e análises quantitativas da relação entre os VCANs e esses sistemas, bem como sistemas de escala intrassazonal (Oscilação Madden-Julian) seriam de interesse da comunidade científica que investiga tele conexões atmosféricas na região tropical.

Os vórtices que se desenvolveram a partir de 2010 geraram maior convergência de umidade sobre o NEB, levantando questionamentos sobre uma possível relação com sistemas de variabilidade interdecadal, como a ODP.

Análises quantitativas da estrutura vertical dos vórtices são necessárias, visto que os casos analisados em detalhes nesse estudo não corroboraram ao modelo conceitual da estrutura dos VCANs. Um estudo ainda mais detalhado explorando esses aspectos é crucial para uma melhor compreensão da estrutura vertical desses sistemas.

## REFERÊNCIAS

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

ALVES, J. M. B.; CAMPOS, J. N. B.; FERREIRA, F. F.; STUDART, T. M. C. As chuvas de janeiro/2004 no Nordeste do Brasil, suas características atmosféricas e seus impactos nos recursos hídricos da região. In: Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 5, São Luiz. **Anais**, p. 1-19. 2004.

ARAGÃO, J. O. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil.** (INPE-789-TPT/017). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1975.

ARRAUT, J. M. **Frentes e Frontogênese no Verão: Aspectos Geométricos, Dinâmicos e Impactos Sobre as Chuvas nos Subtrópicos da América do Sul.** 178p. Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.

ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and Water Vapor Transport in the Southern Hemisphere with Emphasis on the South America Region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**. v. 4, p. 1902-1912, 2009.

ARRAUT, J. M.; NOBRE, C.; BARBOSA, H. M. J.; OBREGON, G.; MARENGO, J. A. Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America. **Journal of Climate**, v. 25, n. 2, p. 543-556, 2012.

BARBOSA, T. F. **Intrusão de vorticidade potencial na alta troposfera sobre o Atlântico Tropical Sul e sua relação com a precipitação no NE do Brasil.** (INPE- 14170-TDI/1087). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006.

BARROS, A. H. C.; FILHO, J. C. A.; SILVA, A. B.; SANTIAGO, G. A. C .F. **Climatologia do estado de Alagoas.** Recife, Embrapa, Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, 32p.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, Tempo e Clima**. 9 ed. Bookman, 2013.

BRAGA, H. A. **Fluxo de Convergência de umidade na Amazônia**. 51p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2016.

BRAGA, H. A.; MOLION, L. C. B. A seca de 2013/2014 na Região Sudeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 41, n. 1, p. 100-107. 2018.

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.

CHOU, S. C. **Análise de Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul**. 134p. (INPE 5222 - TDL/437). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1990.

COSTA, R. F. **Fonte de Umidade para a convecção em Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis: Dois Estudos de Caso**. 88p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2018.

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

COUTINHO, M. D. L. **Método objetivo de identificação dos vórtices ciclônicos de altos níveis na região tropical sul: validação e climatologia**. 2008. 119p. (INPE-15460TDI/1422). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

COUTINHO, M. D. L.; LIMA, K. C.; SAKAMOTO, M. S.; MORAIS, M. D. C. Verificação da convergência de umidade como suporte na previsão do tempo no Nordeste do Brasil: Estudo de caso. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 41, n. 3, 2018.

DEAN, G. A. **The three-dimensional wind structure over South América and associated**

**rainfall over Brazil.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1971.

DRUMOND, A.; MARENGO, J. ; AMBRIZZI, T. ; NIETO, R. ; MOREIRA, L. ; GIMENO, L. . The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, p. 2577-2598, 2014.

DRUMOND, A.; NIETO, R.; TRIGO, R.; AMBRIZZI, T.; SOUZA, E.; GIMENO, L. A Lagrangian Identification of the Main Sources of Moisture Affecting Northeastern Brazil during Its Pre-Rainy and Rainy Seasons. **PLoS One**, v. 5, n. 6, p. e11205, 2010.

ESPINOZA, J. C.; MARENGO, J. A.; RONCHAIL, J.; MOLINA, J.; NORIEGA, L.; GUYOT, J. L. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical–subtropical South Atlantic SST gradient. **Environmental Research Letters**, v. 9, n. 12, p. 1-9. 2004.

FEDOROVA, N. **Sinótica IV: Sistemas e processos sinóticos atuantes na América do Sul.** Maceió: EDUFAL, 2008.

FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; CRUZ, C.D. On Frontal Zone Analysis in the Tropical Region of the Northeast Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v. 173, p. 1403-1421. 2016.

FEDOROVA, N.; SILVA, B. F. P.; LEVIT, V. **Complexos Convectivos de Mesoescala sobre o Nordeste do Brasil.** 1ª ed. Maceió: Clube dos Autores, 2019.

FERREIRA, R. R. **Aspectos termodinâmicos de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis sobre o Nordeste do Brasil.** 85p. Dissertação (Mestrando em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2017.

FERREIRA, G. W. S.; REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis nas Cercanias do Nordeste do Brasil: Climatologia e Análise da Vorticidade Potencial Isentrópica. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 42, n. 3, p. 568-585, 2019.

FIGUEROA, N., NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v. 5, p. 36-40, 1990.

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

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

IBGE, Áreas Territoriais, 2021. <https://www.ibge.gov.br/geociencias/organizacao-do-territorio/estrutura-territorial/15761-areas-dos-municipios.html?=&t=acesso-ao-produto>, acesso em: 13 dez. 2021.

GARREAUD, R. D.; FUENZALIDA, H. A. The influence of the Andes on cutoff lows: a modeling Study. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1596-1613, 2007.

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, 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, p. 19-28, 1986.

GAN, M. A.; SANTOS, L. F.; LIMA, J. R. A.; AFONSO, J. M. S.; SILVA, A. B. Monção da América do Sul. **Climanálise**, p. 1-6, 2016.

GOMES, H. B.; AMBRIZZI, T.; PONTES DA SILVA, B. F.; HODGES, K.; SILVA DIAS, P. L.; HERDIES, D.L.; SILVA, M. C. L.; GOMES, H. B. Climatology of easterly wave disturbances over the tropical South Atlantic. **Climate Dynamics**, v. 53, p. 1393-1411, 2019.

HASTENRATH, S. HELLER, L. Dynamics of climate hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 77-92, 1977.

HOLTON, J. R. **An Introduction do Dynamic Meteorology**. 4a ed. Elsevier Academic Press. 2004.

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

KNAPP, K. R. Scientific data stewardship of International Satellite Cloud Climatology Project B1 global geostationary observations. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 2, n. 1, 023548, 2008.

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813-835, 1992.

KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 1140-1153. 1979.

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

KOUADIO, Y. K., SERVAIN, J., MACHADO, L. A. T.; LENTINI, C. A. D. Heavy Rainfall Episodes in the Eastern Northeast Brazil Linked to Large-Scale Ocean-Atmosphere Conditions in the Tropical Atlantic. **Advances in Meteorology**, v. 2012, p. 1-16, 2012.

LEE, S; BERBERY, E. H. Land cover change effects on the climate of the La Plata basin. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, p. 84-102, 2012.

LEITE, M. H. F. **Influência das Correntes de Jato do Hemisfério Norte e Sul no tempo do Nordeste brasileiro**. 75p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2020.

LIMA, A. G. **Contribuição de um Sistema Convectivo de Mesoescala para o armazenamento de água na Paraíba**. 69p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2009.



LIMA, E. A. **Influência dos fenômenos acoplados oceano-atmosfera sobre os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis observados no Nordeste do Brasil**. 233p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2010.

LYRA, M. J. A.; CAVALCANTE, L. C. V.; LEVIT, V.; FEDOROVA, N. Complexos convectivos de mesoescala sobre o Nordeste do Brasil e fenômenos adversos associados. **Revista Ibero Americana de Ciências Ambientais**, v. 9, n. 3, p. 95-103, 2018.

LYRA, M. J. A.; CAVALCANTE, L. C. V.; LEVIT, V.; FEDOROVA, N. Ligação entre Extremidade frontal e Zona de Convergência Intertropical sobre a região Nordeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 42, p. 413-424, 2019.

LYRA, M. J. A.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. FREITAS, I. G. F. Características dos Complexos Convectivos e Mesoescala no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, p. 727-734, 2020.

LYRA, M. J. A, FEDOROVA, N., LEVIT, V. Mesoscale Convective Complexes over Northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 118, p. 1-7, 2022.

MANTUA, N. J., HARE, S. R., ZHANG, Y., WALLACE, J. M., & FRANCIS, R. C. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069-1080, 1997.

MARENGO, J.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2261-2280, 2004.

MARENGO, J. A. The characteristics and variability of the atmospheric water balance in the Amazon basin: Spatial and temporal variability. **Climate Dynamics**, v. 24, p. 11-22, 2005.

MARENGO, J. A. On the hydrological cycle of the Amazon Basin: A historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 1-19, 2006.

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. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 7, p. 1673-1688, 2001.

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

MORAIS, M. D. C. **Vórtice Ciclônico de Altos Níveis no Nordeste do Brasil: Estudo Observacional e Numérico**. Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

MORAIS, M. D. C., GAN, M. A. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis sobre o Nordeste do Brasil. **Climanálise**, p. 31-36, 2016.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulations model. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 38, n. 12, p. 2653-2673, 1981.

NASCIMENTO, M. G.; HERDIES, D., SOUZA, D. O. The South American Water Balance: The Influence of Low-Level Jets. **Journal of Climate**, p. 1429-1449, 2016.

NEVES, D. J. D.; ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Estudo de caso de um Distúrbio Ondulatório de Leste sobre o Estado do Rio Grande do Norte. Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 490-505, 2016.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MECHOSO, C. R.; FU, R., BERBERY, E. H.; CHAO, W. C.; CHEN, T.; COOK, K.; DIAZ, A. F.; ENFIELD, D.; FERREIRA, R.; GRIMM, A. M.; KOUSKY, V.; LIEBMANN, 118 B.; MARENGO, J.; MO, K.; NEELIN, J. D.; PAEGLE, J.; ROBERTSON, A. W.; SETH, A.; VERA, C. S.; ZHOU, J. Progress in pan american CLIVAR research: understanding the South American monsoon. **Meteorologica**, v. 27, n.1-2, p. 1-30, 2002.

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

PALMÉN, E., NEWTON C.W.: **Atmospheric circulation systems**. New York: Academic Press., 603p, 1969.

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

RAMIREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil**. 132p. (INPE-6408-TDI/618). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996.

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

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual Variation of Rainfall Over Brazil and Water Vapor characteristics over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 101, p. 26539-26551, 1996.

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

REBOITA, M. S.; CAMPOS, B.; SANTOS, T.; GAN, M. A.; CARVALHO, V. S. B. Análise sinótica e numérica de um VCAN no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, n. 1, p. 41-59, 2017.

REIS, J. S. **Características dinâmicas e termodinâmicas dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis no Nordeste do Brasil**. 77p. Dissertação (Mestrado em Ciências Climáticas), Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2018.

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

REPINALDO, H. F. B. **Vórtice Ciclônico em Altos Níveis e Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro em anos de El Niño e La Niña**. 2010. 108 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2010.

REPINALDO, H. F. B. FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; REPINALDO, C. R. R. Tropospheric Cyclonic Vortex and Brazilian Northeast Jet Stream over Alagoas State: Circulation Patterns and Rainfall. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, p. 745-754, 2020.

RUIZ-VÁSQUEZ, M.; ARIAS, P. A.; MARTÍNEZ, J. A.; ESPINOZA, E. C. Effects of Amazon basin deforestation on regional atmospheric circulation and water vapor transport towards tropical South America. **Climate Dynamics**, v. 54, p. 4169-4189. 2020.

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

SATYAMURTY, P.; ARRAUT, J. M. Precipitation and water vapor transport in the Southern Hemisphere with emphasis on the South American Region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, p. 1902-1912, 2009.

SATYAMURTY, P.; WANZELER DA COSTA, C. P.; MANZI, A. O. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 111, p. 195-209, 2012.

SILVA, B. F. P.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; BRITO, B. M.; PERESETSKY, A. Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no Estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 3, p. 295-310, 2011.

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

SIMPSON, R. H. Evolution of the Kona Storm, a subtropical cyclone. **Journal of Meteorology**. v. 9, p. 24-35, 1952.

STAAL, A., TUINENBURG, O. A., BOSMANS, J. H. C., HOLMGREN, M., NES, E. H. V., SCHEFFER, M., ZEMP, D. C., DEKKER, S. C. Forest-rainfall cascades buffer against drought across the Amazon. **Nature Climate Change**, v. 8, p. 539–543, 2018.

STEWART, J. **Calculus - Early Transcendentals** (7th ed.). Brooks/Cole Cengage Learning. 1122 p. ISBN 978-0-538-49790-9. 2012.

TORRES, R. R.; FERREIRA, N. J. Estudo de caso de um evento de distúrbio ondulatório de leste utilizando o modelo regional ETA. In: II Workshop Latino Americano de Modelagem de Tempo e Clima utilizando o Modelo ETA: Aspectos Físicos e Numéricos, **Anais**, 2007.

TYAGI A, ASNANI G. C, DE US, HATWAR H. R, MAZUMDAR A. B. **The Monsoon Monograph (Volume 1 and 2)**. India Meteorological Department, Report, 2012.

UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. **Climanálise**, v. 4, n. 07, p. 34-40, 1989.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Versão Digital, 443p. 2006.

VERA, C.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A.; DIAS, P. S.; ZIPSER, E. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, p. 63-78, 2006.

VIRJI, H. A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns Over South América Estimated from Cloud Winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 599-610, 1981.

WAUGH, D. W., POLVANI, L. M. Climatology of intrusions into the tropical upper troposphere. **Geophysical Research**, v. 27, n. 23, p. 3857-3860, 2000.

WAUGH, D. W; FUNATSU, B. M. Intrusions into the tropical upper troposphere: Three-dimensional structure and accompanying ozone and OLR distributions. **Journal of the**

**Atmosphere Sciences**, v. 60, n. 4, p. 637-653, 2003.

WAUGH, D. W. Impact of potential vorticity intrusions on subtropical upper tropospheric humidity. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. 11, p. 1-7, 2005.

WEBSTER P. J, MAGAÑA V. O, PALMER T. N, SHUKLA J, TOMAS R. A, YANAI M, YASUNARI T. Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 103, p. 14451-14510, 1998.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V.B. Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 55, n. 2, p. 205-207, 1977.

YANG, Z.; DOMINGUEZ, F. Investigating land surface on the moisture transport over South America with a Moisture Tagging Model. **Journal of Climate**, v. 42 , p. 6627-6644, 2019.

ZHOU, J; LAU, K. M. Does a Monsoon Climate Exist Over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020-1040, 1998.

## APÊNDICE A

Tabela com as datas de ocorrência dos VCAN na região Nordeste do Brasil durante o período de estudo, contendo datas de início, término, tempo de duração e coordenadas das localizações iniciais de cada vórtice.

ANO	CASO	PERÍODO DE VIDA			LOCALIZAÇÃO INICIAL	
		INÍCIO	TÉRMINO	DURAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE
1999	01	01/01	13/01	13 DIAS	13°S	33°W
	02	28/01	03/02	07 DIAS	12°S	35°W
	03	16/02	21/02	05 DIAS	14°S	40°W
	04	02/10	04/10	02 DIAS	13°S	36°W
	05	06/11	12/11	06 DIAS	11°S	25°W
	06	08/12	15/12	07 DIAS	12°S	37°W
	07	18/12	23/12	05 DIAS	3°S	23°W
2000	08	03/01	09/01	07 DIAS	12°S	35°W
	09	11/01	13/01	03 DIAS	07°S	27°W
	10	14/01	17/01	04 DIAS	08°S	25°W
	11	21/01	30/01	10 DIAS	13°S	17°W
	12	04/02	15/02	12 DIAS	10°S	25°W
	13	14/03	17/03	04 DIAS	12°S	22°W
	14	12/10	16/10	05 DIAS	13°S	32°W
	15	24/10	26/10	03 DIAS	17°S	35°W
	16	04/12	10/12	07 DIAS	10°S	18°W
	17	16/12	18/12	03 DIAS	17°S	35°W
	18	21/12	04/01	05 DIAS	07°S	23°W
2001	19	08/01	16/01	09 DIAS	22°S	28°W
	20	15/02	20/02	06 DIAS	15°S	27°W
	21	11/03	13/03	03 DIAS	10°S	35°W
	22	29/03	30/03	02 DIAS	10°S	27°W
	23	29/10	31/10	03 DIAS	12°S	35°W
	24	02/12	09/12	08 DIAS	12°S	17°W
	25	21/12	26/12	06 DIAS	17°S	17°W
2002	26	05/01	09/01	05 DIAS	10°S	18°W
	27	17/01	23/01	07 DIAS	12°S	17°W
	28	24/01	31/01	08 DIAS	13°S	25°W
	29	01/02	14/02	14 DIAS	15°S	18°W
	30	26/03	28/03	03 DIAS	12°S	25°W
	31	28/11	29/11	02 DIAS	15°S	25°W
	32	01/12	03/12	03 DIAS	12°S	25°W
	33	10/12	16/12	07 DIAS	08°S	25°W
	34	17/12	19/12	03 DIAS	07°S	18°W
	35	26/12	27/12	02 DIAS	12°S	17°W
	36	30/12	03/01	05 DIAS	08°S	23°W
2003	37	05/01	11/01	07 DIAS	08°S	17°W
	38	12/01	19/01	08 DIAS	08°S	18°W
	39	21/01	24/01	04 DIAS	15°S	23°W
	40	28/01	02/02	06 DIAS	18°S	18°W
	41	07/02	15/02	09 DIAS	17°S	30°W
	42	20/02	24/02	05 DIAS	15°S	28°W
	43	13/03	17/03	05 DIAS	15°S	38°W
	44	27/10	28/10	03 DIAS	15°S	39°W
	45	05/12	14/12	10 DIAS	10°S	18°W
2004	46	04/01	06/01	03 DIAS	15°S	17°W
	47	16/01	25/01	10 DIAS	10°S	18°W
	48	28/01	31/01	04 DIAS	12°S	25°W
	49	08/02	12/02	05 DIAS	13°S	25°W
	50	19/02	23/02	05 DIAS	20°S	21°W
	51	27/10	29/10	03 DIAS	07°S	35°W
	52	21/12	26/12	06 DIAS	07°S	25°W
2005	53	12/01	13/01	02 DIAS	10°S	39°W
	54	19/01	22/01	04 DIAS	07°S	25°W
	55	29/01	01/02	04 DIAS	12°S	25°W
	56	14/03	17/03	04 DIAS	10°S	33°W
	57	10/12	14/12	05 DIAS	08°S	25°W
	58	12/01	14/01	03 DIAS	10°S	38°W
	59	25/01	27/01	03 DIAS	12°S	37°W
	60	30/01	02/02	04 DIAS	20°S	20°W



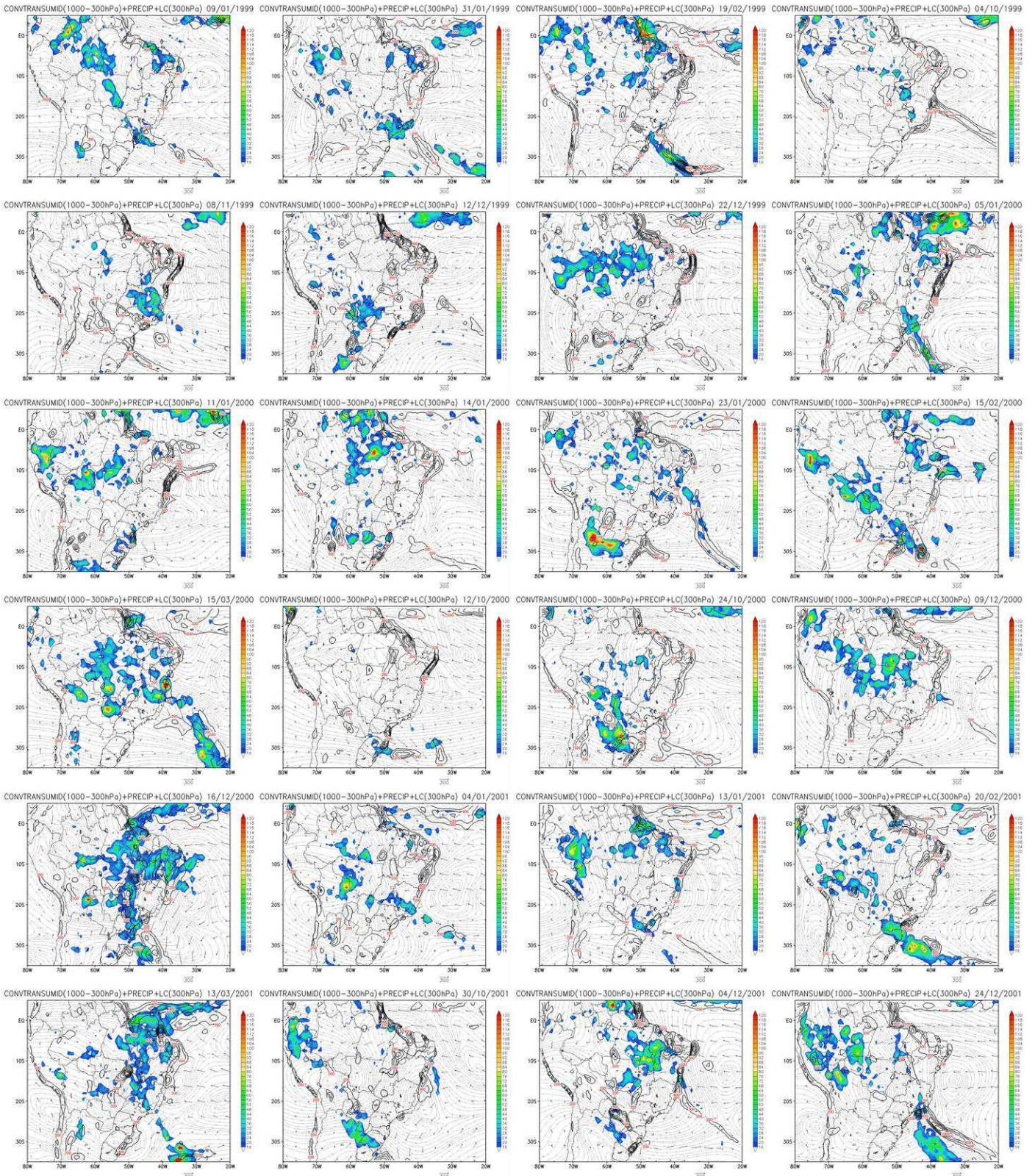
2006	61	08/02	13/02	06 DIAS	10°S	35°W
	62	14/02	21/02	08 DIAS	08°S	35°W
	63	28/11	04/12	07 DIAS	13°S	28°W
	64	11/12	17/12	07 DIAS	07°S	17°W
	65	24/12	02/01	10 DIAS	15°S	23°W
2007	66	14/01	16/01	03 DIAS	10°S	35°W
	67	18/01	24/01	07 DIAS	15°S	17°W
	68	25/01	04/02	11 DIAS	07°S	35°W
	69	06/02	09/02	04 DIAS	08°S	25°W
	70	17/02	19/02	03 DIAS	12°S	18°W
	71	20/02	23/02	04 DIAS	23°S	25°W
	72	22/03	24/03	03 DIAS	08°S	37°W
	73	14/11	16/11	03 DIAS	10°S	38°W
	74	09/12	11/12	03 DIAS	12°S	38°W
2008	75	28/12	31/12	04 DIAS	15°S	37°W
	76	21/01	23/01	03 DIAS	13°S	30°W
	77	29/01	03/02	06 DIAS	10°S	25°W
	78	12/12	14/12	03 DIAS	07°S	35°W
	79	17/12	19/12	03 DIAS	10°S	25°W
2009	80	27/12	01/01	06 DIAS	10°S	27°W
	81	05/01	12/01	09 DIAS	02°S	17°W
	82	28/01	31/01	04 DIAS	10°S	37°W
	83	08/02	10/02	03 DIAS	15°S	32°W
	84	14/02	18/02	05 DIAS	15°S	25°W
	85	20/03	22/03	09 DIAS	07°S	38°W
	86	05/11	08/11	04 DIAS	12°S	37°W
	87	30/11	13/12	14 DIAS	10°S	17°W
2010	88	30/12	31/12	02 DIAS	10°S	30°W
	89	01/01	31/01	30 DIAS	09°S	30°W
	90	01/02	11/02	10 DIAS	19°S	32°W
	91	12/02	28/02	16 DIAS	15°S	11°W
	92	01/03	16/03	16 DIAS	10°S	30°W
	93	20/03	31/03	11 DIAS	18°S	41°W
2011	94	14/12	21/12	08 DIAS	15°S	11°W
	95	04/01	07/01	03 DIAS	05°S	35°W
	96	13/01	24/01	09 DIAS	06°S	29°W
	97	20/01	31/01	11 DIAS	07°S	14°W
	98	06/02	20/02	15 DIAS	11°S	31°W
	99	24/02	28/02	04 DIAS	15°S	30°W
	100	01/03	04/03	04 DIAS	14°S	22°W
	101	15/04	18/04	03 DIAS	17°S	26°W
	102	11/12	15/12	04 DIAS	14°S	18°W
2012	103	17/12	28/12	09 DIAS	13°S	33°W
	104	01/01	09/01	09 DIAS	14°S	25°W
	105	14/01	28/01	14 DIAS	17°S	36°W
	106	01/02	12/02	12 DIAS	24°S	29°W
	107	08/02	20/02	12 DIAS	13°S	16°W
	108	23/02	26/02	03 DIAS	06°S	38°W
	109	26/03	29/03	03 DIAS	14°S	28°W
	110	26/04	30/04	04 DIAS	08°S	22°W
	111	26/11	30/11	04 DIAS	12°S	25°W
	112	17/12	26/12	09 DIAS	11°S	12°W
2013	113	26/12	31/12	05 DIAS	17°S	28°W
	114	08/01	19/01	09 DIAS	12°S	29°W
	115	21/01	31/01	10 DIAS	08°S	27°W
	116	01/02	05/02	04 DIAS	01°S	33°W
	117	05/02	14/02	09 DIAS	10°S	26°W
	118	17/02	27/02	10 DIAS	17°S	32°W
	119	25/02	28/02	04 DIAS	24°S	15°W
	120	01/03	07/03	06 DIAS	13°S	32°W
	121	15/03	31/03	16 DIAS	10°S	35°W
	122	18/11	23/11	05 DIAS	13°S	35°W
	123	01/12	05/12	04 DIAS	06°S	38°W
	124	05/12	10/12	05 DIAS	07°S	24°W
	125	12/12	27/12	15 DIAS	20°S	12°W

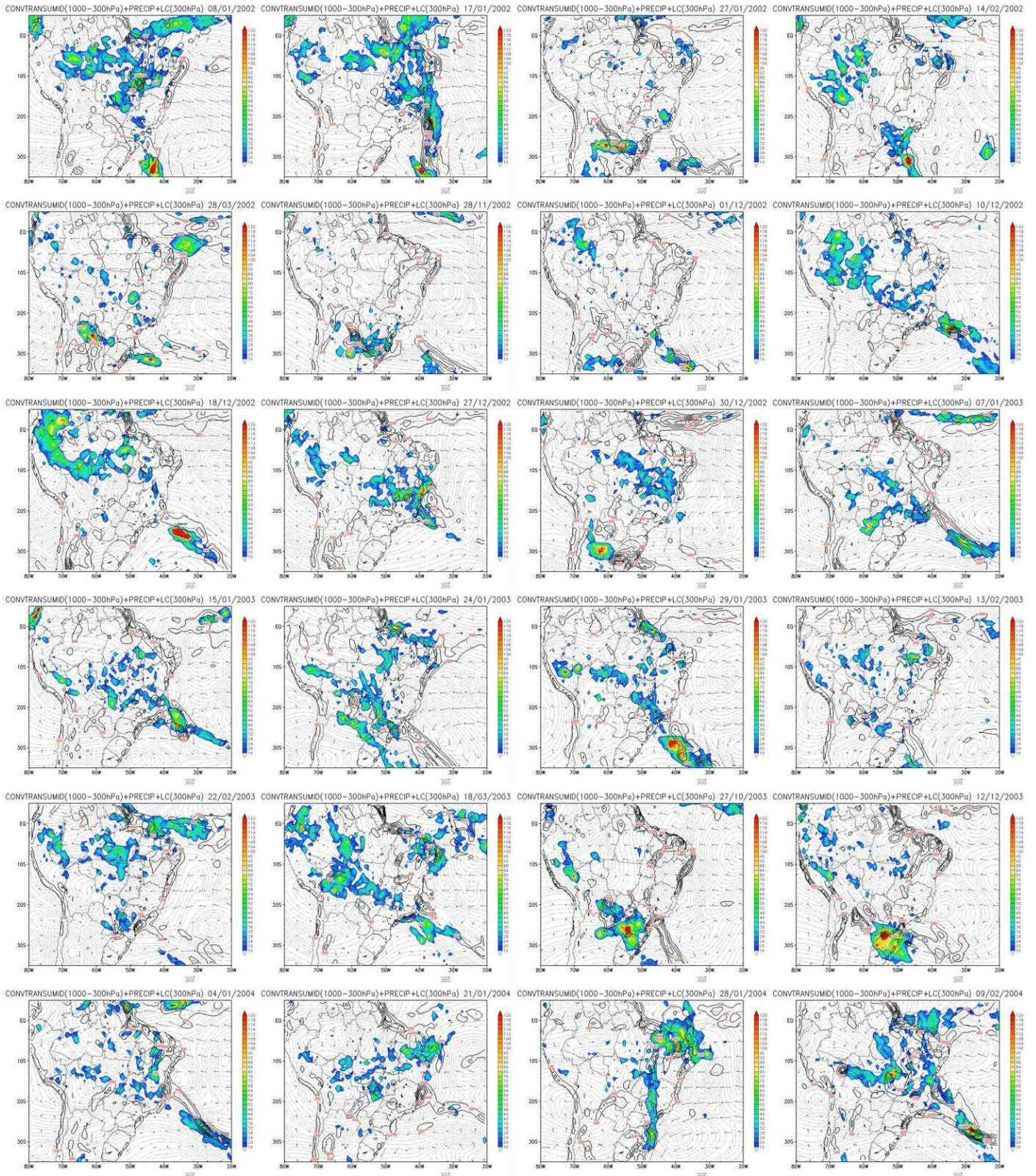
2014	126	01/01	15/01	15 DIAS	05°S	38°W
	127	20/01	31/01	11 DIAS	03°S	24°W
	128	08/02	19/02	11 DIAS	07°S	13°W
	129	20/02	28/02	08 DIAS	22°S	39°W
	130	11/03	17/03	06 DIAS	13°S	28°W
	131	01/11	06/11	06 DIAS	20°S	35°W
	132	18/11	21/11	04 DIAS	05°S	17°W
	133	25/11	30/11	05 DIAS	05°S	31°W
2015	134	02/12	05/12	03 DIAS	22°S	25°W
	135	09/12	31/12	22 DIAS	23°S	23°W
	136	01/01	08/01	08 DIAS	04°S	40°W
	137	14/01	25/01	11 DIAS	08°S	10°W
	138	25/01	02/02	08 DIAS	03°S	15°W
2016	139	06/02	12/02	06 DIAS	10°S	32°W
	140	01/11	09/11	09 DIAS	10°S	33°W
	141	12/12	24/12	12 DIAS	12°S	34°W
	142	06/01	31/01	25 DIAS	20°S	34°W
	143	06/02	12/02	06 DIAS	13°S	45°W
2017	144	14/02	20/02	06 DIAS	14°S	35°W
	145	28/02	04/03	05 DIAS	10°S	35°W
	146	06/03	14/03	08 DIAS	17°S	25°W
	147	26/03	29/03	03 DIAS	13°S	24°W
	148	10/04	16/04	06 DIAS	14°S	40°W
	149	04/11	07/11	03 DIAS	17°S	24°W
	150	11/12	18/12	07 DIAS	05°S	20°W
2018	151	12/02	20/02	08 DIAS	17°S	34°W
	152	18/02	24/02	06 DIAS	15°S	22°W
	153	11/03	15/03	04 DIAS	14°S	38°W
	154	06/04	12/04	06 DIAS	08°S	35°W
	155	19/10	22/10	03 DIAS	17°S	35°W
	156	19/11	25/11	06 DIAS	04°S	34°W
2019	157	12/12	18/12	06 DIAS	05°S	27°W
	158	03/01	13/01	10 DIAS	10°S	25°W
	159	19/01	28/01	09 DIAS	15°S	35°W
	160	08/02	12/02	04 DIAS	11°S	27°W
	161	09/03	18/03	09 DIAS	5°S	20°W
	162	03/12	09/12	06 DIAS	8°S	20°W
	163	18/12	27/12	09 DIAS	13°S	33°W

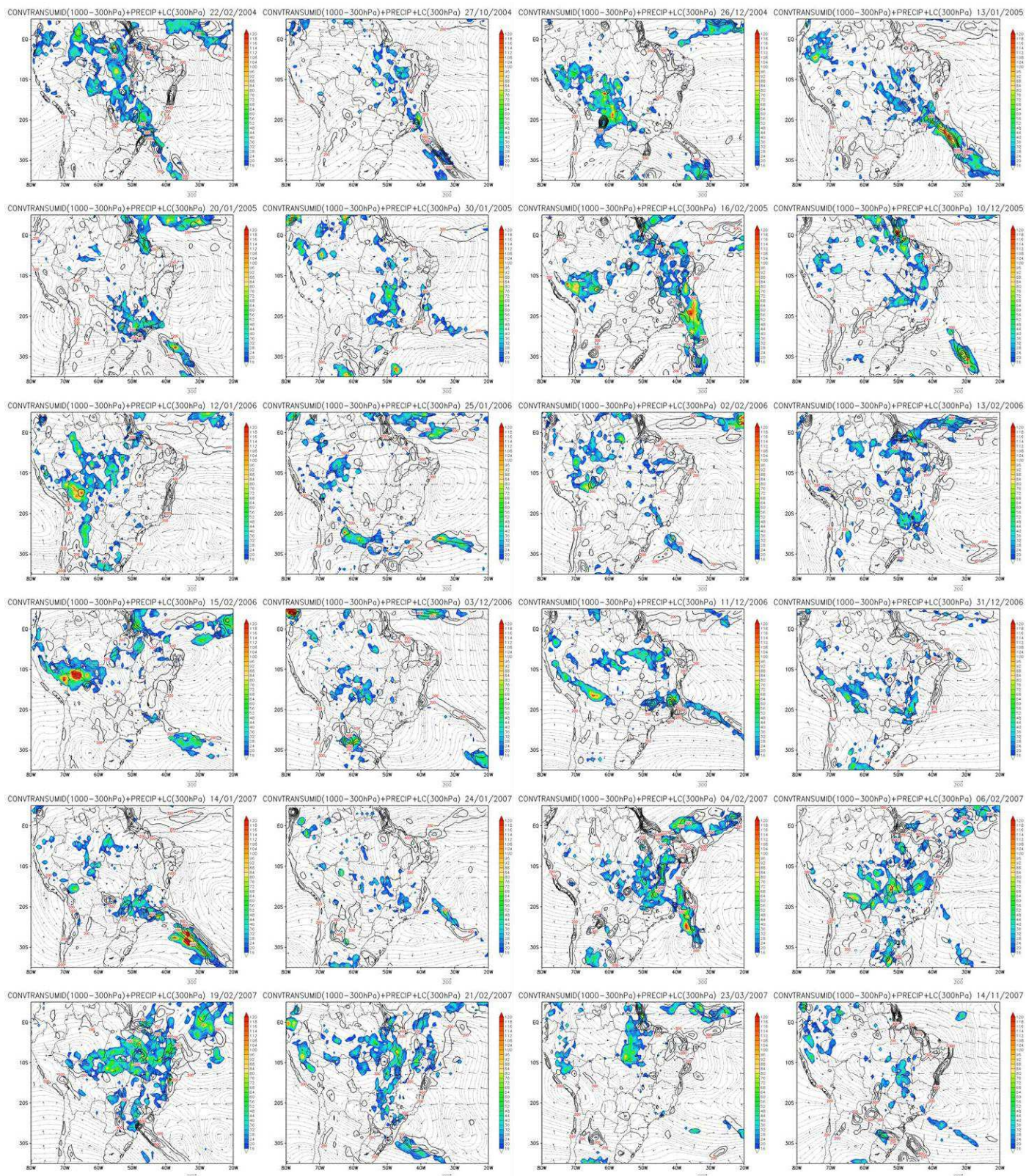
Fonte: Lima (2010), Autor (2022).

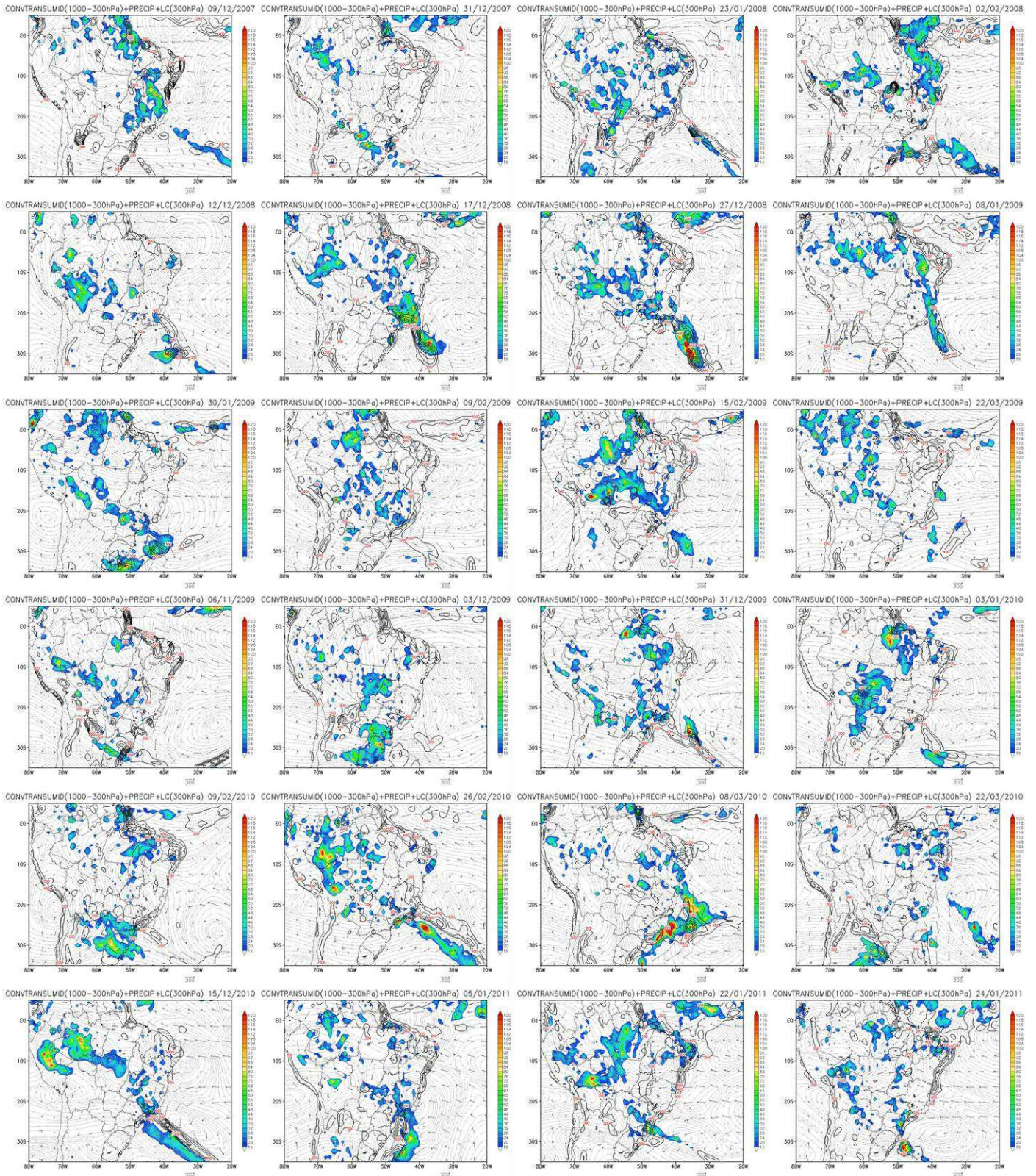
## **APÊNDICE B**

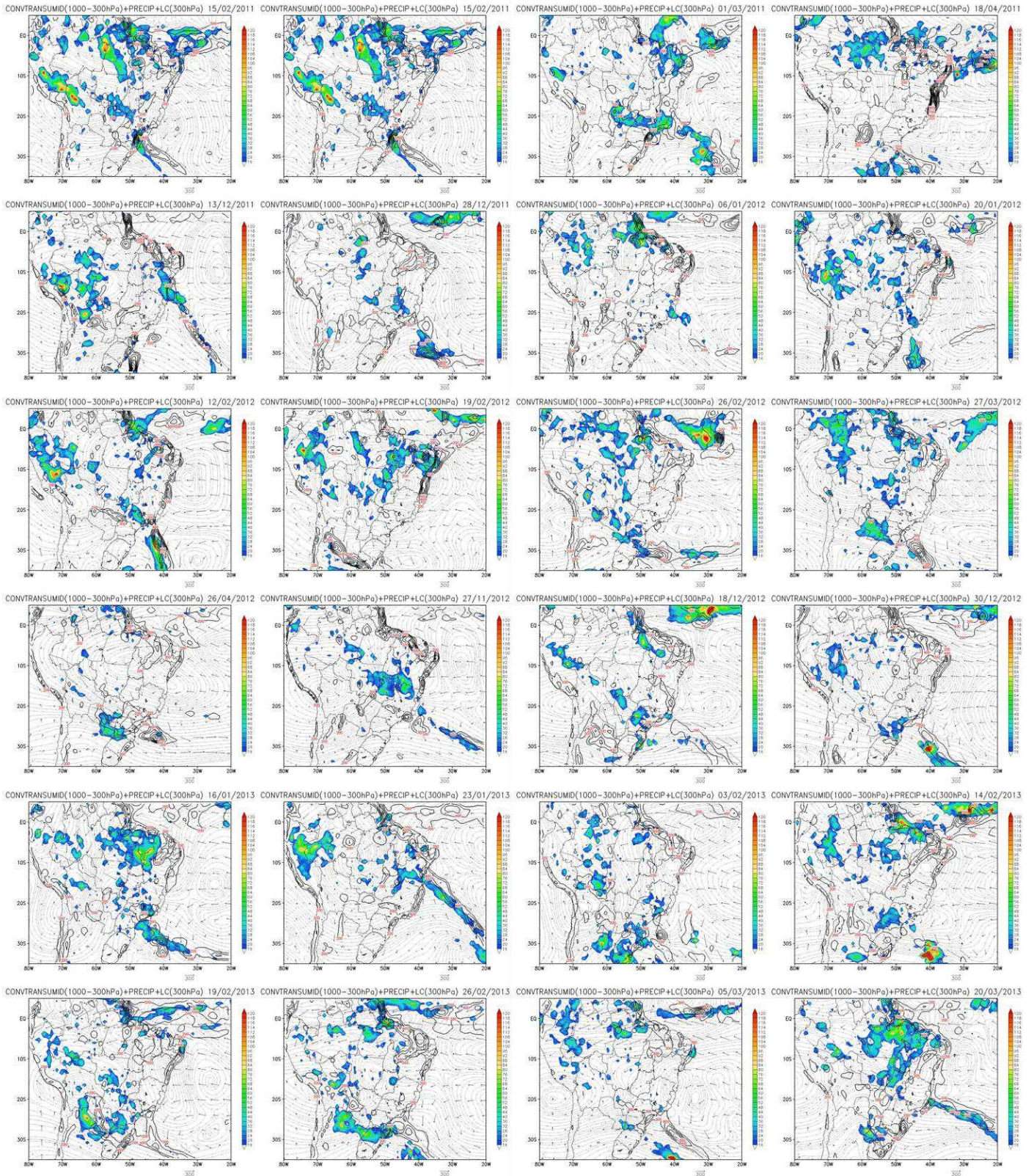
Figuras com os campos médios diários de precipitação (sombreado), convergência do transporte de umidade integrado na vertical (contornos), direção e magnitude do transporte de umidade (vetores) e linhas de corrente em 300 hPa (correntes em cinza) para os dias com maiores valores de precipitação identificados para todos os 163 VCAN analisados.



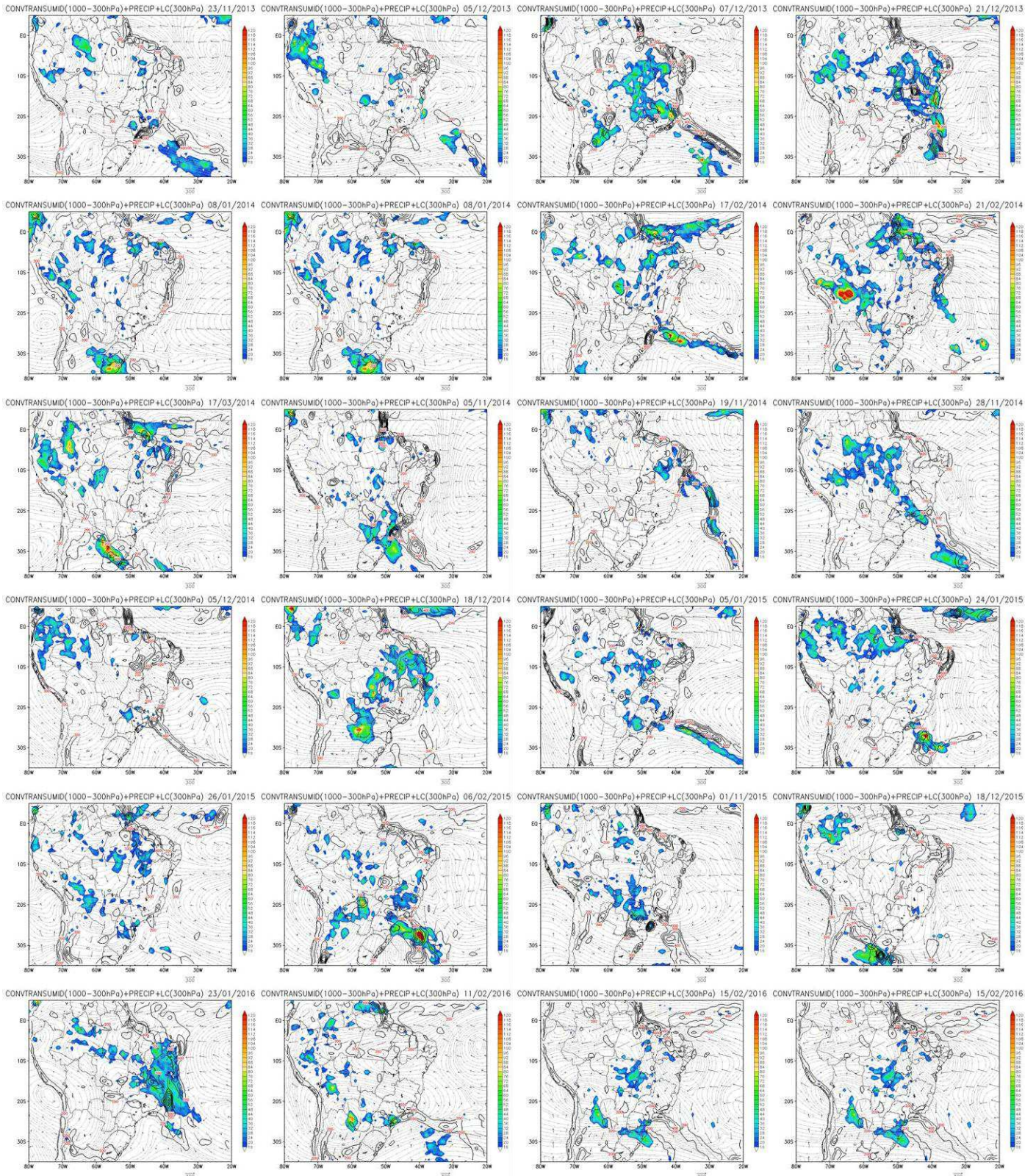


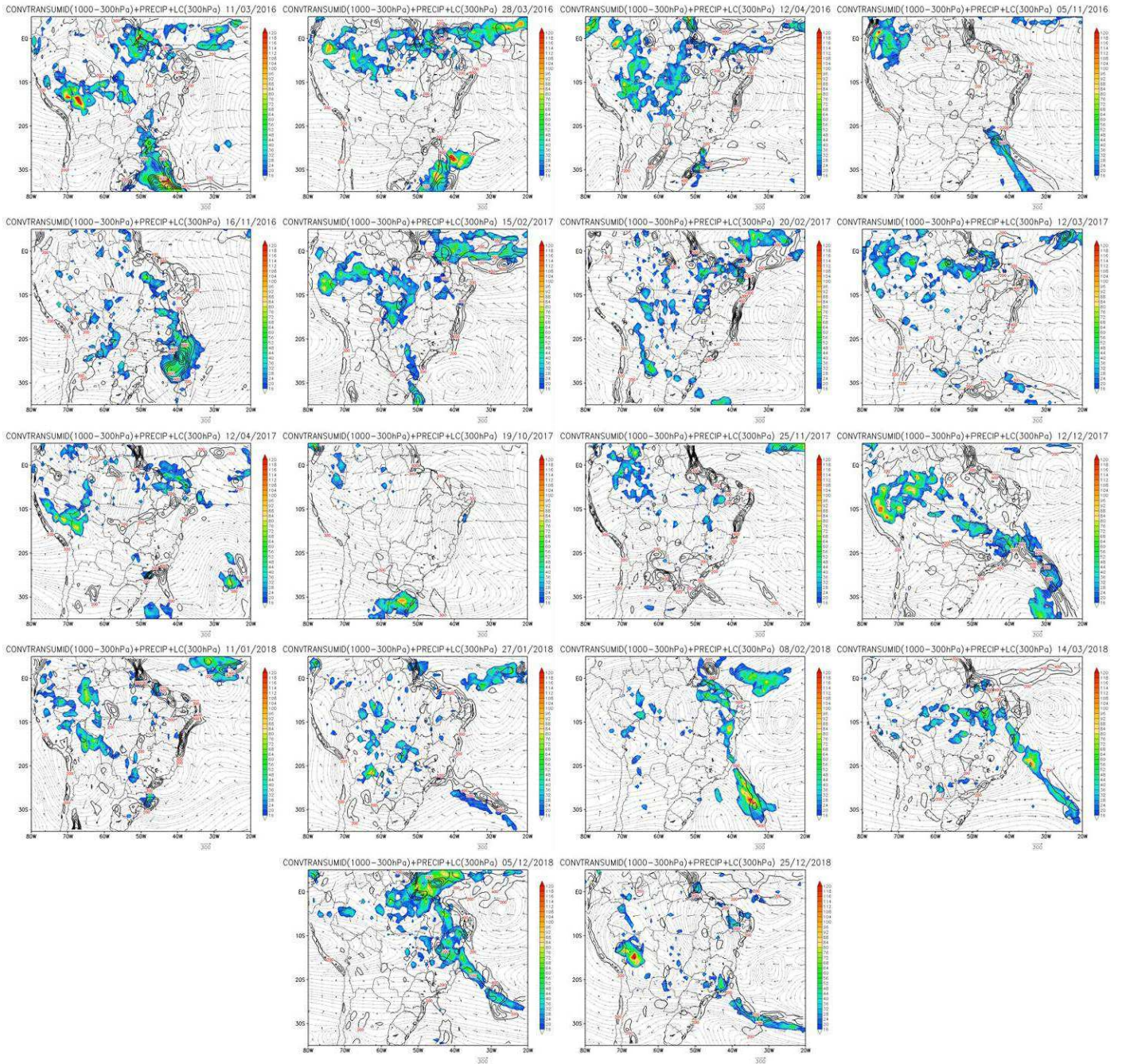








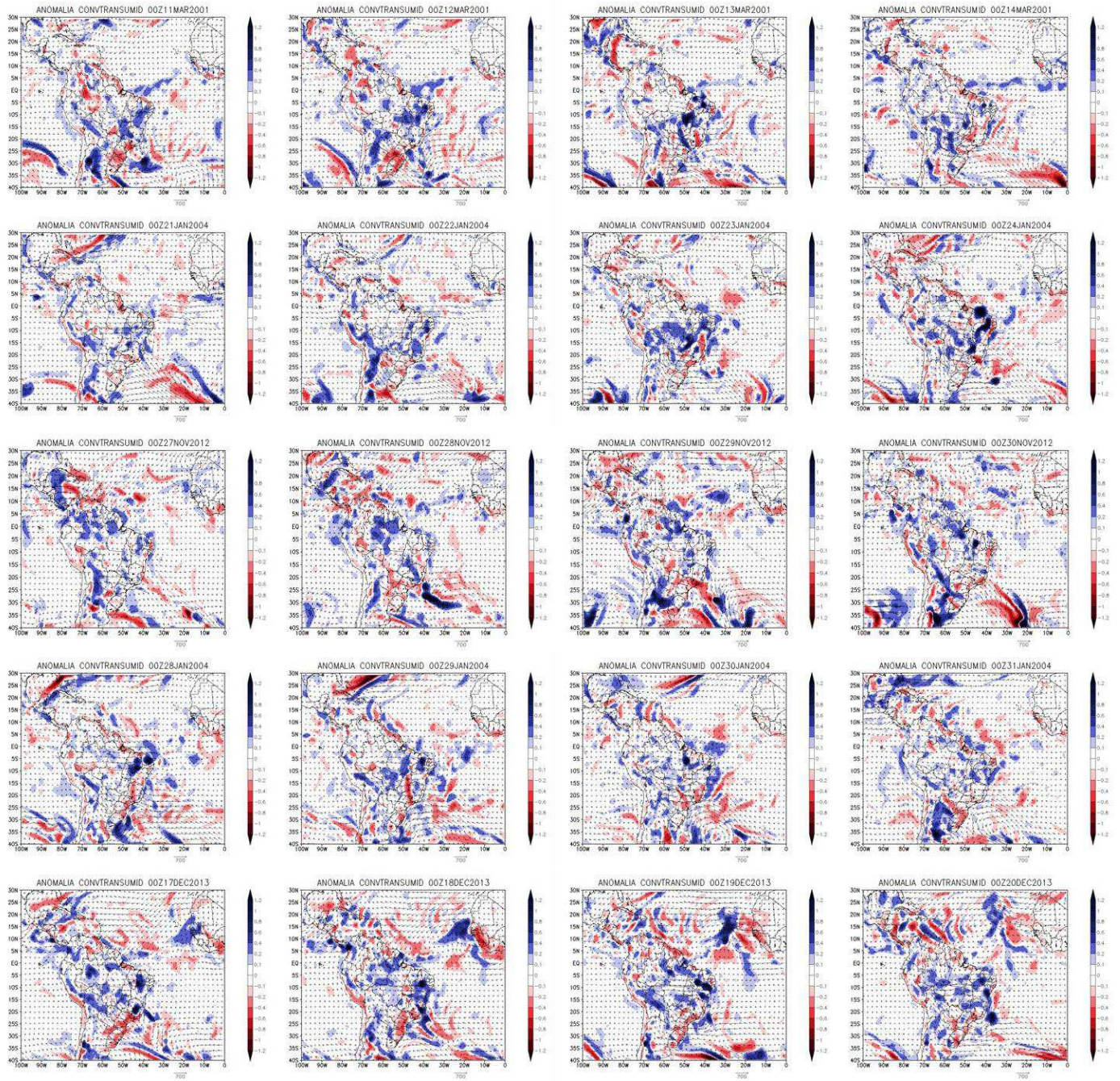


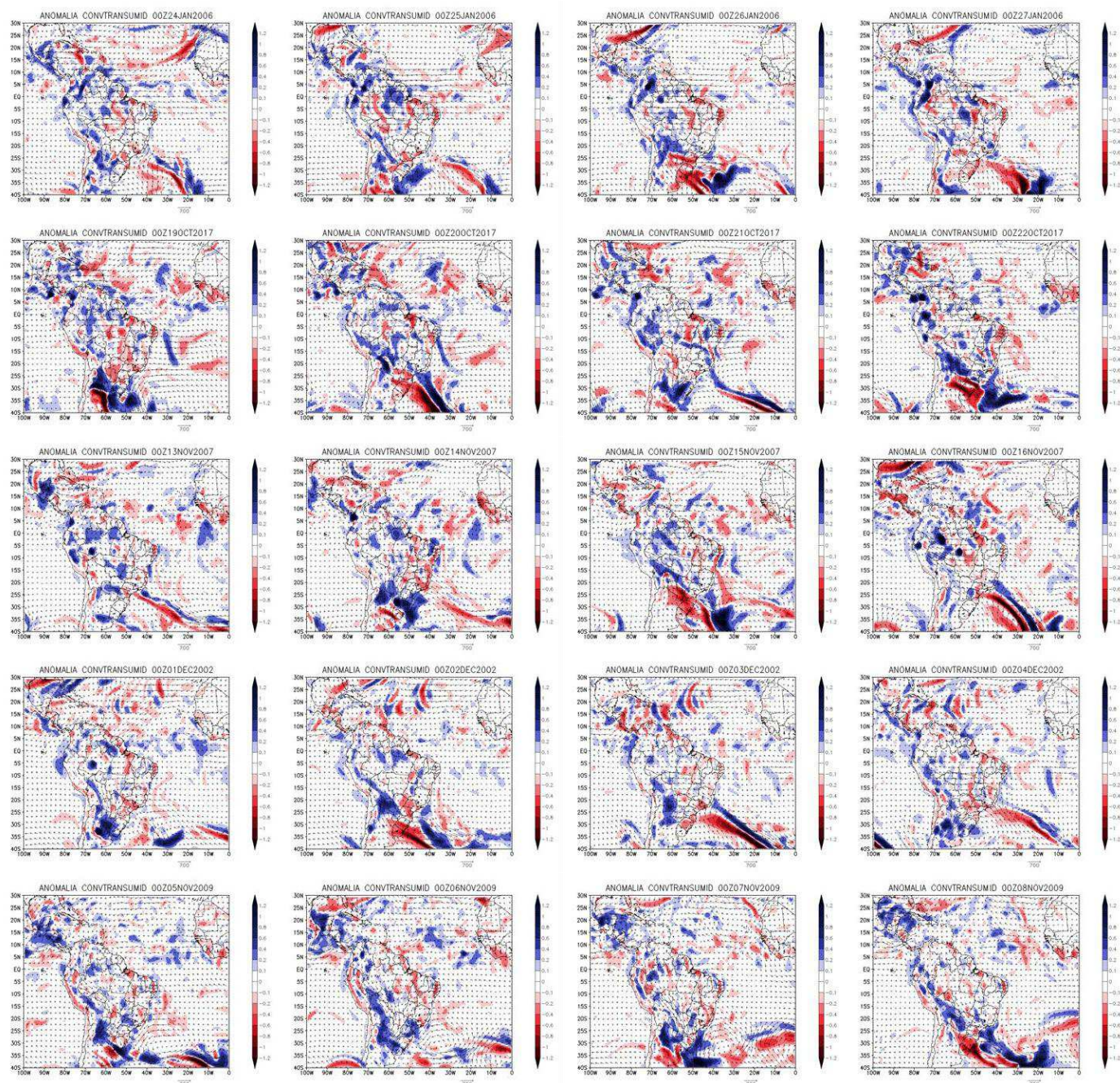


Fonte: Autor (2022).

## APÊNDICE C

Figuras com as anomalias de convergência do transporte de umidade integrado na vertical (1000-300 hPa) para 05 vórtices mais intensos (VCAN 21, 47, 113, 48 e 125) e 05 vórtices mais fracos (VCAN 59, 155, 73, 32 e 86).

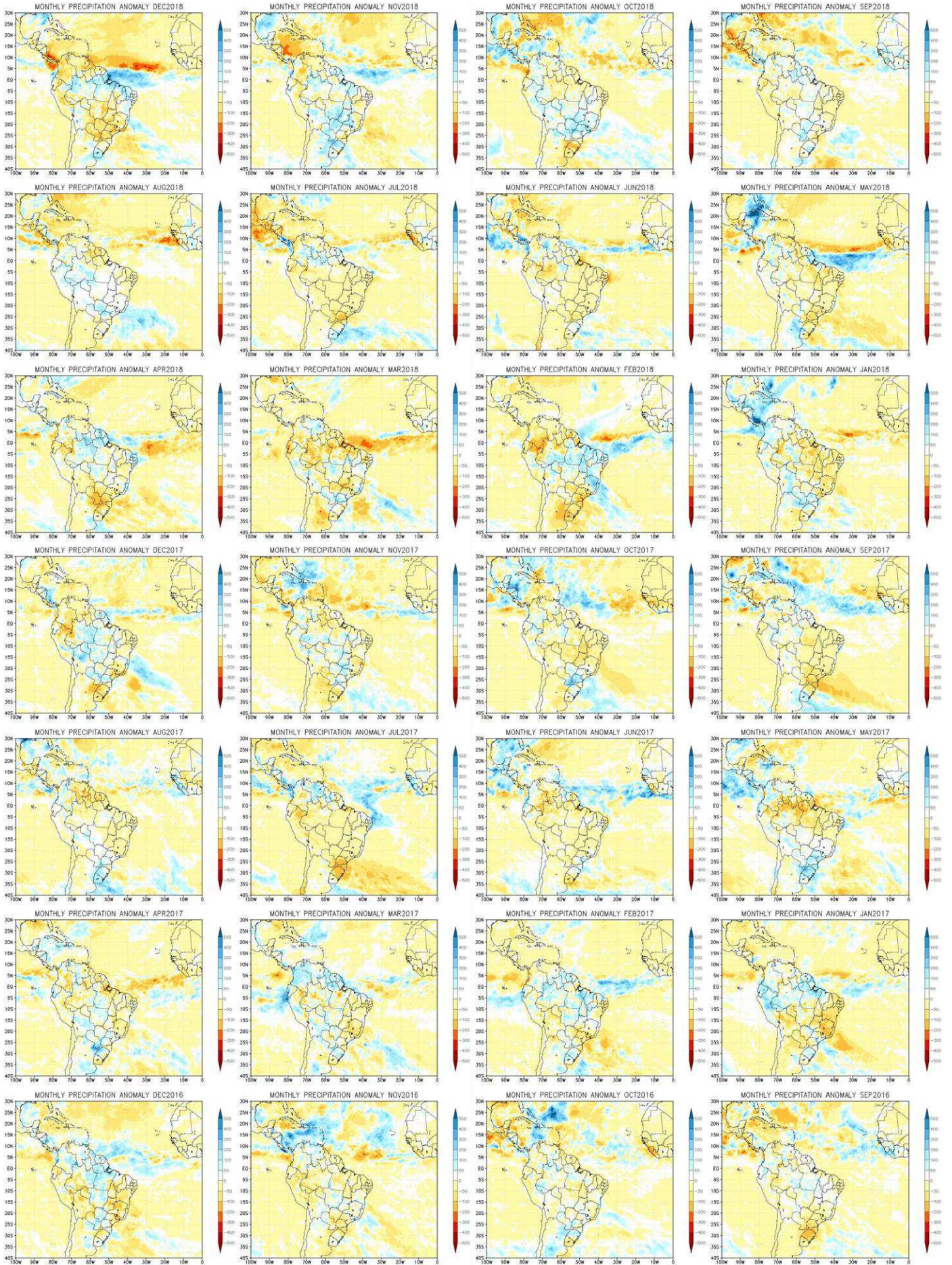


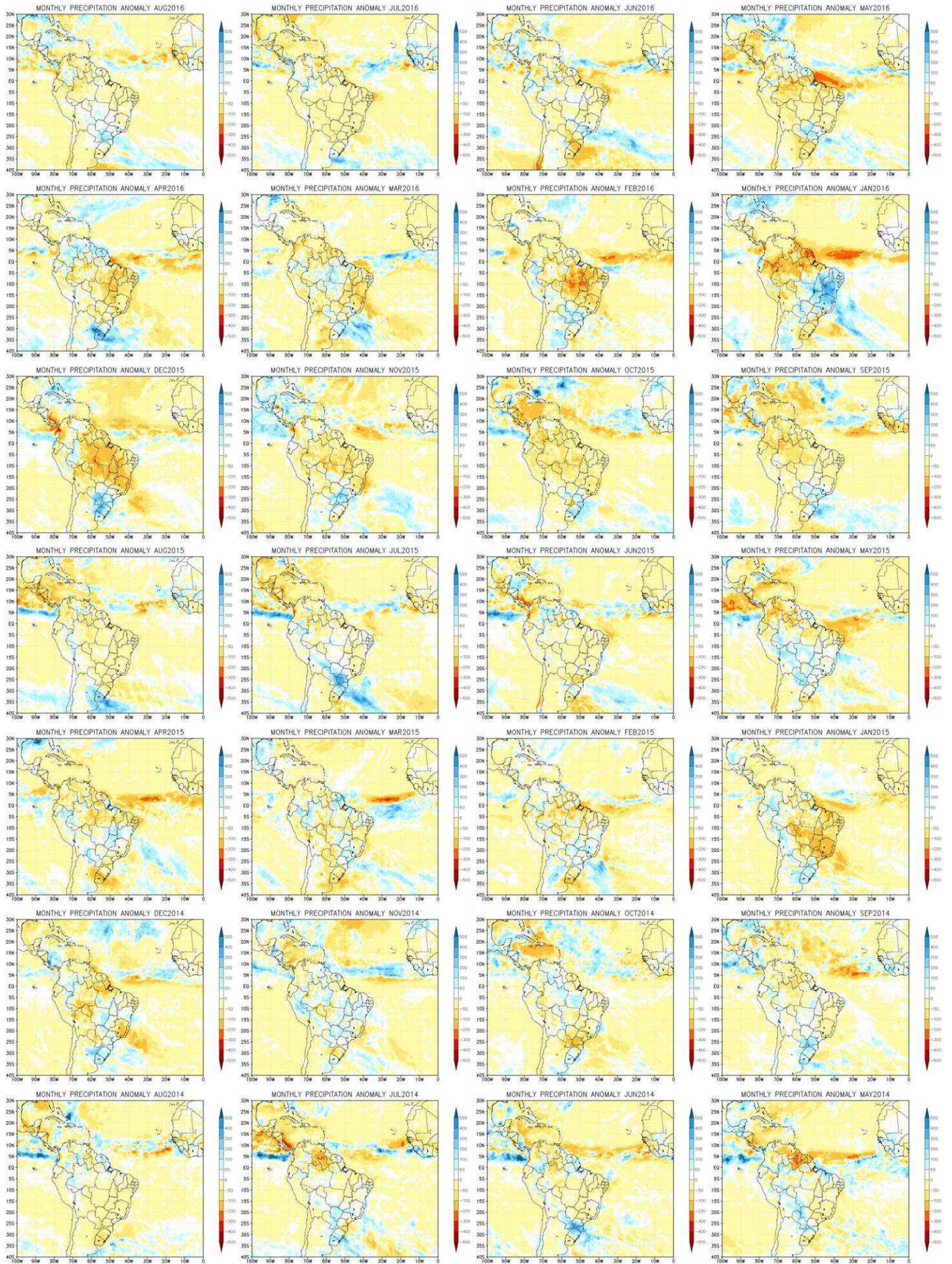


Fonte: Autor (2022).

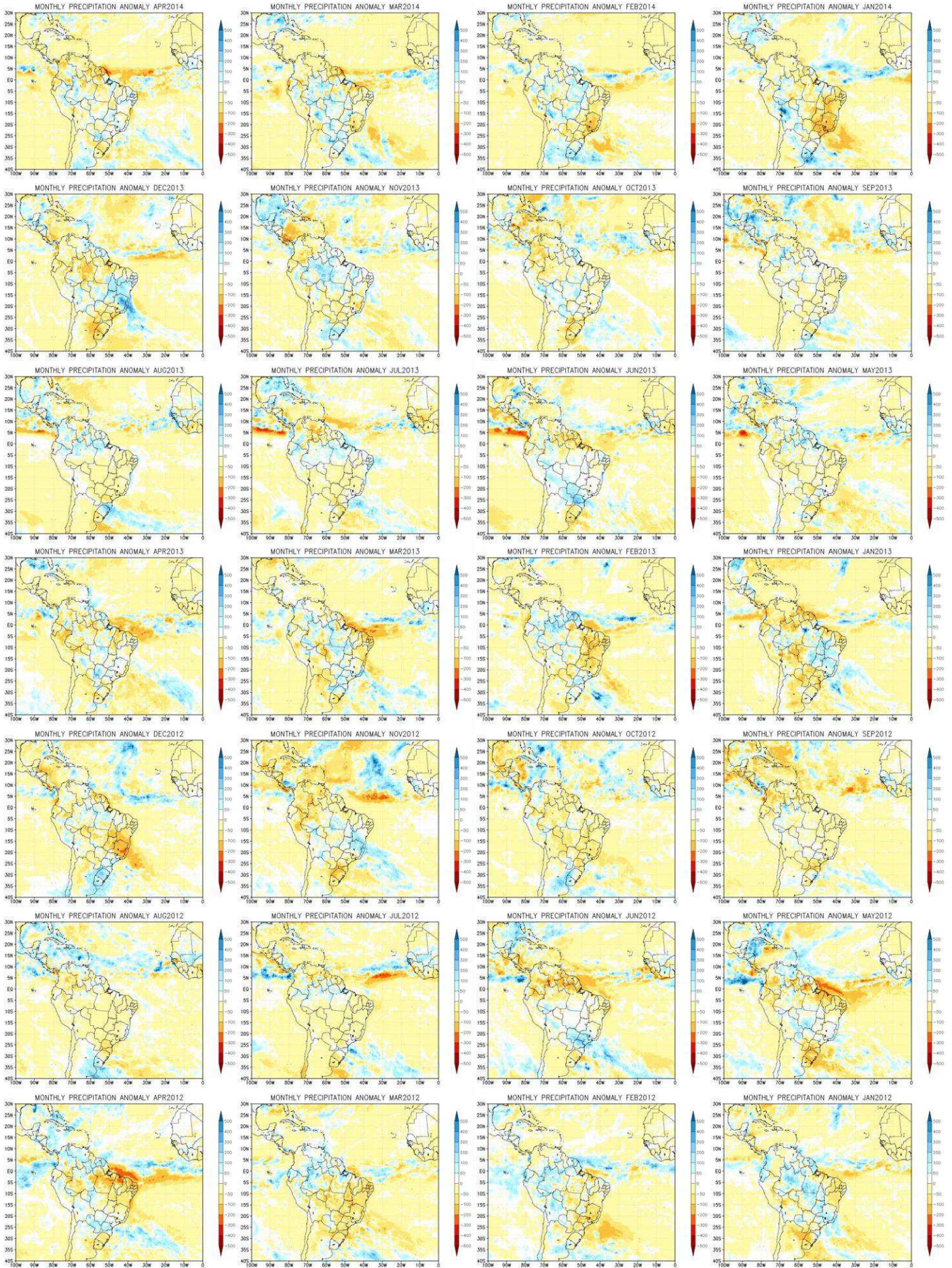
## **APÊNDICE D**

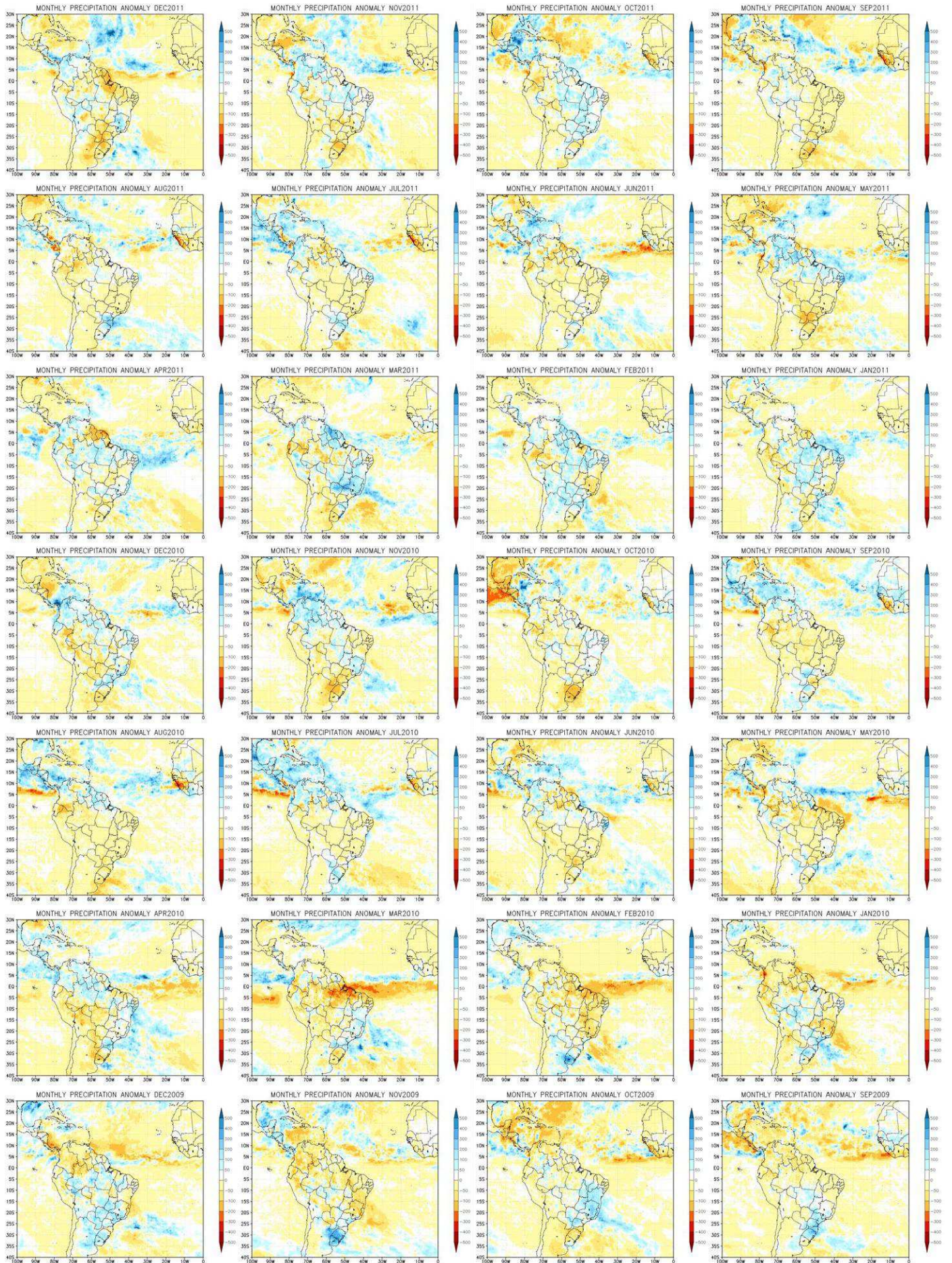
Figuras com as anomalias de precipitação (de dezembro a janeiro) para todos os meses durante o período de estudo (1999-2018).

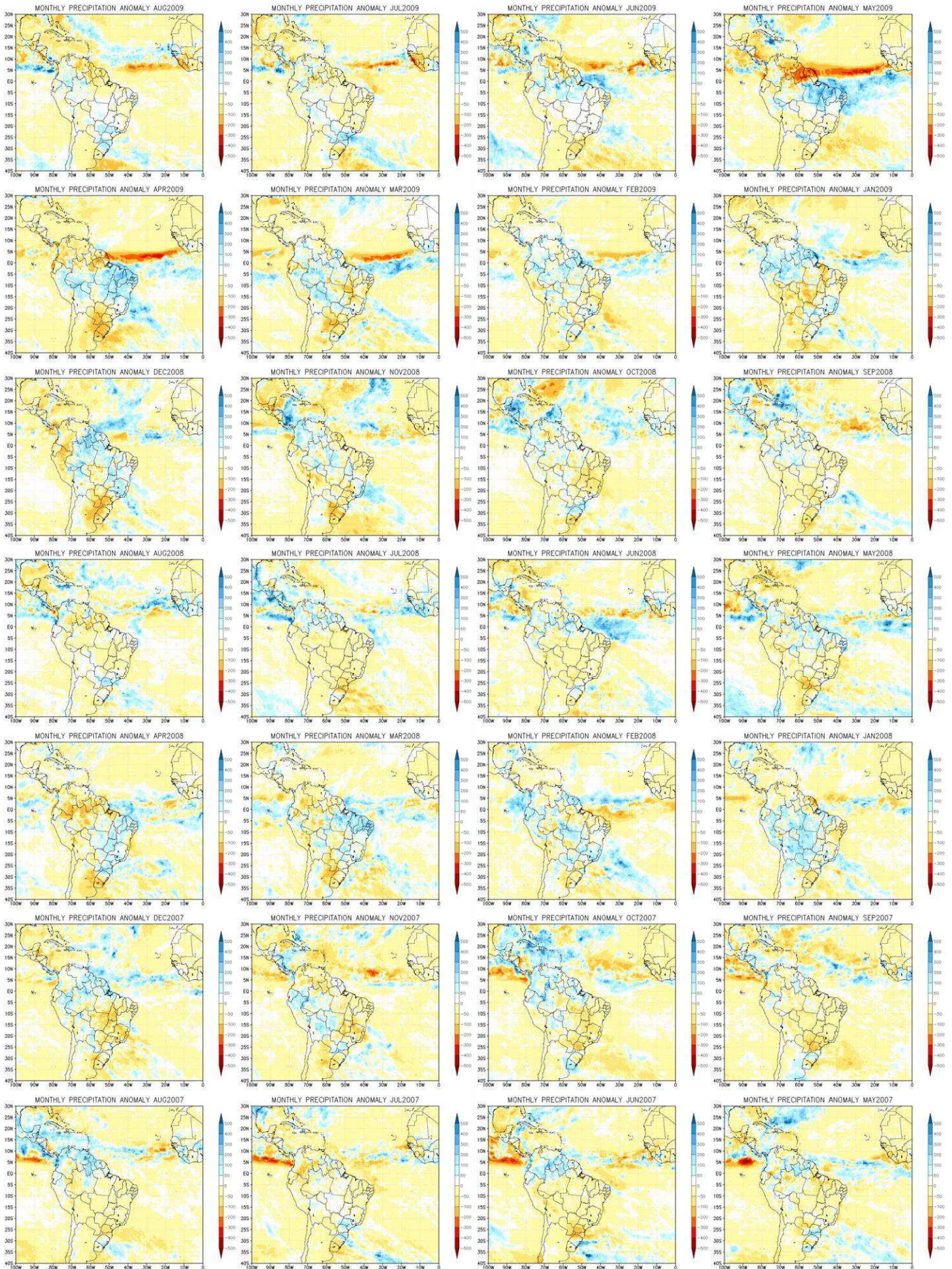


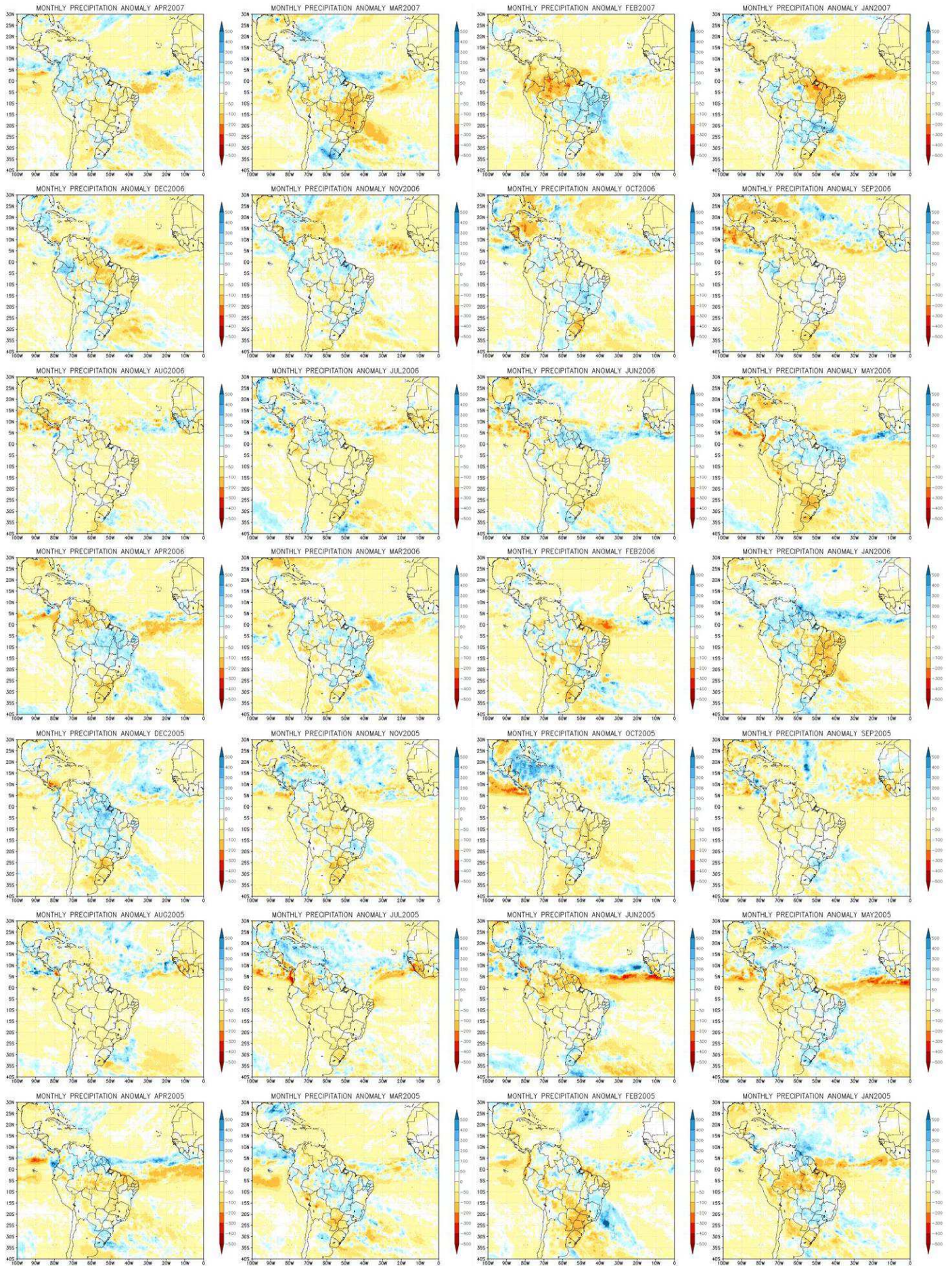


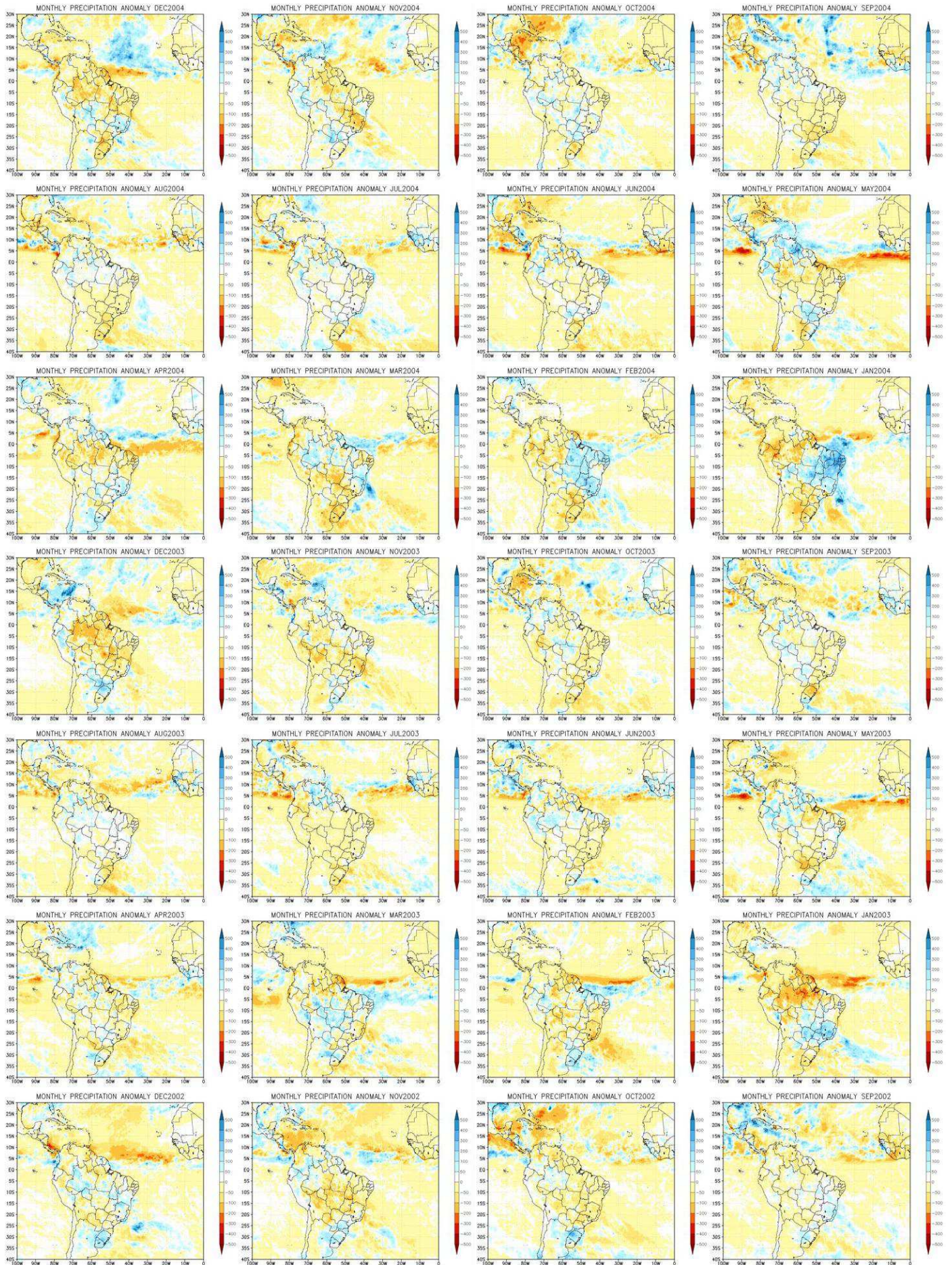


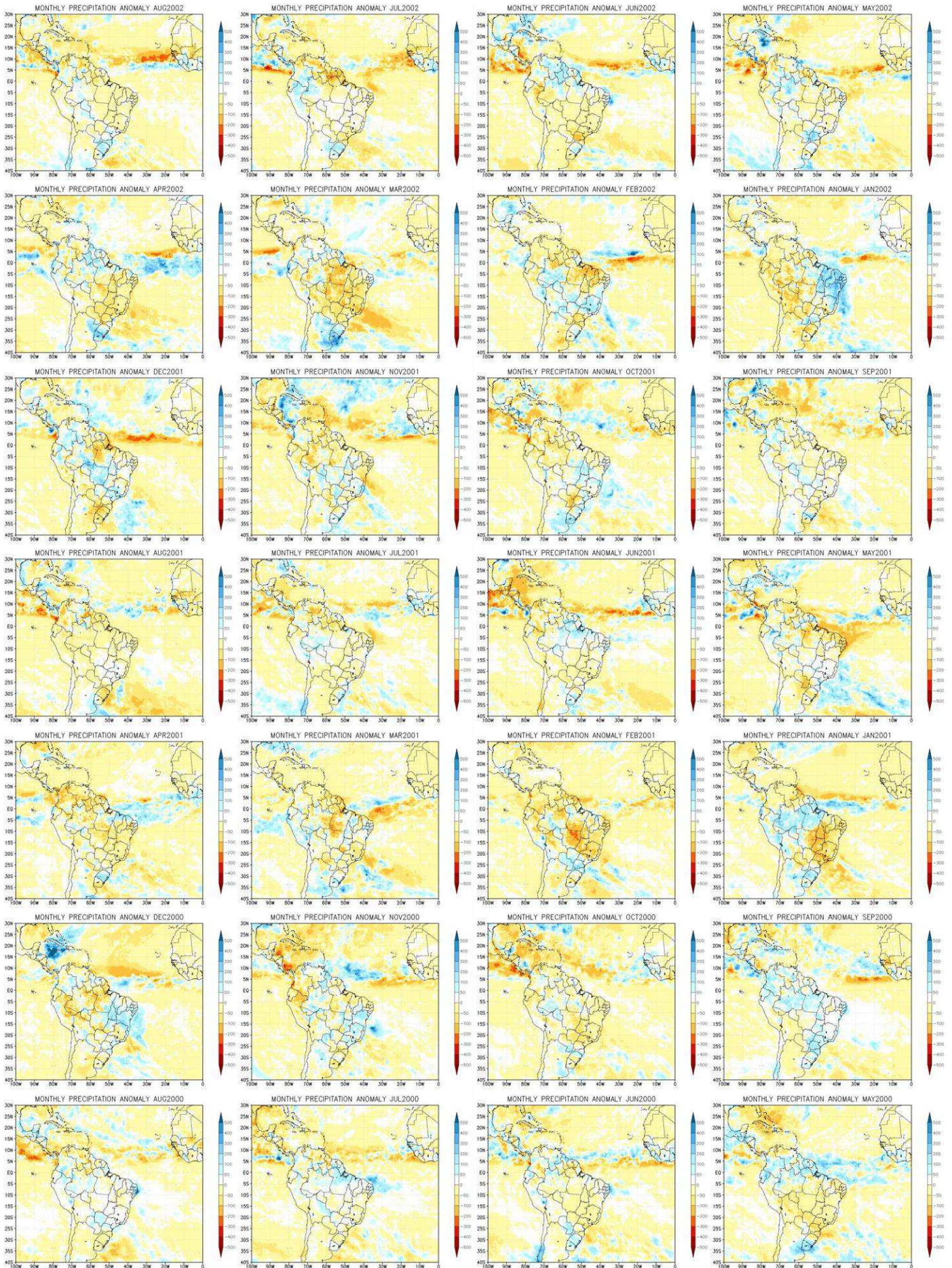


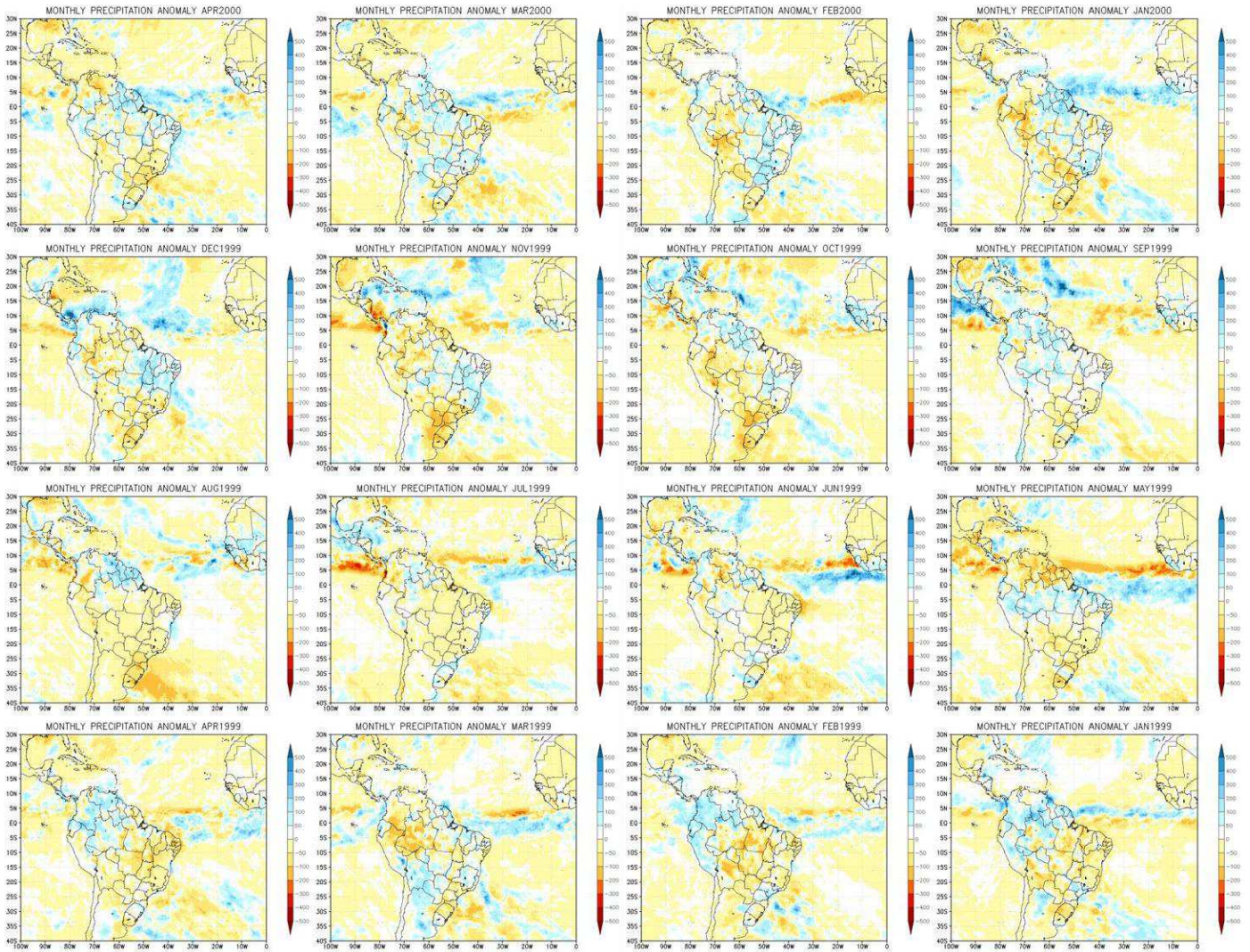












Fonte: Autor (2022).