



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS - UFAL
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS - ICAT
PÓS-GRADUAÇÃO - MESTRADO EM METEOROLOGIA

DAVIDSON LIMA DE MELO

CONEXÃO DOS SISTEMAS FRONTAIS MERIDIONAIS COM A ZCIT SOBRE O NORDESTE
BRASILEIRO

MACEIÓ, AL
Novembro / 2023

DAVIDSON LIMA DE MELO

CONEXÃO DOS SISTEMAS FRONTAIS MERIDIONAIS COM A ZCIT SOBRE O NORDESTE
BRASILEIRO

Dissertação submetida ao colegiado de Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto de Ciências Atmosféricas (ICAT) da Universidade Federal de Alagoas (UFAL), como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientadora: Prof^a. Dra. Natalia Fedorova.

Co-Orientador: Prof. Dr. Vladimir Levit.

MACEIÓ, AL
Novembro / 2023

**Catálogo na Fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico**

Bibliotecário: Marcelino de Carvalho Freitas Neto – CRB-4 – 1767

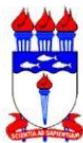
M528c Melo, Davidson Lima de.
Conexão dos sistemas frontais meridionais com a ZCIT sobre o nordeste brasileiro / Davidson Lima de Melo. – 2023.
128 f. : il.

Orientadora: Natalia Fedorova.
Coorientador: Vladimir Levit.
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2023.

Bibliografia: f. 63-74.
Apêndices: f. 76-128.

1. Sistemas frontais. 2. Zona de Convergência Intertropical. 3. Vórtice Ciclônico de Altos Níveis. 4. Teleconexão. I. Título.

CDU: 551



ATA DE APRESENTAÇÃO PÚBLICA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Aos vinte e quatro dias do mês de novembro do ano de dois mil e vinte e três, às oito horas e trinta minutos, por Videoconferência, Campus A. C. Simões da Universidade Federal de Alagoas (UFAL), perante a Banca Examinadora composta pela Prof^a. Dr^a. Natalia Fedorova– Orientadora, Prof. Dr. Vladimir Levit – Coorientador, Prof. Dr. Heliofabio Barros Gomes- Membro Interno, Prof. Dr. Rosiberto Salustiano da Silva Junior- Membro Interno e Prof. Dr. Manoel Alonso Gan- Membro Externo o senhor **Davidson Lima de Melo**, sob a orientação da Profa. Dra. Natalia Fedorova–, apresentou publicamente uma dissertação intitulada: “**CONEXÃO DOS SISTEMAS FRONTAIS MERIDIONAIS COM A ZCIT SOBRE O NORDESTE BRASILEIRO.**” número de série, **MET-UFAL-MS-201** como requisito para a obtenção do Grau de Mestre em Meteorologia, área de concentração: Processos de Superfície Terrestre. Após a apresentação, e, seguindo o regimento do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFAL no seu Artigo 19, a Banca Examinadora considerou o senhor **Davidson Lima de Melo** *aprovado*. Ainda de acordo com o parágrafo único do Artigo 19, o Diploma de Mestre em Meteorologia - área de concentração Processos de Superfície Terrestre será expedido a requerimento do concluinte, anexado a no mínimo 07 (sete) cópias da versão definitiva da dissertação, satisfeitas as modificações indicadas pelos relatores e Banca Examinadora. Eu, Helber Barros Gomes, Coordenador do Curso de Mestrado em Meteorologia da UFAL, lavrei a presente ata, que vai assinada por mim e pelos componentes da Banca Examinadora.

Maceió, 24 de novembro de 2023.

Documento assinado digitalmente
gov.br HELBER BARROS GOMES
Data: 05/12/2023 07:12:28-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Helber Barros Gomes
(Coordenador)

Prof^a. Dr^a. Natalia Fedorova
(Orientadora)

Documento assinado digitalmente
gov.br HELIOFABIO BARROS GOMES
Data: 27/11/2023 19:12:52-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Heliofabio Barros Gomes
(Membro Interno)

Prof. Dr. Vladimir Levit
(Coorientador)

Documento assinado digitalmente
gov.br MANOEL ALONSO GAN
Data: 27/11/2023 08:35:21-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Manoel Alonso Gan
(Membro Externo)

Documento assinado digitalmente
gov.br ROSIBERTO SALUSTIANO DA SILVA JUNIOR
Data: 28/11/2023 19:49:44-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Rosiberto Salustiano da Silva Junior
(Membro Interno)

DEDICATÓRIA

Durante este trabalho eu aprendi lições valiosas. Dedico exclusivamente, com imenso apreço, aos meus amigos neuro-divergentes que me ajudaram a manter a sanidade durante o processo de pesquisa.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que contribuíram de maneira significativa para esta jornada de aprendizado e descobertas.

*À minha família, pela **proteção** e apoio que me foram base para seguir meus sonhos.*

*Aos meus amigos, pela **força** e compreensão nos momentos de dúvida e cansaço.*

*Aos meus orientadores, pelo **conhecimento** e sabedoria que moldaram meu trabalho.*

*Aos princípios da **justiça**, que permitem buscar a verdade e o progresso.*

*Ao **amor**, que inspira a existência, o valor à vida e às conexões.*

*À **divindade**, por guiar os meus passos e iluminar o meu caminho.*

Estas palavras representam os pilares que sustentaram minha jornada e me permitiram alcançar este marco. Expresso minha gratidão mais profunda.

Awen /|\

RESUMO

A regeneração das zonas frontais meridionais, levou a um aumento do influxo desses sistemas climáticos na região Nordeste brasileira (NEB) em 2022. A interação desses sistemas com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) entre 1000 a 850 hPa resultou em precipitação significativa, causando impactos econômicos e sociais negativos. Este estudo visa melhorar a qualidade da previsão de fenômenos meteorológicos adversos, cuja formação está intimamente ligada às condições atmosféricas e aos sistemas sinóticos específicos da região. Foram utilizadas imagens de satélite do GOES-16 e METEOSAT-11 (canal infravermelho), fornecidas pela GIBBS - NOAA, juntamente com dados de reanálise ERA 5 ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$) do ECMWF. Campos meteorológicos e seções transversais verticais foram visualizados usando OpenGrADS. Um total de 27 eventos (desde sua formação à dissipação) foram analisados. O processo mais comum responsável por essas intrusões no NEB foi a extremidade frontal. Foi desenvolvido um modelo conceitual que estabelece conexões entre esses casos e suas características sinóticas e termodinâmicas. Foram identificados três tipos principais de conexões: Tipo 1 (11 casos), Tipo 2 (9 casos) e Tipo 3 (7 casos). O Tipo 1 envolve ciclogênese e regeneração meridional da periferia frontal em direção ao Equador; houve interação entre um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) e a Alta da Bolívia (AB). O Tipo 2 está associado a uma fratura no cavado frontal e na faixa de nebulosidade, resultando na formação de aglomeração de nuvens ligadas à ZCIT; geralmente, a vortacidade anticiclônica inter-hemisférica foi observada em altos níveis. O Tipo 3 foi caracterizado por movimento meridional da banda frontal em direção ao cavado da ZCIT; Ao longo deste processo, um ou mais VCANs desempenharam um papel significativo. As correntes meridionais inter-hemisféricas foram geradas por VCANs. Forte precipitação ocorreu em Maio - Agosto, esteve associada ao Tipo 2 de ligação e atingiu 322 mm/8 dias. Notadamente, as interações mais intensas entre o Hemisfério Norte (HN) e o Hemisfério Sul (HS) ocorreram predominantemente por Altas e Cristas. A quantidade de núcleos meridionais negativos necessários para estabelecer conexões entre os sistemas frontais e a ZCIT foi em torno de 5. No HS, essa quantidade de células é menor do que no HN, onde foram necessárias 6-7 células.

Palavras-chave: Sistemas Frontais, ZCIT, VCAN, Teleconexão.

ABSTRACT

The regeneration of meridional frontal zones, has led to an increased influx of these weather systems into the Brazilian Northeast region (BNE) in 2022. The interaction of these systems with the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) between 1000 to 850 hPa resulted in significant precipitation, causing negative economic and social impacts. This study aims to improve the quality of forecasting adverse meteorological phenomena, the formation of which is closely linked to atmospheric conditions and specific synoptic systems in the region. Satellite images from GOES-16 and METEOSAT-11 (infrared channel), provided by GIBBS - NOAA, along with ERA 5 reanalysis data ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) from ECMWF were utilized. Meteorological fields and vertical cross-sections were visualized using OpenGrADS. A total of 27 events (from formation to dissipation) were analyzed. The most common process responsible for these intrusions into the BNE was the frontal periphery. A conceptual model, that establishes connections between these cases and their synoptic and thermodynamic characteristics, was developed. Three main types of connections were identified: Type 1 (11 cases), Type 2 (9 cases) and Type 3 (7 cases). Type 1 involves cyclogenesis and meridional regeneration of the frontal periphery towards the Equator; there was interaction between an Upper Tropospheric Cyclonic Vortex (UTCV) and the Bolivian High (BH). Type 2 is associated with a fracture in the frontal trough and cloudiness band, resulting in the formation of cloud agglomeration linked with the ITCZ; generally, interhemispheric anticyclonic vorticity was observed at high levels. Type 3 was characterized by meridional movement of the frontal band toward the ITCZ trough; throughout this process, one or more UTCVs played a significant role. Interhemispheric meridional currents were generated by UTCVs. Heavy precipitation occurred in May - August, was associated with Type 2 of connection and reached 322 mm/8 days. Notably, the most intense interactions between the Northern Hemisphere (NH) and the Southern Hemisphere (SH) predominantly occurred by Highs and Ridges. The quantity of meridional negative nuclei required to establish connections between the frontal systems and the ITCZ was around 5. In SH, this cell quantity is less than in NH, where 6-7 cells were required.

Keywords: Frontal Systems, ITCZ, UTCV, Teleconnection.

LISTA DE ABREVIações E SIGLAS

A	Alta Pressão
aAg	Diferencial (variação) da Altura Geopotencial
AB	Alta da Bolívia
AdvT	Advecção de Temperatura
Adv θ e	Advecção de Temperatura Potencial Equivalente
Ag	Altura Geopotencial
AL	Alagoas
API	<i>Application Programming Interface</i>
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
AS	América do Sul
B	Baixa Pressão
Cemaden	Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
CF	Cavado Frontal
CJ	Corrente de Jato
CJNEB	Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro
CJP	Corrente de Jato Polar
CJS	Corrente de Jato Subtropical
cm	Centímetros
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
ECMWF	<i>European Center of Medium Range Weather Forecast</i>
E	<i>East</i> (Leste)
EF	Extremidade Frontal
Eq.	Equador, Linha do
EUMETSAT	<i>European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites</i>
ERA 5	<i>ECMWF ReAnalyses v.5</i>
Fig.	Figura
FF	Frente Fria
FZ	<i>Frontal Zone</i> (Zona Frontal)
g	Grama
<i>g</i>	<i>gravidade</i>
GIBBS	<i>Global ISCCP B1 Browse System</i>
GrADS	<i>Grid Analysis and Display System</i>
h	Hora
HN	Hemisfério Norte
hPa	Hectopascal

HS	Hemisfério Sul
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais
K	Kelvin
Kcal	Quilocalorias
kg	Quilograma
km	Quilômetro
L	Leste
LC	Linhas de Corrente
m	Metro
mm	Milímetros
m/s	Metro por segundo
N	Norte (<i>North</i>)
NEB	Nordeste Brasileiro
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
O	Oeste
PJS	<i>Polar Jet Stream</i> (Corrente de Jato Polar)
PNM	Pressão ao Nível do Mar
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
QNM	Quantidade de Núcleos Meridionais
RADAR	<i>RA</i> dio <i>D</i> etection <i>A</i> nd <i>R</i> anging
REDEMET	Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica
ROL	Radiação de Onda Longa
S	Sul (<i>South</i>)
SJS	<i>Subtropical Jet Stream</i> (Corrente de Jato Subtropical)
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
θ_e	Temperatura Potencial Equivalente
UFAL	Universidade Federal de Alagoas
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
VA	Ventos Alísios
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
W	<i>West</i> (Oeste)
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZF	Zona Frontal

SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO	12
2 - OBJETIVOS	14
2.1 Objetivo Geral	14
2.2 Objetivos Específicos	14
3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
3.1 Zona de Convergência Intertropical - ZCIT	15
3.1.1 Formação e identificação da ZCIT	15
3.1.2 Posicionamento sazonal	17
3.1.3 Estrutura vertical e horizontal	18
3.1.4 Banda dupla da ZCIT	19
3.1.5 Precipitação e fenômenos meteorológicos associados	20
3.2 Vórtice Ciclônico de Altos Níveis - VCAN	21
3.3 Alta da Bolívia - AB	22
3.4 Influência das Correntes de Altos Níveis	23
3.4.1 Fluxos de altos níveis	23
3.4.2 Dinâmica das Ondas de Rossby	25
3.4.3 Núcleo de ondas planetárias	27
3.5 Zonas Frontais - ZF	28
3.5.1 Identificação das ZF	29
3.5.2 Estrutura vertical	30
3.5.3 Frontogênese e ciclogênese	32
3.5.4 Periferia frontal	33
3.5.5 Frente secundária	35
3.5.6 Escoamento zonal e meridional	36
4 - METODOLOGIA	38
4.1 Período e Região de Estudo	38
4.2 Fontes de Dados Utilizadas	38
4.2.1 Imagens de satélite	39
4.2.2 Dados de reanálise	39
4.2.3 Dados de precipitação	40
4.3 Métodos de Identificação dos Sistemas	40
4.3.1 Identificação da ZCIT	41

4.3.2 Identificação das zonas frontais	41
4.3.3 Identificação das ondas de Rossby no Hemisfério Sul	41
5 - RESULTADOS	43
5.1 Análise Geral	43
5.2 Classificação - Tipos de Conexão	45
5.2.1 Tipo 1, caso do dia 15/06/2022, 18h UTC	48
5.2.2 Tipo 2, caso do dia 13/08/2022, 18h UTC	52
5.2.3 Tipo 3, caso do dia 29/01/2022, 12h UTC	57
6 - CONCLUSÕES	61
7 - REFERÊNCIAS	63

1- INTRODUÇÃO

Foi observado um aumento significativo na quantidade de incursões de massas de ar frio provenientes de sistemas frontais que atingiram a região Nordeste brasileira (NEB) durante o ano de 2022 (CPTEC/INPE). Estes fenômenos meteorológicos adversos trouxeram consigo condições climáticas desfavoráveis, resultando em consequências econômicas e sociais. Em situações como essa, o desenvolvimento de modelos de previsão mais eficazes requer uma compreensão profunda dos padrões atmosféricos e sistemas sinóticos locais.

Estudos anteriores têm obtido os primeiros resultados sobre as relações dos sistemas sinóticos de escala planetária com chuvas intensas no NEB (Cavalcante et al., 2018; Santos et al., 2021a, 2021b). Existem evidências de que as circulações inter-hemisféricas também desempenham um papel significativo na contribuição para os fenômenos perigosos.

Outras investigações mostraram que precipitação intensa está intimamente ligada às incursões de zona frontal (Pontes da Silva et al., 2011; Lyra, 2018; Lyra et al., 2019; Sinhori et al., 2015; Fedorova, 2023b). Além disso, constatou-se que as frentes frias migram para o Norte do NEB devido à confluência dos ventos na periferia das frentes e às circulações anticiclônicas em 200 hPa (Muanza, 2018; Muanza et al., 2022).

Cruz (Tese, 2008) indica que a interação entre a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) aumentam as atividades convectivas associadas aos sistemas frontais sobre o estado de Alagoas. E que, por outro lado, a ação de uma Alta sobre a América do Sul restringe o desenvolvimento de Extremidade Frontal (EF) na costa do Brasil.

Ainda não haviam sido analisados em detalhes os processos que acontecem no final desta invasão, a união da zona frontal com a ZCIT. Por isso, com uma metodologia combinada, o objetivo deste estudo é investigar os sistemas frontais que desenvolvem processos meridionais, se conectando com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), pois esta ligação potencializa os eventos adversos graves. É necessário determinar as configurações dos processos atmosféricos para cada tipo de ligação entre as frentes e a ZCIT em 2022, ano que ocorreram muitos eventos extremos.

Resumindo os processos principais para a frente fria alcançar o NEB, pode ser notado:

- 1) Ciclone baroclínico com mais de uma frente sobre a região continental;
- 2) Advecção intensa de ar frio entre 1000 - 850 hPa, identificada como frente secundária;
- 4) Frontogênese;
- 5) Ciclogênese entre 20 - 30° de latitude;
- 6) União das Correntes de Jato Polares (CJP) e Subtropicais (CJS) em 300 - 200 hPa;
- 7) Deslocamento do anticiclone baroclínico atrás da zona frontal em direção ao NEB;
- 8) Alta da Bolívia ou uma Alta em altos níveis (300 - 200 hPa) move-se para Leste.

Durante a elaboração deste trabalho acadêmico, novas contribuições científicas foram publicadas. Todos os processos que favorecem as zonas frontais a atingirem o NEB foram resumidos em Fedorova & Levit 2023a. Os detalhes que convém a esta pesquisa estão descritos na Revisão Bibliográfica (Seção 3, p. 15-36).

2 - OBJETIVOS

Apresentados, a seguir, objetivos gerais e específicos referentes às idealizações do projeto de pesquisa.

2.1 Objetivo Geral:

Analisar a origem e evolução dos processos meridionais no Atlântico Sul e a sua interação com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Aprimorando a previsão de fenômenos adversos e eventos extremos no Nordeste Brasileiro (NEB).

2.2 Objetivos Específicos:

1. Identificar os sistemas frontais que se regeneram meridionalmente até a região de estudo.
2. Definir os fatores coadjuvantes que proporcionam condições favoráveis à propagação ondulatória em direção ao equador.
3. Determinar a quantidade de núcleos de ondas longas de Rossby necessárias para a conexão entre zonas frontais e a ZCIT no Hemisfério Sul.
4. Construir um modelo conceitual das ocorrências de interação dos sistemas frontais com a ZCIT na região Nordeste do Brasil, relacionando-os com suas características sinóticas semelhantes.

3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Abaixo, é elaborada uma revisão bibliográfica com base em dissertações, teses, artigos e livros acadêmicos que sustentam as argumentações deste trabalho.

3.1 Zona de Convergência Intertropical - ZCIT

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é um importante sistema meteorológico tropical. A ZCIT é caracterizada por uma banda de baixa pressão e convergência dos ventos alísios de ambos os hemisférios, resultando em uma zona de ascensão atmosférica e precipitação intensa (Hastenrath and Lamb, 1977). Ou seja, essa convergência de massas de ar é fundamental para a regulação do clima e para a formação de fenômenos meteorológicos, pois ela é a faixa ascendente da célula de Hadley.

3.1.1 Formação e identificação da ZCIT

Estudos de Estoque (1975) e Estoque & Douglas (1978) confirmaram a ausência de qualquer máximo significativo de temperatura nos níveis de pressão da ZCIT, indicando que o aquecimento por condensação é um mecanismo secundário no seu desenvolvimento e manutenção.

Apresenta um núcleo quente em níveis elevados devido a liberação de calor latente. Devido a isso, é gerada energia potencial da perturbação, que por sua vez é convertida em energia cinética da perturbação. Então, a sua formação é atribuída aos mecanismos de instabilidade baroclínica no Atlântico Central. (Estoque e Douglas, 1978).

A intensa instabilidade na faixa equatorial resulta na formação de nuvens convectivas ao longo dessa região. Portanto, um dos métodos amplamente utilizados para determinar a posição da ZCIT baseia-se na identificação da faixa de nuvens convectivas em imagens de satélite (Xavier et al., 2000; Uvo, 1989). Essas imagens fornecem uma representação visual da intensa nebulosidade convectiva associada à ZCIT, permitindo uma identificação mais precisa de sua localização.

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é comumente associada ao esquema da circulação global, que desempenha um papel fundamental em sua formação. A convecção térmica dentro da depressão equatorial tem sido amplamente reconhecida como uma força motriz primária da circulação global (Pedelaborde, 1958), inicialmente baseada em análises de mapas climatológicos. No entanto, estudos recentes e observações adicionais trouxeram novas perspectivas sobre esse fenômeno complexo.

O artigo de revisão de Aimola et al. (2016) desenvolve uma compreensão mais atualizada acerca do posicionamento da ZCIT. A influência da circulação meridional no Atlântico determina a assimetria da ZCIT junto ao aquecimento global e causam consequentes mudanças no regime de chuvas nos trópicos.

A ZCIT é fortemente influenciada pelo gradiente de temperatura entre os trópicos e a presença de temperaturas elevadas e umidade que impulsionam a convecção. Esses padrões de convecção têm implicações diretas nas ondulações resultantes da rotação da Terra. Quando se desenvolvem em formato meridional, desempenham uma influência importante nos padrões climáticos e da circulação global devido a sua intensidade. Essa interconexão afeta os fenômenos atmosféricos locais e globais.

Processos de escala sinótica nas regiões polares, como as ondas de Rossby (em detalhes na Seção 3.4.2), desempenham um papel importante na circulação global do planeta, especialmente nas regiões tropicais. O deslocamento dessas ondas de Rossby está associado à formação da ZCIT (Fig. 1) (Pedelaborde, 1958).

Portanto, a fonte primária de circulação de energia no planeta é encontrada nas regiões polares (Rossby, 1949). O deslocamento dessas ondas pode ser observado por meio de imagens de satélite (Fedorova, 1999, 2016; Yamashita, 2012).

Sua propagação é criada por diversos fatores dinâmicos, como a rotação da Terra e o gradiente equador-pólo da temperatura. Entretanto, a intrusão de massas de ar frio do Sul ou pela advecção de ar frio em conjunto com a temperatura fria da superfície do mar (TSM) influenciam uma propagação intensa (Philander and Pacanowski, 1981; Hastenrath and Lamb, 1977; Fedorova, 2008, 2009).

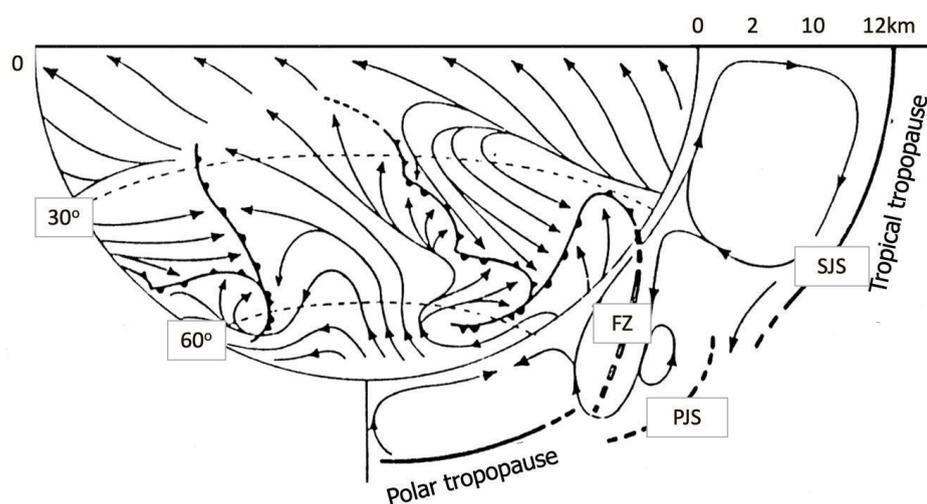


Figura 1: Sistemas de circulação no HS. FZ - Zona Frontal; PJS - Corrente de Jato Polar; SJS - Corrente de Jato Subtropical. Fonte: Palmen, Newton, 1969 (adaptado para HS).

Um exemplo significativo é ilustrado pelo mapa de radiação anual (Fig. 2). A partir dele, estudos apresentaram resultados que indicam uma aparente contradição com a teoria térmica que determina a ZCIT por sua faixa de energia associada a radiação recebida (Collier et al., 1974; Fedorova, 2016, 2023c; Da Silva Costa et al., 2013).

Os valores mais altos não são observados apenas ao longo do equador, mas também em uma faixa ampla ao redor do globo. Essas observações sugerem que a convecção térmica não se restringe apenas a uma área específica, conforme previsto pela teoria. A existência de altos valores ao redor do globo desafia a concepção inicial.

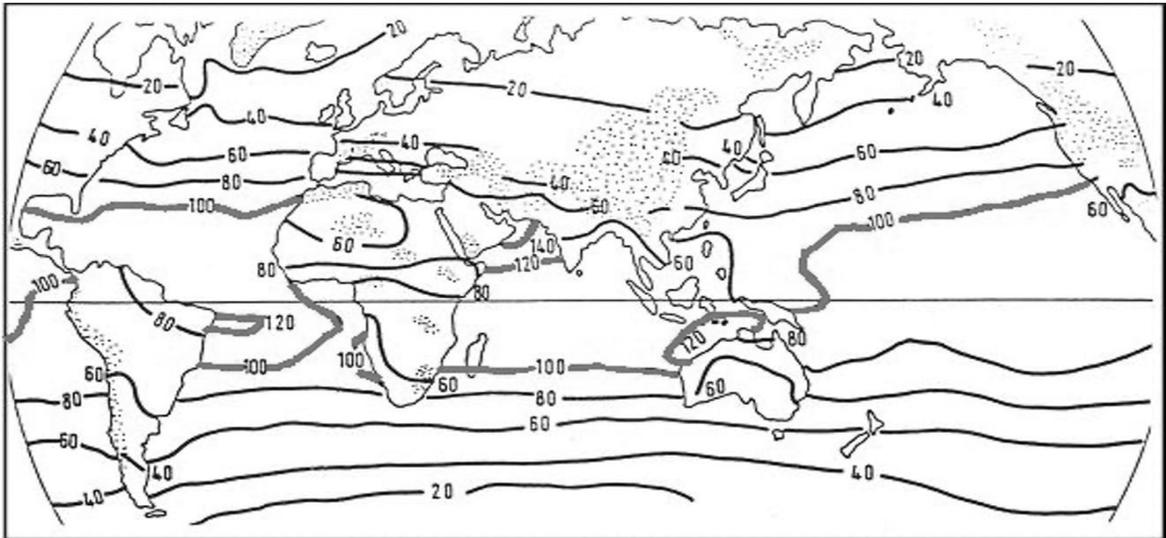


Figura 2: Balanço de radiação na superfície por ano ($\text{Kcal cm}^{-2}/\text{ano}$). Fonte: Collier, 1974.

Em estudos recentes, como o de Lau & Tao (2020), foram analisadas as mudanças estruturais de longo prazo na ZCIT através dos processos de precipitação-radiação-circulação no período climatológico de 1980–2014. Este período testemunhou uma tendência global de aquecimento e umedecimento caracterizado por um estreitamento do núcleo da ZCIT com aumento da precipitação, juntamente com um aumento da Radiação de Ondas Longas (ROL) e deslocamento das CJ em direção aos pólos em ambos os hemisférios.

3.1.2 Posicionamento sazonal

É importante conhecer os mecanismos que controlam a posição da ZCIT e sua intensidade de chuvas (Schneider et al., 2014) ao longo da faixa equatorial. Ela apresenta um deslocamento anual médio variando de Norte a Sul em diferentes oceanos pelo mundo. Essa variação está relacionada aos ciclos que governam os mecanismos de variação interanual do clima e das circulações globais (Hastenrath, 1984; Hastenrath, 1991; Asnani, 1993).

A interação entre o oceano e a atmosfera influencia as anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), seguindo um padrão climático (Hastenrath, 1991; Asnani, 1993). Como resultado, o extremo mais ao Norte da ZCIT na região do Atlântico ocorre em torno de agosto (verão do Hemisfério Norte), enquanto durante em torno de janeiro (verão do Hemisfério Sul) em seu extremo mais ao Sul (Citeau et al., 1988; Xavier et al., 2000; Hastenrath and Lamb, 1977a) (Fig. 3).

Em termos gerais, a influência das anomalias positivas da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e negativa da Pressão ao Nível do Mar (PNM) na dinâmica da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) tem sido amplamente documentada na literatura científica (Hastenrath, 1991; Asnani, 1993). Estes fatores determinam tanto a localização como a intensidade da ZCIT (Schneider et al., 2014).

A interação oceano-atmosfera é muito importante para entender o posicionamento da ZCIT ao Norte ou ao Sul do Equador. Diversas variáveis físicas são utilizadas para localizar as flutuações no posicionamento médio da ZCIT. As figuras 3a e 3b mostram o posicionamento médio da ZCIT para os meses de janeiro (verão no HS) e julho (inverno no HS) (Muanza, 2018; Moura e Shukla, 1981).

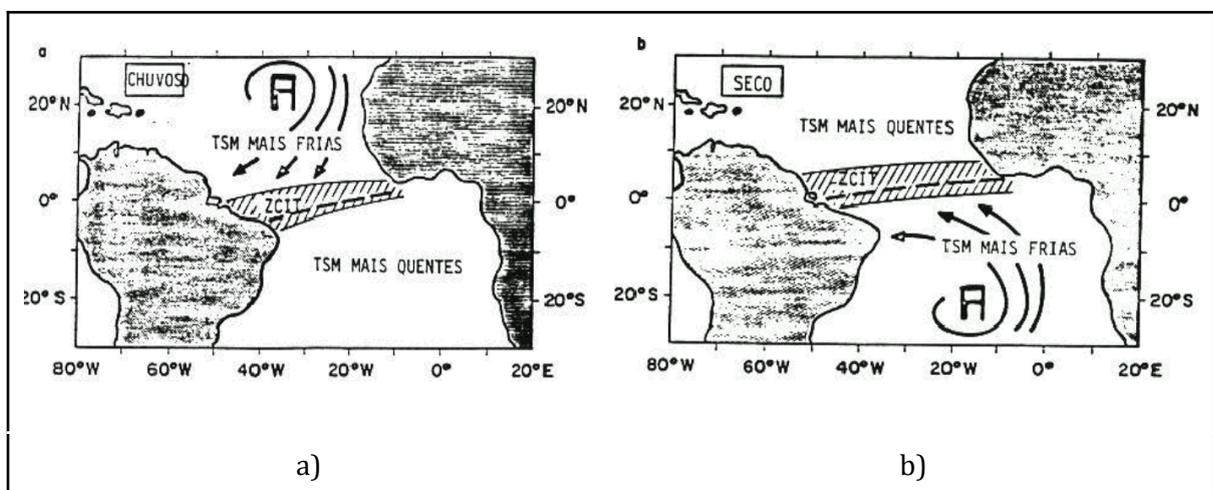


Figura 3: ZCIT pela TSM na estação chuvosa (a) e seca (b) no NEB. Fonte: Nobre e Molion, 1986.

Estas condições anômalas causam instabilidade, promovendo a formação de nuvens convectivas densas. Consequentemente, a identificação da ZCIT muitas vezes é feita através de imagens de satélite (Xavier et al., 2000; Uvo, 1989).

3.1.3 Estrutura vertical e horizontal

Os padrões de nebulosidade, vapor d'água e precipitação no Atlântico Equatorial mostram uma circulação vertical ascendente localizada 100 km ao Sul da linha de confluência do vento ao nível da superfície (Hastenrath, 1984).

Em contraste com o modelo conceitual global, a distribuição de temperatura ao longo do perfil vertical da ZCIT no Atlântico Equatorial revela a presença de um núcleo quente (Estoque e Douglas, 1978). Além disso, na seção vertical da ZCIT, observa-se em baixos níveis a presença de ventos mais calmos.

Em torno de 700 hPa há perturbação significativa na direção dos ventos (Fig. 4b) (Godbole e Ghosh, 1975), alta concentração de umidade e movimentos ascendentes. É importante notar que essa região não está diretamente localizada sobre a linha de confluência dos ventos na superfície no modelo conceitual.

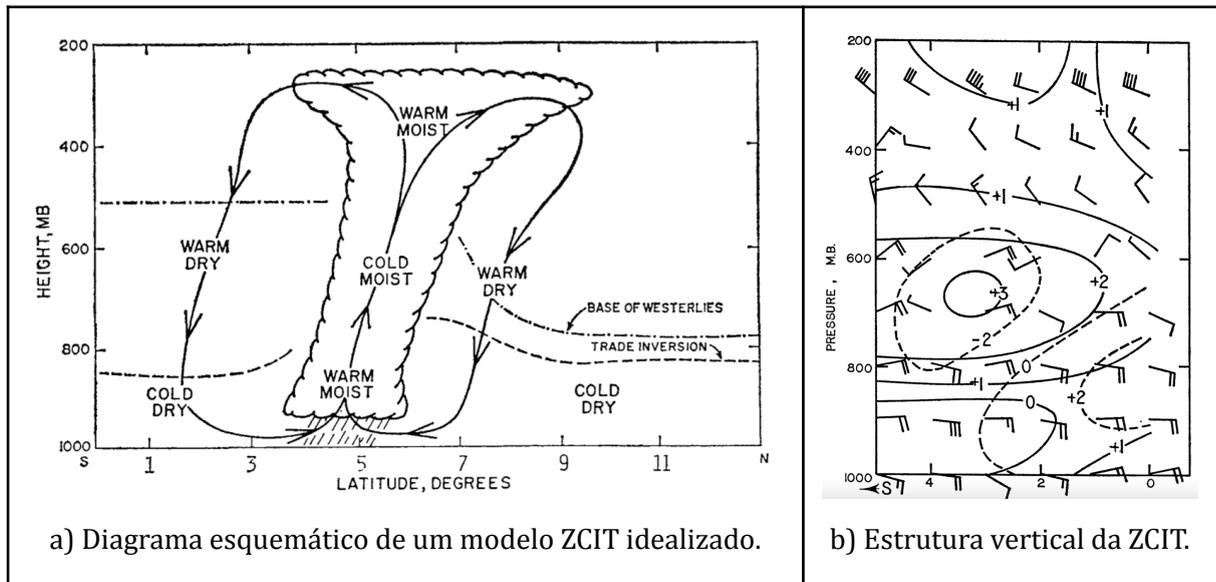


Figura 4: (a) Modelo conceitual da ZCIT. (b) Seção transversal da ZCIT. Temperatura - linhas contínuas; razão máxima (g/kg) - linhas tracejadas; vento (nós) - farpas. Fonte: Estoque, 1975.

3.1.4 Banda dupla da ZCIT

As bandas duplas da ZCIT no Atlântico ocorrem com maior frequência em março e abril e estão localizadas a 2° N e 2° S de latitude (Fig. 5), respectivamente, com uma distância de 4° entre elas (Teodoro et al., 2019). Sua duração está diretamente relacionada à quantidade de precipitação registrada na região afetada (Uvo, 1989).

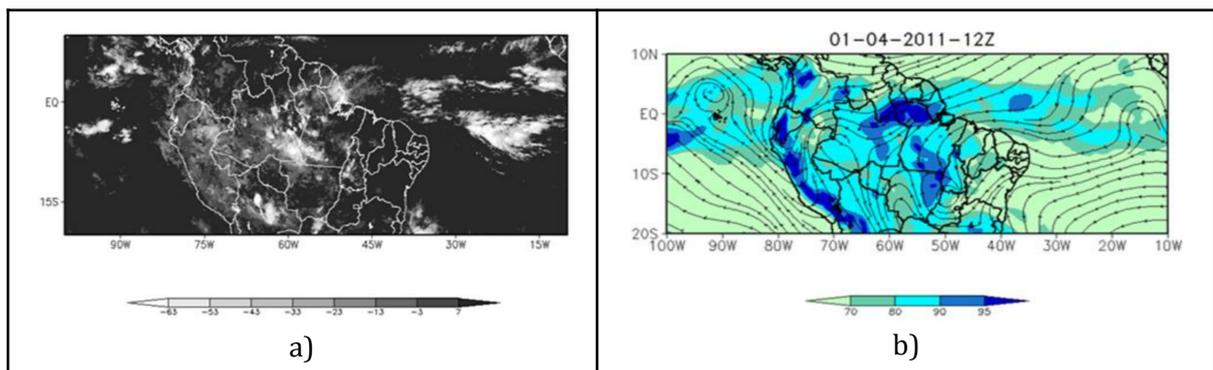


Figura 5: ZCIT dupla. a) Imagens de satélite do canal infravermelho; e b) umidade relativa com linhas de corrente em 925 hPa. No dia 01/04/2011 às 12h UTC. Fonte: Teodoro et al., 2019.

Em geral, as bandas duplas são encontradas em áreas oceânicas com anomalias positivas de TSM, o que evidencia a interação oceano-atmosfera (Hastenrath, 1991; Asnani, 1993; Leitzke, 2001). Essas bandas se formam devido à divergência do vento causada pela invasão de água fria em uma região quente da ZCIT, resultando em sua divisão em duas bandas distintas.

A existência dessas bandas pode ser observada por meio de imagens de satélite e pela

análise dos campos de Radiação de Onda Longa (ROL). A estrutura vertical do vento meridional na ZCIT é caracterizada pela presença de dois picos de intensidade (vertical) entre as altitudes de 850 e 300 hPa (Chen et al., 2014). Nesse contexto, ocorre a formação de convecção rasa dentro da convecção profunda, que tende a ser suprimida devido à entrada de ar seco e frio em médios níveis.

3.1.5 Precipitação e fenômenos meteorológicos associados

A convergência dos Ventos Alísios (VA), associada a ZCIT, é caracterizada pela sua confluência em altitudes mais baixas e difluência em altitudes mais elevadas. Essa confluência/convergência resulta na ascensão do ar e, portanto, exerce controle sobre a formação de precipitação (Schneider et al., 2014).

Djuric (1994) se refere à ZCIT como Frente Intertropical (Fig. 6). Essa zona está localizada entre os VA de ambos os hemisférios, normalmente situada dentro de 10° de latitude, mas também pode atravessar o equador.

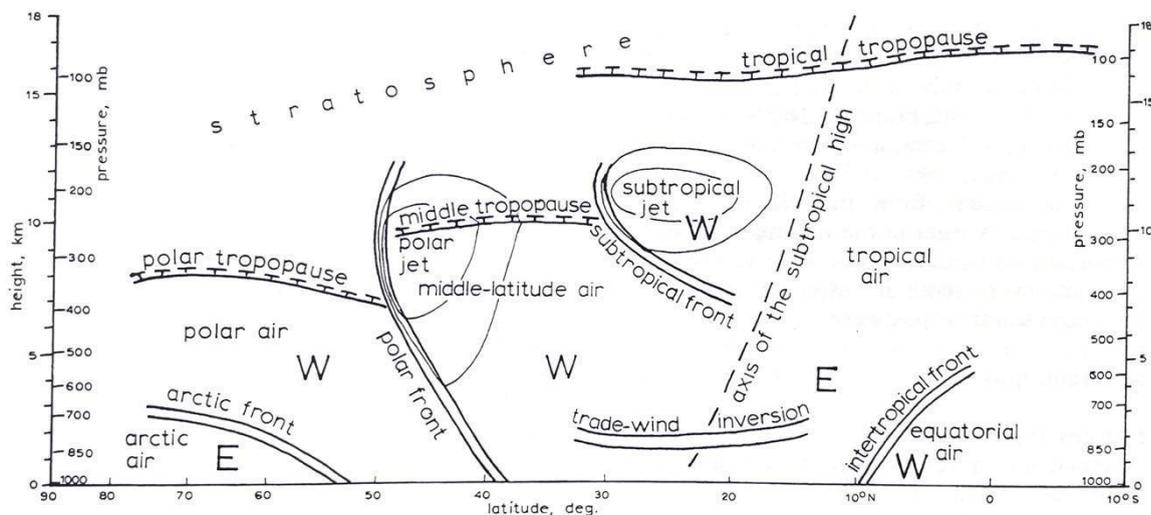


Figura 6: Estrutura da atmosfera em uma seção meridional vertical. E e W - direções predominantes do vento. Fonte: Djuric, 1994.

A ZCIT é conhecida por apresentar a precipitação mais intensa na Terra, conforme observado por Schneider et al. (2014). Essa intensificação ocorre norte do NEB durante os meses de março e abril, como relatado por Hastenrath & Heller (1977). Neste período, fatores de circulação geral promovem a convergência de correntes tanto na região do NEB quanto ao longo da faixa da ZCIT, que se desloca para o Sul.

Essa movimentação está relacionada ao aumento do aquecimento do Oceano Atlântico Equatorial Sul (Moura & Shukla, 1981), resultando em diminuição da subsidência atmosférica e maior convecção acima do NEB. Essas condições contribuem para o aumento da temperatura das águas equatoriais e favorecem maior umidade e instabilidade em níveis baixos (Fig. 7) (Carvalho & Oyama, 2013).

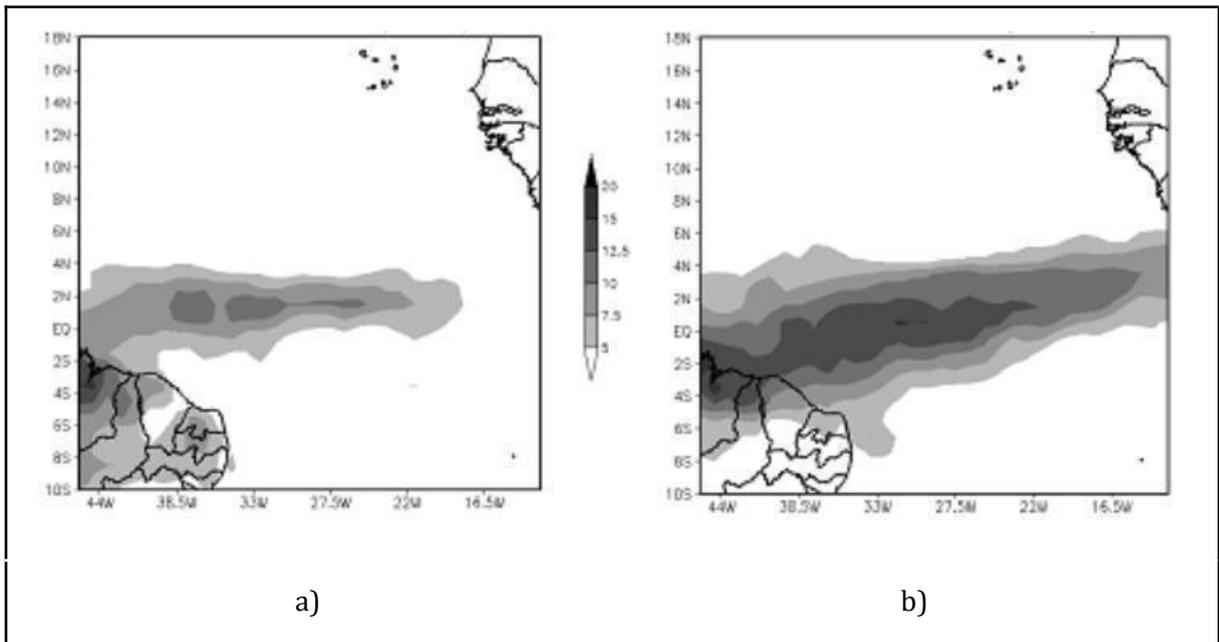


Figura 7: Eventos de precipitação (mm/dia) da ZCIT com largura pequena em março (a) e grande em abril (b) durante 10 anos (1999-2008). Fonte: Carvalho & Oyama, 2013.

3.2 Vórtice Ciclônico de Altos Níveis - VCAN

A convecção profunda (em níveis superiores) pode ser iniciada pelo cavado de uma frente fria ou pela presença de baixa pressão em altos níveis (Holton, 2004), entre 300 e 200 hPa, os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs). Este sistema possui uma circulação ciclônica fechada e um centro mais frio que sua periferia (Gan, 1982; Repinaldo et al., 2020).

A estrutura do VCAN apresenta um movimento descendente do ar frio e seco no centro, enquanto o ar quente sobe na periferia, gerando uma circulação térmica direta (Frank, 1966; Kousky e Gan, 1981; Gan, 1982) (Fig. 8).

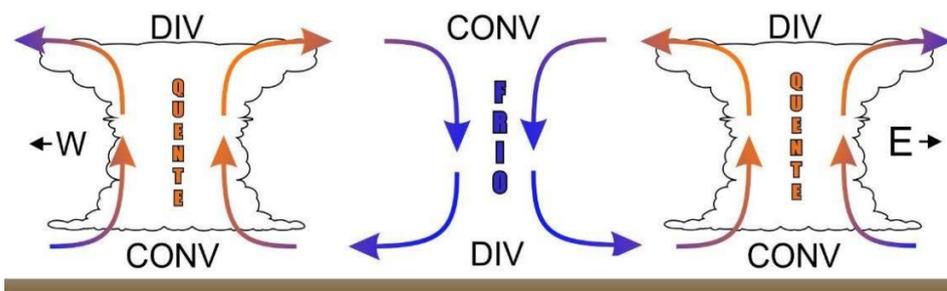


Figura 8: Estrutura vertical de um VCAN (adaptado). Fonte: Kousky e Gan, 1981.

O processo clássico de formação do VCAN é definido pela corrente acima da crista amplificada pela Alta da Bolívia (AB), devido à forte advecção de ar quente em baixos níveis,

causada pela entrada de um sistema frontal subtropical (Fig. 9). Isso influencia as chuvas do NEB, devido à proximidade do vórtice (Kousky e Gan, 1981; Gan, 1986).

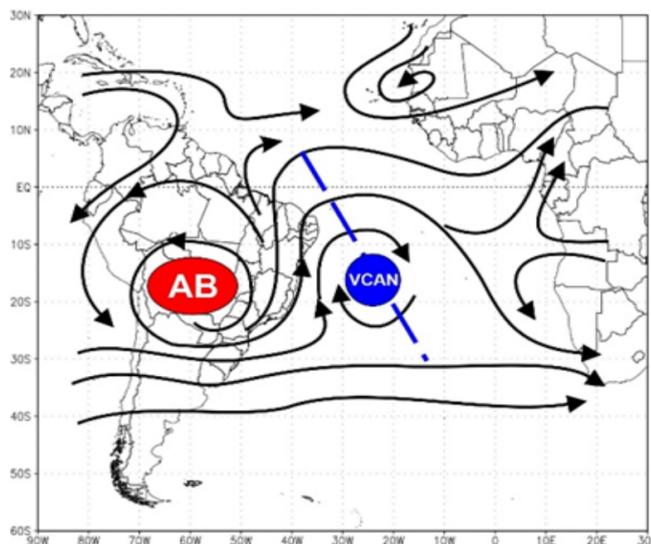


Figura 9: Processo de formação do VCAN clássico. Fonte: Fedorova, 2018.

Mesmo enfraquecidas, as frentes ainda podem produzir chuvas significativas na região, especialmente quando encontram áreas de instabilidade atmosférica (Veber, 2011; Veber et al., 2020). Estudos sugerem que a presença de VCANs na região pode intensificar as chuvas associadas às frentes, ao promover a ascensão de ar úmido e instável (Gan, 1982).

Quando as frentes frias ou suas extremidades chegam no NEB, inicialmente pela Bahia (Gan e Kousky, 1986), e há um encontro com os VCANs, forma-se tempo bom na região Sul e central do Nordeste e provocam chuvas no setor do litoral Norte.

3.3 Alta da Bolívia - AB

A AB manifesta-se como um anticiclone na alta troposfera, particularmente durante o verão na América do Sul (AS). Sua localização (Fig. 10a) e intensidade são altamente variáveis devido ao aumento da convecção em baixos níveis (Fig. 10b) na região Amazônica (André, 1988).

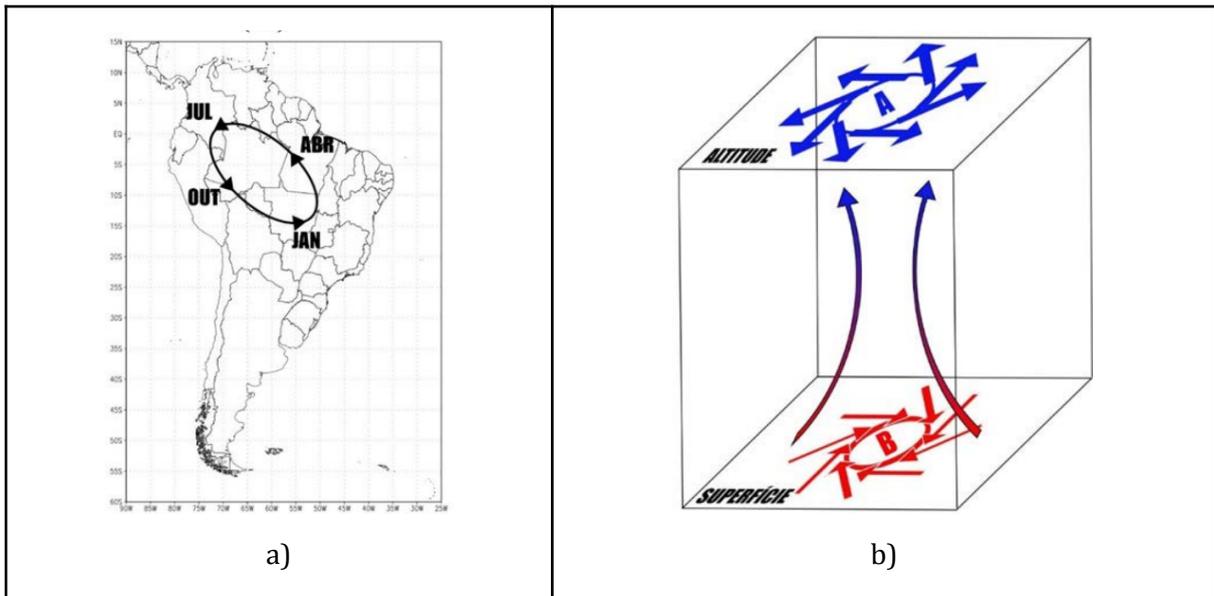


Figura 10: (a) Variação anual da localização da AB e (b) estrutura vertical. Fonte: Molion, 2008.

A interligação entre a Alta da Bolívia e os sistemas sinóticos, especialmente as Extremidades Frontais (EF), tem sido objeto de estudo na comunidade científica. Foram realizados estudos que compreendem a circulação atmosférica e os padrões climáticos resultantes desta interação no NEB (Ambrizzi e Rocha, 2007; Rao et al., 2008).

Os resultados acerca da distribuição das precipitações no espaço e no tempo enfatizaram o notável efeito da AB na ocorrência de chuvas intensas. Essas análises reiteram a relevância das EF nos eventos de chuvas extremas, evidenciando a relação sinótica entre a AB e as EF que influenciam a região do NEB.

3.4 Influência das Correntes de Altos Níveis

As fortes correntes de vento em altos níveis (300 - 200 hPa), Correntes de Jato (CJ), interagem com as ZF devido aos seus movimentos meridionais. Quando uma CJ se desloca em direção ao Sul, ela pode encontrar uma ZF na região subtropical. Nessa situação, a CJ tende a se curvar em torno da frente e criar um padrão ondulado. Essas ondulações podem dar origem às chamadas "ondas baroclínicas", que são responsáveis pela formação e intensificação de sistemas meteorológicos, como frentes e ciclones (Fedorova, 1999; Fedorova et al., 2016, 2018).

3.4.1 Fluxos de altos níveis

O modelo de circulação transversal na CJ de alta troposfera foi inicialmente desenvolvido por Riehl et al. em 1952 (Fig. 11), indicando as regiões de convergência e divergência em altos níveis (300 - 200 hPa). Posteriormente atualizado por Beebe e Bates em 1955 com mais informações sobre os efeitos de curvatura. A revisão realizada por Reiter em 1969 enfatizou o interesse nos sistemas meteorológicos que se formam nas proximidades da CJ.

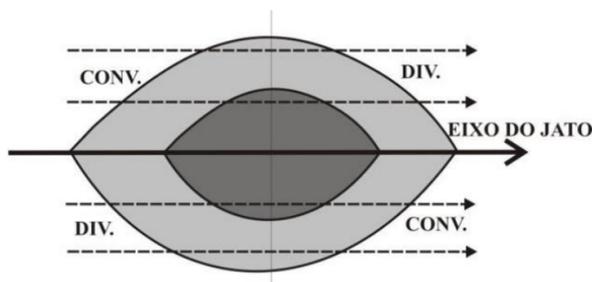


Figura 11: Modelo conceitual de circulação (entrada e saída) da CJ para o HN. Linhas contínuas representam as isotacas e as tracejadas são as linhas de corrente. Fonte: Beebe e Bates, 1955.

De acordo com Beebe e Bates (1955), uma corrente de jato com curvatura ciclônica exibe divergência e convergência mais pronunciadas no lado ciclônico (Fig. 12a). Por outro lado, nos jatos com curvatura anticiclônica, a situação é oposta (Fig. 12b).

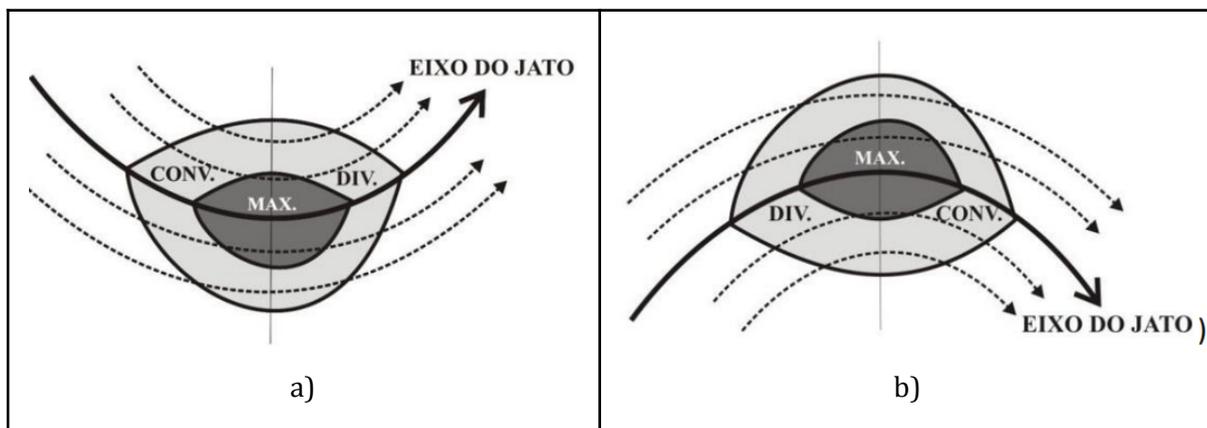


Figura 12: Modelo conceitual da circulação transversal (entrada e saída) da CJ com curvatura ciclônica (a) e anticiclônica (b) para o HN. Fonte: Adaptado de Beebe e Bates, 1955.

As frentes podem ocasionalmente atingir a região do NEB, desencadeadas por perturbações nas CJ (Albuquerque, 2022), pois isso promove ar polar descendente em direção às latitudes mais baixas. Quando essas frentes chegam ao NEB, podem causar mudanças abruptas nas condições meteorológicas, levando a um aumento na precipitação, redução da temperatura e, até mesmo, ventos intensos.

De acordo com estudo recente de Santos (2021a) e Santos et al. (2021b), a conexão entre as CJ, em ambos os hemisférios, desempenham um papel fundamental na formação de eventos climáticos extremos no NEB. A autora definiu que o fator mais importante é o processo meridional.

Os sistemas frontais, que tendem a avançar para latitudes mais baixas, estão geralmente associados a Cavado em 200 hPa e baixos níveis com inclinação horizontal para Noroeste (Oliveira, 1986). Isto contribui para uma forte advecção do ar frio em direção ao interior do continente e subsidência atrás da frente, formando uma região de céu claro (Albuquerque, 2022).

Ou seja, a propagação do escoamento de corrente em níveis elevados (200 hPa) é ondulatória, através de cristas e depressões, permitindo assim a troca de ar ao longo dos hemisférios. O ar frio dos pólos se move em direção ao equador (cavado), enquanto o ar quente do equador se move em direção aos pólos (crista).

A amplitude da onda determina as condições climáticas. Quando é muito grande, o escoamento é meridional, o que cria intensas cristas, depressões e gradientes de ar quente e frio. Ou seja, tal amplitude gera uma conexão entre os sistemas frontais e a ZCIT (Vaz, 2014).

As ondas planetárias geram e mantêm escoamento de altos níveis na atmosfera, como resultado de sua interação com as ZF meridionais. Isto ocorre devido ao contraste de temperatura entre o ar polar e o ar tropical que é mais intenso na direção norte-sul com o desenvolvimento das ondas longas de Rossby.

Portanto, quando as zonas frontais possuem extensão meridional, estão associadas a intensas ondas de Rossby, que por sua vez estão intimamente ligadas a escoamentos de alto nível. Essas ondas influenciam a amplitude e a posição das CJs, bem como a formação de sistemas climáticos causadores de tempestades

Os fatores que favorecem a propagação das ondas meridionais em direção ao equador já foram definidos (Cruz, 2008; Muanza, 2018). Tais estudos utilizaram dados de diversas fontes e diferentes metodologias, com curtos e longos períodos de tempo (Cruz, 2004 - 2006; Muanza, 2008 - 2017).

Ambos concluíram que os sistemas sinóticos de apoio são os principais combustíveis para que os sistemas frontais cheguem ao NEB. Os modelos conceituais dos estudos citam principalmente processos frontogênicos (regeneração das ZF), aumento da nebulosidade convectiva na periferia frontal e/ou influência de um VCAN através de suas correntes ascendentes na periferia (200 hPa). Todos os processos que contribuíram para que a ZF chegasse ao NEB foram resumidos em Fedorova & Levit 2023a.

3.4.2 *Dinâmica das ondas de Rossby*

Ondas de Rossby são ondas planetárias sub-inerciais de escala sinótica, funcionam como mecanismos de transporte de energia. Sua força restauradora surge por causa da conservação da vorticidade potencial (Rossby, 1939).

Um dos indicadores de sua presença é a anomalia na densidade do oceano gerado pelo armazenamento de calor, caracterizado pela variação geopotencial baroclínica (Polito, 2000; Yamashita, 2012).

A propagação das longas ondas de Rossby ocorre predominantemente de forma zonal (Polito e Cornillon, 1997), o que impacta os campos de TSM (Oliveira, 2010). De maneira mais específica, tal influência gera elevações associadas à superfície e dos deslocamentos verticais da termoclina através das interações oceano-atmosfera. Esses fenômenos resultam na presença de um intenso gradiente meridional de temperatura, ocasionando anomalias de TSM por advecção horizontal.

A equação de dispersão das ondas de Rossby descreve como a frequência (f) e o número

de onda (k) estão relacionados à velocidade de fase (c). A equação (1) de dispersão de Rossby é dada por (Godske, 1957):

$$f = c * k \quad (1)$$

Onde f é a frequência de Coriolis, uma constante devido à rotação da Terra; c é a velocidade de fase das ondas de Rossby; e k é o número de onda, que está relacionado ao comprimento de onda das ondas de Rossby.

A velocidade de fase (c) é a velocidade com a qual o pico da onda se move no espaço, enquanto a velocidade de grupo (c_g) é a velocidade com a qual a amplitude da onda se move. A velocidade de fase das ondas de Rossby é geralmente menor do que a velocidade de grupo, o que resulta em um deslocamento lento das ondas no espaço (Madden, 1979).

A teoria básica de propagação de ondas de Rossby e experimentos numéricos idealizados são fundamentais para nossa compreensão das complexas interações na atmosfera. Essas ondas, que podem ser classificadas em longas e curtas, desempenham papéis cruciais na dinâmica climática, afetando desde padrões climáticos globais até sistemas climáticos locais (Ambrizzi, 1993).

As ondas longas de Rossby, caracterizadas por comprimentos de onda maiores que a circunferência da Terra, são agentes de mudanças climáticas em grande escala. Elas se propagam lentamente pelas latitudes, influenciando padrões climáticos planetários. A teoria básica de propagação de ondas de Rossby e experimentos numéricos realizados servem como ferramentas valiosas para entender esses fenômenos em condições em que o fluxo básico não é simétrico e a forçante é constante. Observações e modelos indicam a existência de guias de onda fortes nas regiões dos jatos asiáticos e atlânticos no inverno e, em menor grau, no HS (Ambrizzi, 1993).

Durante o inverno austral, observações e suporte teórico apontam para padrões de teleconexão no HS, que, de forma semelhante ao HN, tendem a orientar-se na direção zonal e coincidir com as principais CJ (Fig. 13). Essas conexões são importantes para compreender como os fenômenos climáticos em uma parte do globo podem influenciar outras áreas distantes (Ambrizzi, 1995). Embora haja evidências de propagação em direção ao equador a partir de ambos os hemisférios, a propagação transequatorial é menos comum.

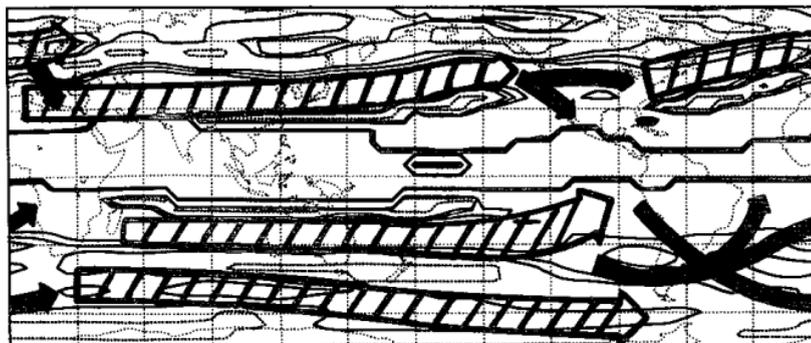


Figura 13: Esquema da propagação preferível deduzido do comportamento padrão das ondas de Rossby. Fonte: Ambrizzi, 1995.

Além disso, durante as condições de La Niña, um fenômeno interessante ocorre no Pacífico Norte, onde um trem de ondas se propaga para leste ao longo do jato asiático, cruza o equador e interage com a ZCAS através de uma janela equatorial no Pacífico Leste (Braga, 2022). Isso demonstra a complexidade das interações entre sistemas climáticos em diferentes partes do mundo.

As ondas curtas de Rossby, por sua vez, têm comprimentos de onda menores e estão associadas a perturbações atmosféricas de menor escala. Elas podem se propagar mais rapidamente, afetando sistemas climáticos locais e regionais. As observações e modelos sugerem que essas ondas podem ser aprisionadas dentro das correntes de jato subtropicais e polares, atuando como guias de onda (Ambrizzi, 1995).

No geral, a pesquisa e observações em ondas de Rossby são fundamentais para a compreensão da dinâmica climática global, fornecendo mais clareza sobre como os sistemas climáticos interagem e influenciam uns aos outros, desde padrões climáticos planetários até fenômenos locais. Ou seja, é essencial para previsões mais precisas em relação às mudanças climáticas.

3.4.3 Núcleo de ondas planetárias

O geopotencial (Φ) é uma medida do potencial gravitacional da atmosfera e está relacionado diretamente com a distribuição vertical e horizontal de massa na atmosfera (Muanza, 2018). O campo de altura geopotencial (Ag) representa as variações de altitude em relação a uma superfície de referência, geralmente em relação ao nível médio do mar (detalhes e equações estão descritos na Metodologia, Seção 4, p. 38-41).

Ao examinar os campos de altura geopotencial, é possível identificar a intensidade das ondas de Rossby através da presença de cristas (áreas de alta pressão) e cavados (áreas de baixa pressão). A intensidade das ondas está relacionada à magnitude das variações de altura geopotencial nessas cristas e cavados. Quanto maiores forem as variações, maior será a intensidade das ondas (Albuquerque, 2022).

Além disso, a análise dos campos de altura geopotencial permite identificar o número de ondas presentes em determinada região e se a sua orientação é zonal ou meridional (Leite, 2022). Esse parâmetro é identificado através da diferenciação da variação da altura geopotencial da parcela no nível de 200 hPa dentro do período de um dia, ou seja, subtraindo o momento atual do momento de 18 horas antecedentes. Assim, é possível relacionar a profundidade e inclinação do núcleo com sua intensidade.

A partir destes mapas, os núcleos negativos são classificados como meridionais quando a inclinação de seu eixo principal é superior a 30° de latitude e mais profundo do que -300 km. (Fig. 14) (Leite, 2022).

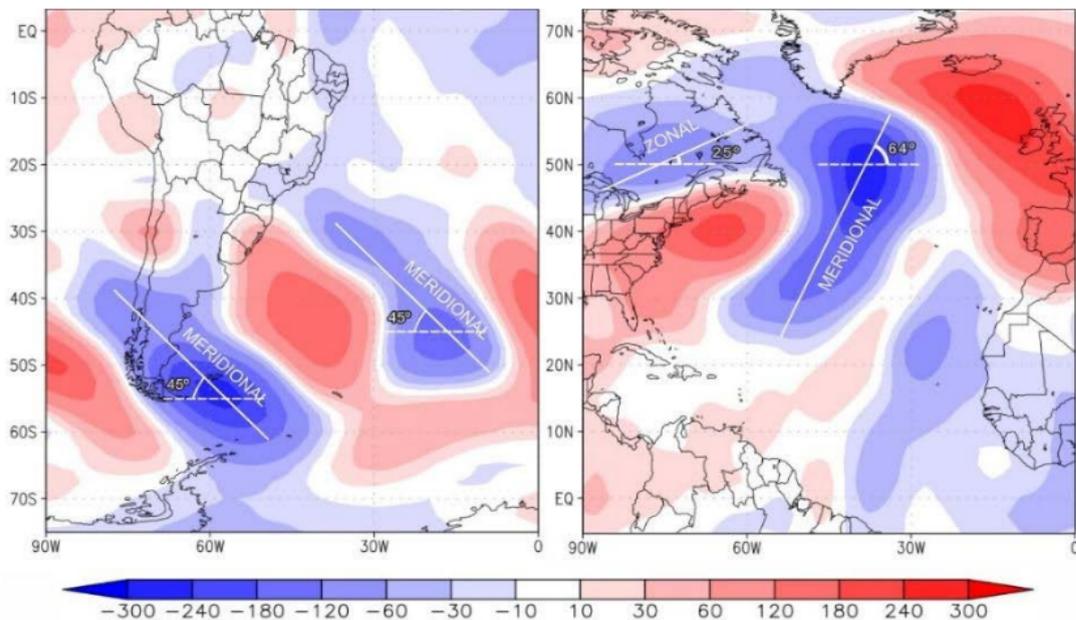


Figura 14: Identificação dos núcleos em 200 hPa. Fonte: Leite, 2022.

3.5 Zonas Frontais - ZF

As zonas frontais são as regiões de transição entre massas de ar quente de origem tropical e ar frio de origem polar. Portanto, ocorrem gradientes acentuados de temperatura e umidade, levando ao desenvolvimento de instabilidade e formação de ciclones baroclínicos com zonas frontais.

A variação sazonal no deslocamento das frentes, para latitudes mais baixas, expressa uma diminuição da frequência no verão e um aumento no inverno (Andrade, 2005).

3.5.1 Identificação das ZF

A ZF é localizada entre áreas com advecção fria e quente, o que indica a existência de uma transição acentuada nas propriedades termodinâmicas ao longo dessa região. A determinação das frentes é realizada com base em diversos critérios semelhantes aos da ZCIT, que incluem informações obtidas por meio de dados de satélite e diferentes campos meteorológicos, como pressão atmosférica, além também das linhas de corrente, temperatura, espessura, laplaciano da pressão, umidade e outros (Fedorova e Carvalho, 2000).

Na superfície, a intensidade e o posicionamento dos sistemas de alta e baixa pressão, no contexto das ondas planetárias de Rossby, desempenham um papel importante no deslocamento das Frentes Frias (FF). A presença de Alta mais intensa sobre o Pacífico e menos intensa sobre o Atlântico favorece o avanço das frentes, enquanto pressões ligeiramente mais altas sobre o centro-sul do Brasil, juntamente com subsidência atmosférica, impedem o avanço dos sistemas frontais (Andrade, 2005).

Diferentes autores utilizam diversas abordagens para identificar as frentes, como o uso de imagens de satélite (Parmenter, 1976), mudanças na direção do vento (Kousky, 1979), variações diárias na temperatura do bulbo úmido e campos horizontais de temperatura potencial equivalente (Cruz, 2008). Esses métodos contribuem para uma compreensão mais abrangente dos sistemas frontais e suas características em contextos variados de pesquisa meteorológica.

O exemplo a seguir mostra a identificação da periferia frontal no NEB e no oceano adjacente (Atlântico). Uma faixa de nebulosidade de um ciclone baroclínico é visível em imagens infravermelhas de satélite (Fig. 15a). Os mapas de pressão e vorticidade relativa (Fig. 15b, c) mostram o primeiro ciclone baroclínico (B1, centrado em 50 °S) e um novo ciclone com uma isóbara fechada (B2, centrado em 25 °S).

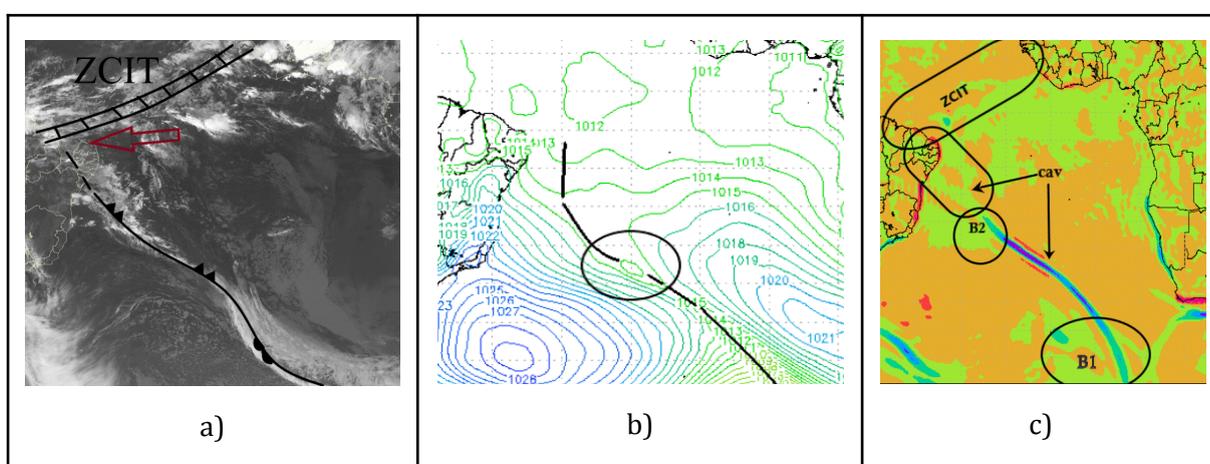


Figura 15: Imagem de satélite, canal infravermelho (a); mapa de PNS (b); vorticidade relativa em 1000 hPa (c). 29/04/2015 às 00h UTC. Fonte: Gomes Muanza, 2018; Gomes Muanza et al. 2021, CPTEC/INPE, 2018.

Essas características não foram observadas juntas em latitudes tropicais. Normalmente, apenas um desses mapas mostra a presença da zona frontal na região tropical, a confluência de linhas de corrente nos níveis baixos e a vorticidade ciclônica são características mais comumente associadas à zona frontal nesta região.

Os critérios para determinar a posição da zona frontal em ciclones baroclínicos (Pettersen, 1956; Bluestein, 1993; Smith et al., 1995; Djuric, 1994; Fedorova, 1999, 2008b,c; Fedorova & Carvalho, 2000; Simmonds et al., 2012; Fedorova et al., 2016) podem ser aprimorados considerando os seguintes aspectos:

- 1) Mapas de pressão e vorticidade indicam a presença de um cavado associado ao ciclone baroclínico em baixos níveis (1000 e 925 hPa)
- 2) Convergência nas linhas de corrente, desde baixos níveis até 850 hPa, indicando a presença de um padrão de circulação da ZF.
- 3) Gradiente de temperatura elevado ao nível da superfície e na camada da ZF:

Para este último, utiliza-se a análise dos seguintes mapas para essa determinação: a) mapas de temperatura em 1000 hPa, b) mapas de espessura em 1000/500 hPa e c) advecção térmica em 925 e 850 hPa. Esses mapas permitem identificar a variação espacial da temperatura da região de transição entre a massa de ar fria e a massa de ar quente.

Entretanto, o critério de identificação mais adequado, em regiões tropicais, é a variação da temperatura potencial equivalente (θ_e) (Bolton, 1980; Gemiacki, 2005; Cruz, 2008; Fedorova et al., 2016; Muanza Gomes, 2018; Muanza Gomes et al., 2021), já que sua distribuição horizontal mostra uma onda de calor e sua advecção à frente do sistema e uma onda de ar frio atrás dele.

No exemplo a seguir, a depressão do ciclone B1 se funde com o ciclone B2. Além disso, outro cavado na região equatorial se aproxima do ciclone B2 pelo Noroeste. A confluência do escoamento de ar ao longo desses cavados pode ser observada nas linhas de corrente (Fig. 16a). Os valores mais altos e negativos de $Adv\theta_e$ estão associados à advecção de ar frio atrás da frente fria e em sua periferia (Fedorova et al., 2016) (Fig. 16b).

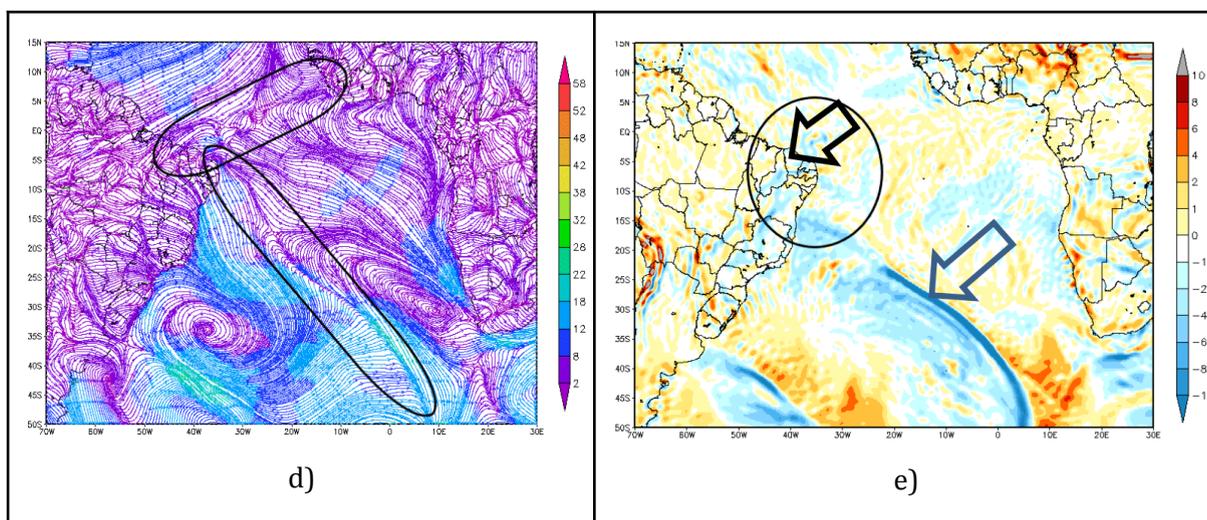


Figura 16: Linhas de corrente em 1000 hPa (a); mapa de $Adv\theta_e$ (K/s, b). 29/04/2015 às 00h UTC. Fonte: Gomes Muanza, 2018; Gomes Muanza et al. 2021, CPTEC/INPE, 2018.

3.5.2 Estrutura vertical

Ocorre interação entre massas de ar de diferentes características em uma FF, em uma Frente Quente (FQ) e em um centro de baixa pressão em superfície conhecido como ciclone ou vórtice frontal. Esses sistemas frontais exibem alta assimetria em sua forma e forte gradiente de temperatura para chegar ao NEB. São intensamente baroclínicos, ou seja, suas propriedades mudam significativamente com a altura (Holton, 1979).

A Figura 17 ilustra a evolução de um sistema frontal no Hemisfério Sul. O centro de baixa pressão (B) representa o núcleo do sistema, enquanto a frente fria é representada pela prolongação do cavado definido pelas linhas isobáricas (linhas contínuas). As áreas hachuradas indicam as regiões onde ocorrem precipitações.

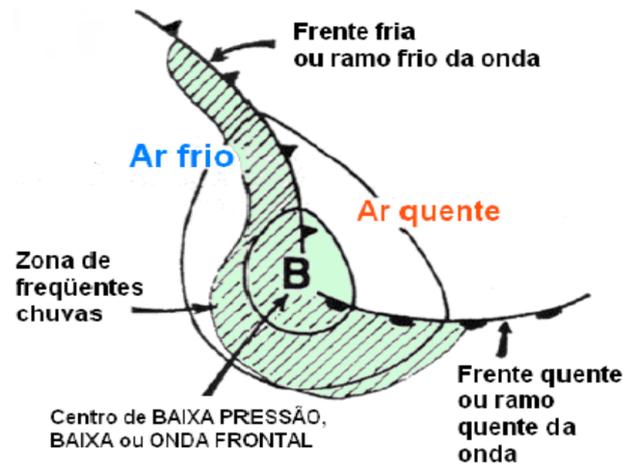


Figura 17: Sistema frontal em evolução no HS. Fonte: Varejão-Silva, 2001.

A estrutura vertical da zona frontal na região tropical apresenta gradientes de diversas variáveis mais intensas em médios níveis (Sinhorì, 2015). Esta característica é observada na temperatura (Fig. 18a), Temperatura Potencial Equivalente (θ_e , Fig. 18b) e vorticidade relativa.

Entretanto, a melhor característica para identificação frontal em uma seção vertical é o intenso gradiente de θ_e em médios níveis (Fig. 18b), em torno da camada de 800 - 500 hPa. Tal inclinação indica a propagação vertical de uma FF.

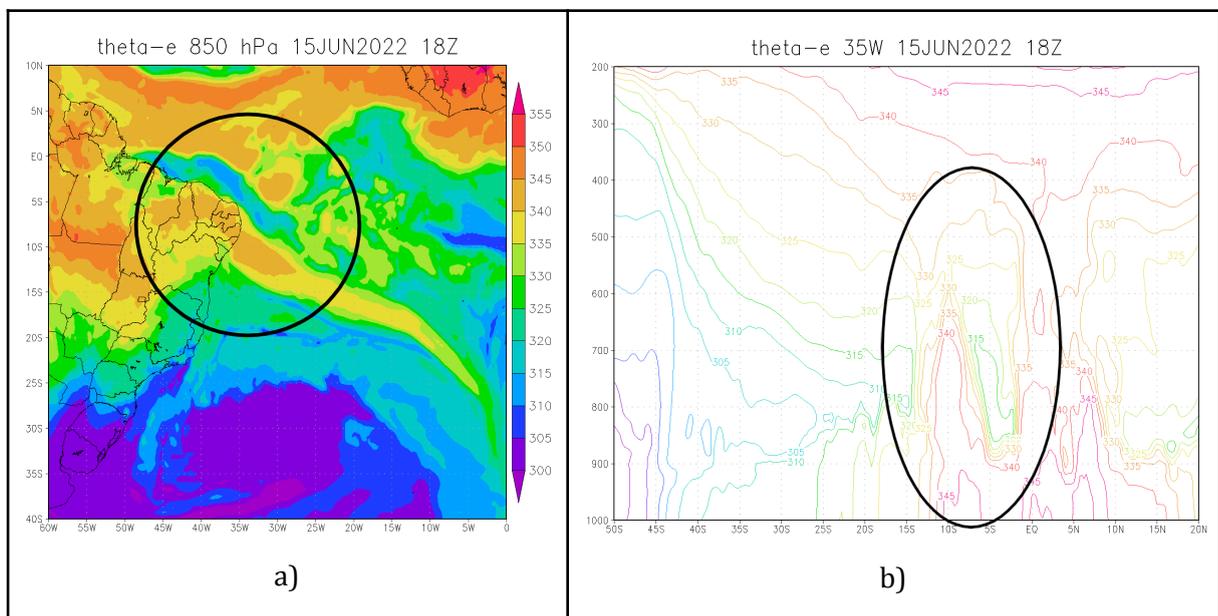


Figura 18: Estrutura da zona frontal em 15 de junho de 2022, 18h UTC. Campos de θ_e : a) no corte horizontal ao nível 850 hPa; e b) no corte vertical ao longo da longitude 35° W.

Fonte: Autor, 2023; ECMWF - ERA 5.

Senhorì (2015) conduziu um estudo sobre a estrutura vertical das frentes frias que se deslocam do Sul para o NEB. Esse estudo baseou-se em dados coletados durante o experimento Rio Grande Atmospheric Sounding Campaign (RiGASC) em 2009. As análises das propriedades termodinâmicas das FF durante sua passagem empregou radiossondagens e imagens de satélite.

Durante a pesquisa, foi observado que o avanço da FF é acompanhado por um aumento na espessura da camada mista (um incremento na altitude da camada de nuvens). Isto pode ser explicado pela entrada de ar frio e seco na superfície. Adicionalmente, verificou-se a presença de uma camada de inversão espessa próxima à superfície, indicativa de um aumento na estabilidade atmosférica.

3.5.3 Frontogênese e ciclogênese

Os primeiros estudos sobre regiões frontogenéticas ao redor do mundo foram conduzidos por Satyamurty e Mattos (1989). Suas conclusões apontaram que o prolongamento frontogenético permite que os processos ciclogenéticos ocorram durante o avanço da FF em direção ao NEB.

Um indicador ou característica da frontogênese é o aumento dos gradientes de temperatura ao longo do tempo, conforme diversos estudos (Bluestein, 1993; Djuric, 1994; Satyamurty e Mattos, 1989; Schultz et al., 1998; Shultz, 2005; Fedorova, 1999, 2016, 2023a).

O processo de frontogênese mais intenso ocorre quando há advecção simultânea de ar quente e frio. Essa intensificação ocorre devido à advecção de ar frio na retaguarda da ZF e a advecção de ar quente na região frontal (Fedorova & Bakst, 1999; Saldanha et al., 2010).

A Advecção de Temperatura (AdvT) expressa o ar frio e o ar quente perto do centro de um ciclone (Fig. 19a). A θ_e e seu mapa de advecção (Adv θ_e) definem com mais precisão essas ondulações pelo alto gradiente da ZF (Fig. 19b). Uma onda quente também é visível na borda frontal (Fig. 19c).

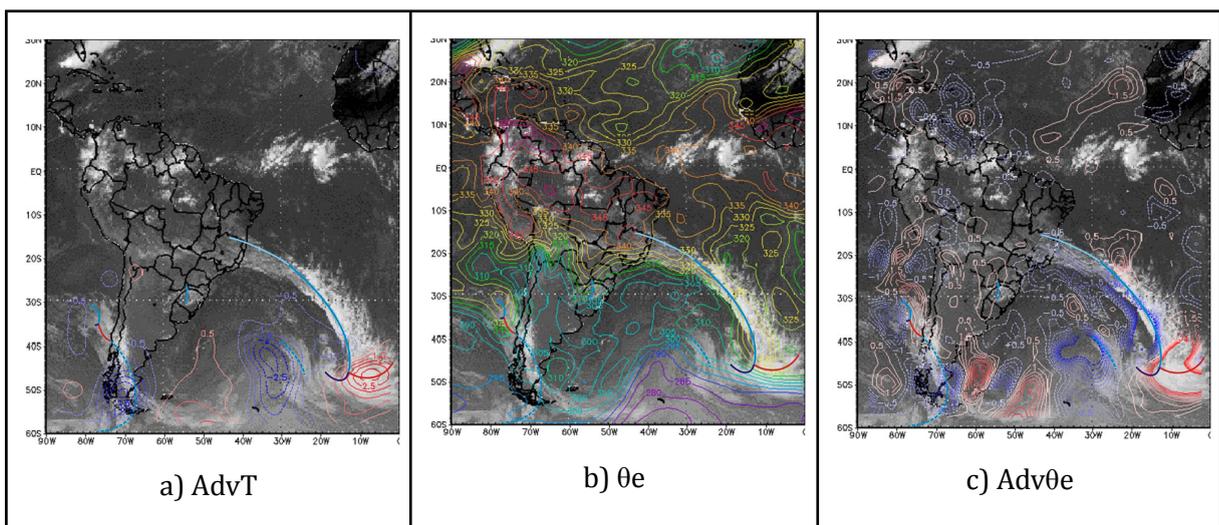


Figura 19: Identificação de ar frio e quente e sua advecção no NEB. Fonte: Cruz, 2008

O processo de ciclogênese é descrito em muitos artigos (Gan & Rao, 1991, 1994; Sinclair 1995; Fedorova, 2016, 2023a; Reboita et al., 2010). Durante o deslocamento da FF para o NEB, ocorrem frequentemente processos de ciclogênese no ciclone baroclínico (Fig. 20).

A imagem de satélite mostra uma faixa de nuvem frontal desde o centro do ciclone (isóbara fechada) (Fig. 20a). Os mapas de espessura de 1000/500 hPa mostram a posição típica de uma onda quente na frente e uma onda fria atrás de um novo ciclone (Fig. 20b).

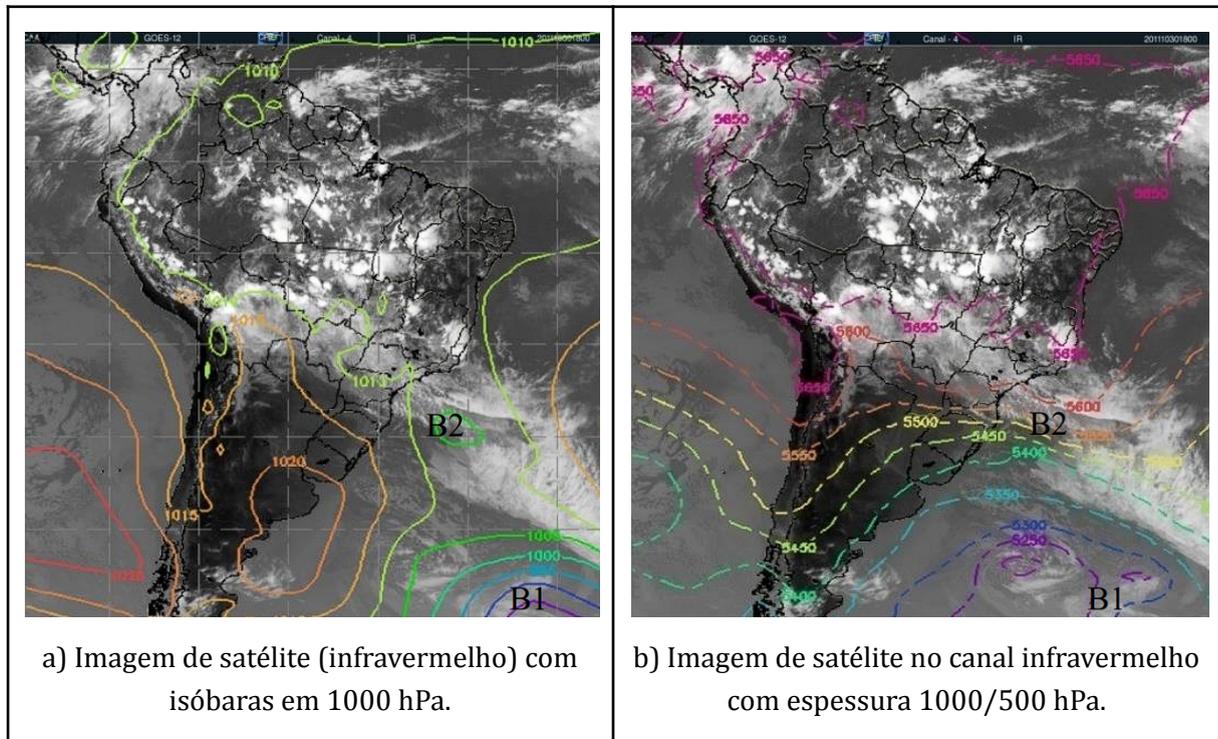


Figura 20: Processo de ciclogênese na FF do ciclone baroclínico. Fonte: Sinhori, 2015.

Portanto, o processo de frontogênese ocorre quando a intensidade do gradiente de temperatura aumenta com o tempo. O processo de frontogênese ocorre junto com o processo de ciclogênese, eles são associadas ao desenvolvimento de ciclones, que são áreas de baixa pressão atmosférica.

Resumindo os principais processos para uma FF alcançar o NEB, nota-se:

1. Ciclone baroclínico intenso.
2. Advecção de ar frio em baixos níveis (até 850 hPa), que pode ser uma FS.
3. Frontogênese em todo o processo
4. Ciclogênese em 20-30° de latitude.
5. Deslocamento do anticiclone baroclínico atrás da ZF para o NEB.
6. AB ou Alta em altos níveis (300 - 200 hPa) movida para Leste.

3.5.4 Periferia frontal

Quando a faixa de nuvens, associada à ZF, se descola do centro do ciclone baroclínico é formada a periferia da FF (Fedorova et al., 2016). Isso é bastante frequente e a parte separada da

faixa de nuvens afeta as condições do tempo no NEB. Na fase final (V), valores positivos de $Adv\theta_e$ são apresentados nas proximidades do centro ciclônico (Fig. 21).

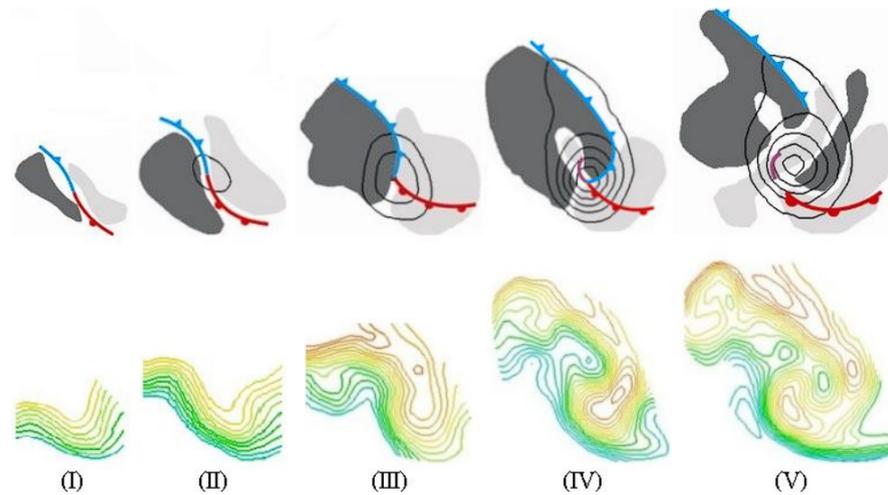


Figura 21: Evolução da ZF. Fonte: Cruz, 2008; Fedorova et al., 2016.

Diferentes tipos de nuvens foram observados na parte separada da banda. Nuvens em baixos níveis (stratus e stratocumulus) e convecção intensa com formação de cumulonimbus são predominantes (Fedorova et al, 2016).

A periferia frontal gera precipitação e fenômenos adversos mais intensos (Pontes da Silva et al, 2011). Dentre estes, há a ligação da periferia frontal com a ZCIT (Muanza Gomes, 2018; Lyra et al., 2019; e Muanza Gomes et al., 2021) e o desenvolvimento do sistema de mesoescala (Fedorova et al., 2019).

A relação entre a periferia frontal e a ZCIT pode ser visualizada por meio de imagens de satélite no canal infravermelho, como demonstrado na Figura 22a. Além disso, essa conexão pode ser observada em mapas de vorticidade relativa (Fig. 22b) e $Adv\theta_e$ (Fig. 22c). Em 10 de abril de 2010, a precipitação ultrapassou 350 mm/24h devido a essa formação (Fig. 22d).

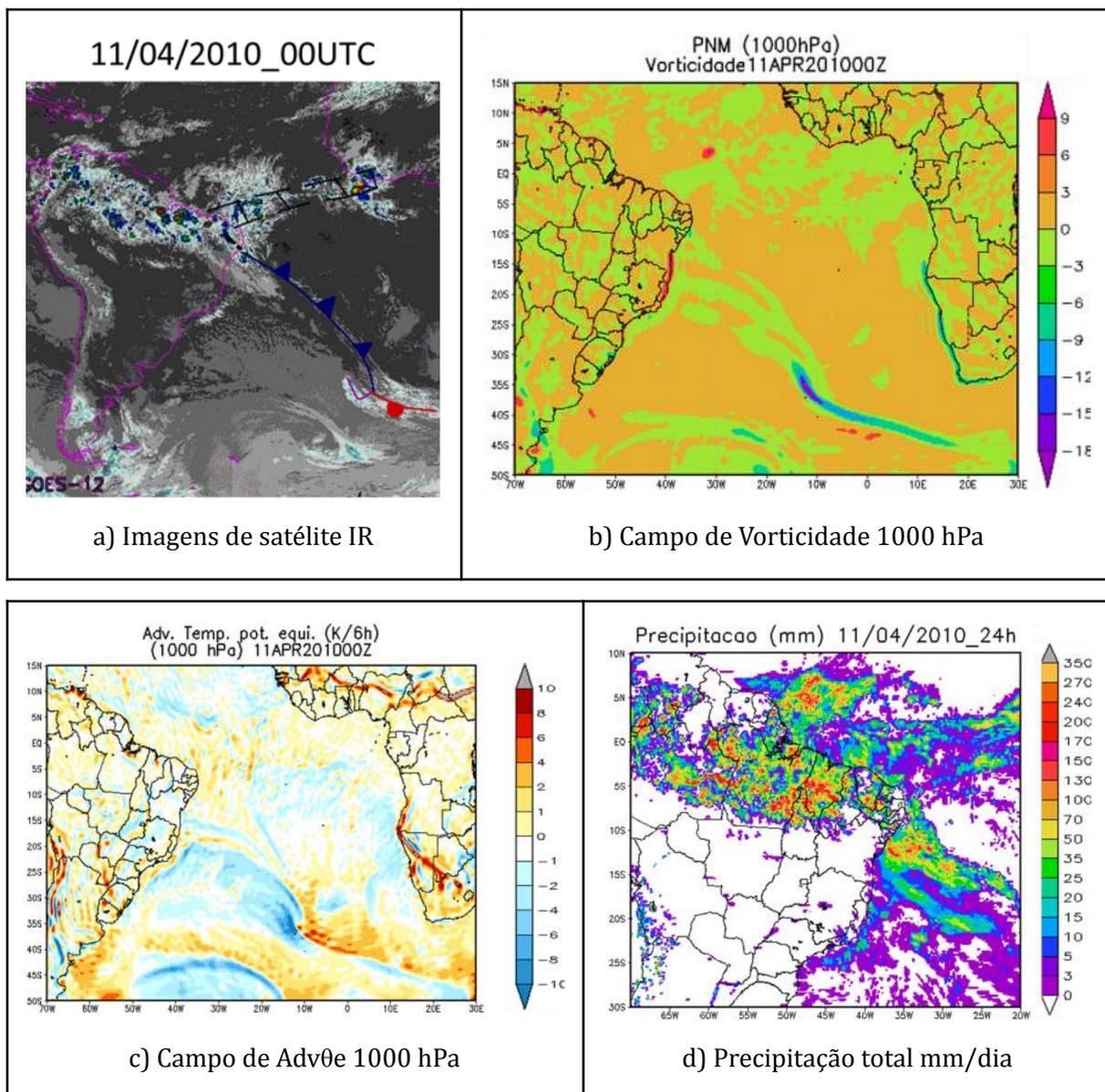


Figura 22: Conexão da periferia frontal com ZCIT no dia 11/04/2010. Fonte: Muanza Gomes, 2018; Muanza Gomes et al., 2022.

Segundo os dados de precipitação de 2009 a 2017, os eventos extremos nesse período foram formados devido à ligação da ZCIT com a ZF. O exemplo a seguir mostra um sistema de baixa pressão que causou chuvas intensas no NEB (Lyra, 2019).

As trajetórias das parcelas de ar (Fig. 23), apresentadas para 3 níveis, indicam um deslocamento zonal inicialmente, passando a ter um deslocamento meridional. Desta forma, ficou comprovado que as parcelas de ar geradoras do sistema causador de chuva se propagaram do oceano, ou seja, oriundo da ZCIT e intensificadas pela EF.

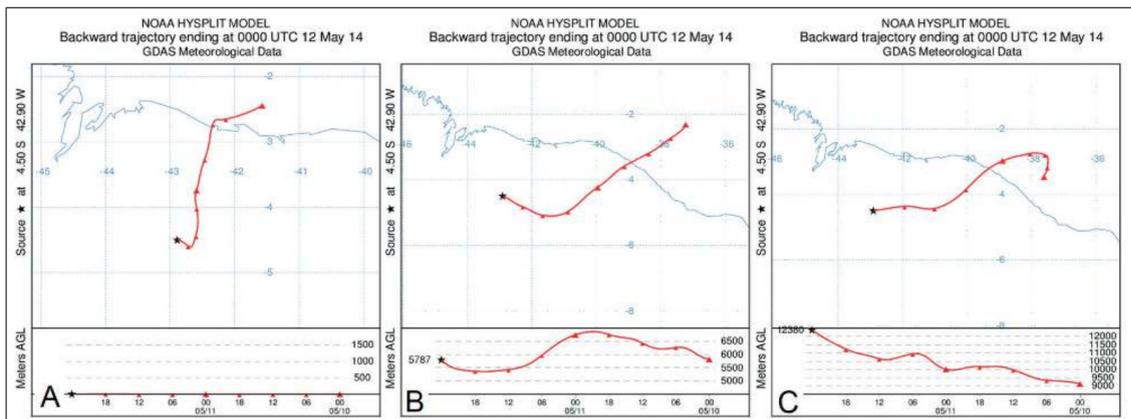


Figura 23: Trajetórias da parcela de ar com 48h de antecedência nos planos horizontais (parte superior) e verticais (parte inferior) para os níveis de 1000 hPa (A), 500 hPa (B) e 200 hPa (C).

Fonte: Lyra, 2019.

3.5.5 Frente secundária

Segundo Fedorova (1999) e Fedorova et al. (2023a), uma Frente Secundária (FS) pode se formar na retaguarda de uma FF quando ela se move rapidamente. Conforme relatado por Saldanha et al. (2010), as FS são claramente observadas na imagem de satélite, nos campos de temperatura, convergência de umidade em níveis baixos e advecção de vorticidade no nível de 500 hPa. Essas FS têm estruturas semelhantes às frentes principais.

Vórtices de ar frio e as FS às vezes evoluem para uma oclusão instantânea, onde nuvens do tipo vírgula, interagem com uma banda da frente polar, de acordo com Zillman e Price (1972) e Bonatti (1988).

A figura (24) a seguir mostra três sequências básicas para o desenvolvimento de vórtices através de imagens de satélite. Os algarismos romanos I, II e III indicam respectivamente uma região de forte convecção, uma banda de nuvens em decaimento e uma banda de nuvens convectivas emergindo com uma banda de nuvens frontal.

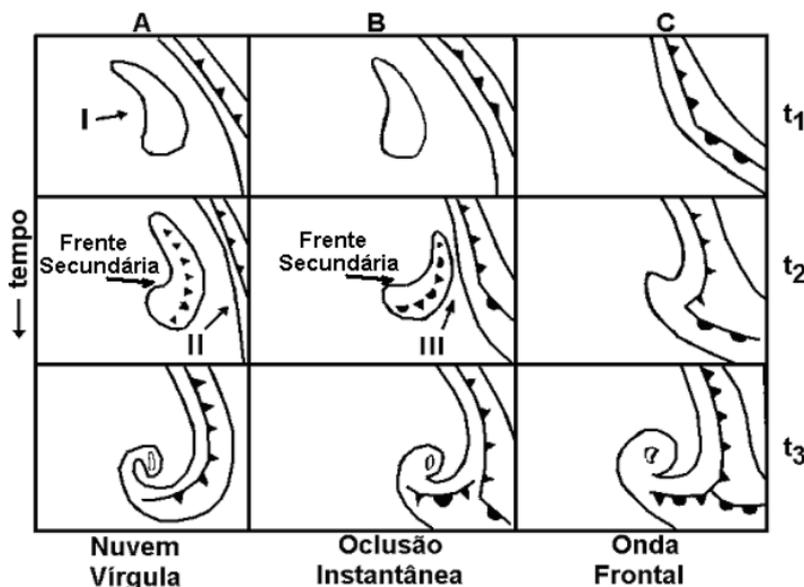


Figura 24: Desenvolvimento de: a) uma nuvem dentro do ar frio; b) uma oclusão instantânea; c) uma onda frontal. Fonte: adaptada de Browning (1986), citada por Bonatti (1988).

3.5.6 Escoamento zonal e meridional

Quando as ZF desenvolvem um forte componente meridional, organizam-se em extensas faixas de nebulosidade convectiva com precipitação intensa (Oliveira, 1986). A dinâmica desta forma meridional é explicada pela propagação de ondas atmosféricas em grande escala geradas por gradientes de temperatura e pressão.

Na teoria das ondas de Rossby, quando essas ondas se propagam para latitudes mais baixas, elas tendem a se expandir, aumentando sua área (Oliveira, 1986). Quando estas ondas interagem com a ZCIT por meio do cavado, aumentam a atividade convectiva (Orlanski e Katzfey, 1991; Thomaziello et al., 2016).

No caso de fratura na FF, a faixa de nebulosidade mantém seus traços característicos e se qualifica como periferia frontal (Fedorova et al., 2016). Os estudos de Gan e Kousky (1986) e Gan (1982) confirmam a chegada de FF ou periferia frontal na Bahia.

Ao atingir a área continental do NEB, esse sistema dá origem a precipitações e intensificação de fenômenos adversos (Pontes da Silva et al, 2011). Isso ocorreu durante a conexão da periferia frontal com a ZCIT (Muanza, 2018; Lyra et al., 2019; e Muanza et al., 2021). É mais intenso quando o sistema frontal está em formato meridional.

A conexão entre a periferia frontal e a ZCIT é visualizada por Muanza et al., (2021): a) nebulosidade convectiva na periferia da faixa de nebulosidade em imagens de satélite no canal infravermelho; b) união de vorticidade relativa negativa; c) confluência de advecção positiva e negativa no campo θ_e ; d) excesso de precipitação, além do volume previsto.

4 - METODOLOGIA

A metodologia utilizada na identificação dos processos de formação, deslocamento e interação dos sistemas estudados foi definida com base em publicações de trabalhos anteriores do laboratório de meteorologia física e sinótica do Instituto de Ciências Atmosféricas da UFAL. Dados de diferentes fontes foram utilizados para a comprovação dos sistemas associados aos eventos de conexão entre as zonas frontais e a ZCIT.

4.1 Período e Região de Estudo

Casos de sistemas frontais meridionais associados às ondas planetárias de Rossby foram analisados ao longo de uma grande área do Oceano Atlântico, desde o sul ($\sim 60^\circ$ S) até cerca de 20° N (Fig. 25a). As conexões desses sistemas com a ZCIT se deram na região (tropical) do Nordeste brasileiro (NEB) ao longo do ano de 2022 (Fig. 25b). Este ano foi escolhido porque houve um aumento significativo nos sistemas frontais que atingiram a região Nordeste brasileira (CPTEC/INPE, <https://www.cptec.inpe.br/>).

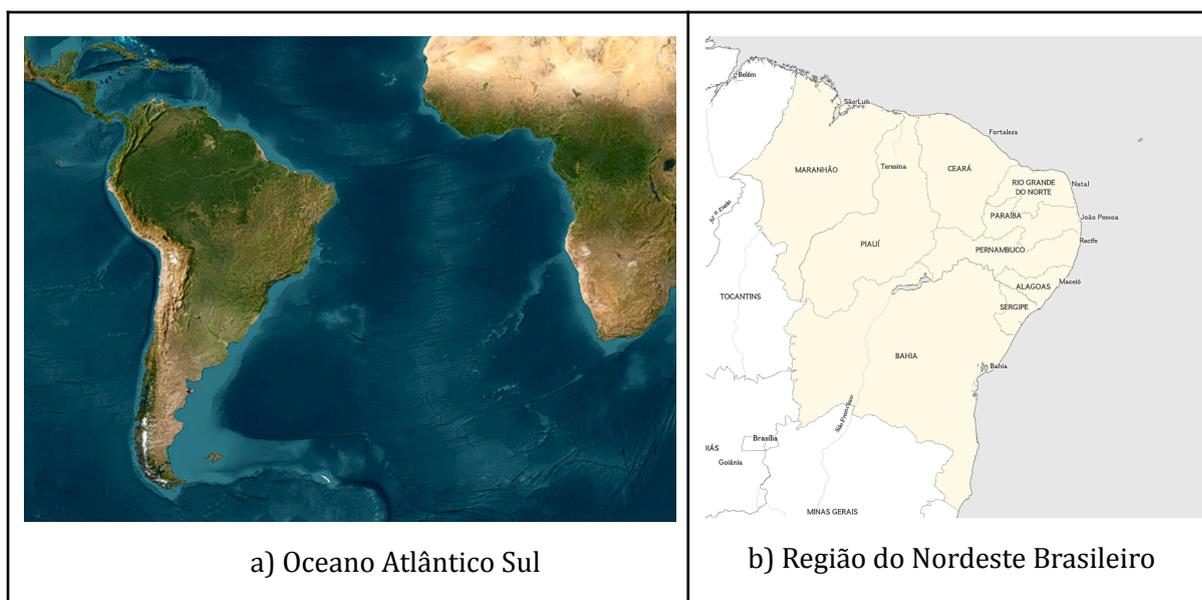


Figura 25: Região de Estudo dos sistemas frontais (A) e fenômenos adversos (B).

Fonte: Mapmaker - National Geographic; a) imagem de satélite, b) mapa geopolítico do NEB.

4.2 Fontes de Dados Utilizados

Foram utilizadas imagens de satélite e dados de reanálise para identificar de forma nítida os sistemas sinóticos associados aos eventos de propagação meridional, conexão e intensificação entre os sistemas frontais e a ZCIT durante o período de estudo.

Os detalhes desses casos foram compilados em uma tabela (1. Seção de Resultados, p. 43-57), que inclui o dia da primeira e última observação, a duração do evento (desde a formação

do sistema frontal até a conexão com a ZCIT), o sistema frontal observado (em 1000 - 850 hPa) e sistemas em altos níveis (300 - 200 hPa).

4.2.1 *Imagens de satélite*

As imagens de satélite utilizadas são do canal infravermelho ($\sim 11 \mu\text{m}$), fornecidas pelo *Global ISCCP B1 Browse System* (GIBBS) - NOAA (Knapp, 2011). disponíveis em "<https://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/>". As imagens são compostas por produtos dos satélites Goes-17, Goes-16, Meteosat-11, Meteosat-8 e Himawari-8.

Para alguns casos, houve falha na aquisição de imagens devido a insuficiência do banco de dados do próprio GIBBS. Portanto, foram utilizadas também imagens de uma fonte similar, o EumetView, um API da *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT), disponível em "<https://view.eumetsat.int/productviewer>".

4.2.2 *Dados de reanálise*

Para a composição dos campos meteorológicos foram utilizados dados de reanálise fornecidos pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), disponíveis no armazenamento de dados climáticos do Copernicus em "cds.climate.copernicus.eu/#!/home".

Os dados do ERA 5 (ECMWF ReAnalysis v.5) são disponibilizados para cada horário do dia, desde 1940 até o presente, nos níveis de 1000 hPa até 1 hPa (distribuídos em 37 níveis de pressão) com alta resolução espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, permitindo simular precisamente a dinâmica da atmosfera.

Foi utilizado a ferramenta gráfica OpenGrADS (Grid Analysis and Display System) para a composição dos campos sinóticos e termodinâmicos nos quatro horários sinóticos padrões (00, 06, 12 e 18h UTC). A seguir estão descritos em detalhes os níveis e métodos de cálculos das variáveis atmosféricas utilizadas para a realização das análises.

Linhas de Corrente e Vorticidade: As variáveis meteorológicas utilizadas para traçar os campos sinóticos de Linhas de Corrente e Vorticidade foram as componentes meridional e zonal do vento (respectivamente, u e v , em m/s) nos níveis 1000 e 850 hPa;

Na dinâmica atmosférica, os vetores u e v são frequentemente usados para representar os componentes do vento na direção leste-oeste (u) e na direção norte-sul (v). A magnitude do vetor (u, v) é uma medida da velocidade do vento ou da sua intensidade total. A equação de magnitude é dada pela seguinte fórmula (equação 2) (Holton, 2004; Satyamurty, 2005):

$$|(u, v)| = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2)$$

A equação de vorticidade é uma importante ferramenta na dinâmica atmosférica para entender a rotação e a circulação do vento em diferentes escalas. A vorticidade é uma medida da rotação de um fluido em torno de um eixo vertical. A equação de vorticidade em um plano

horizontal (geralmente representado em coordenadas geofísicas) é definida como (equação 3) (Holton, 2004; Satyamurty, 2005):

$$\zeta = \nabla \times (u, v) \quad (3)$$

Temperatura Potencial Equivalente: Para o campo horizontal (no nível 850 hPa) e secção vertical (para as longitudes 30, 35 e 40° W) da Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) foram utilizadas a temperatura do ar (em K) e a umidade relativa (em %). Estes parâmetros são calculados pela seguinte equação 4 (Bolton, 1980) citada por Fedorova et al. (2016):

$$\theta_e = T_k \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.2854(1-0.28 \cdot 10^{-3} r)} \exp \left[\frac{3.267}{T_{lcl}} - 0.00254r(1+0.81 \cdot 10^{-3} r) \right] \quad (4)$$

onde T_k é a temperatura absoluta (K), T_d é a temperatura do ponto de orvalho (K), p é a pressão atmosférica (hPa), r é a razão de mistura no nível inicial (g/kg), T_{lcl} é a temperatura absoluta no nível de condensação por levantamento (K), calculada pela equação 5:

$$T_{lcl} = \frac{1}{\frac{1}{T_d - 56} + \frac{\ln(T_k - T_d)}{800}} + 56 \quad (5)$$

4.2.3 Dados de precipitação

A atuação, tanto dos sistemas frontais, quanto da ZCIT, está associada à chuvas e tempestades. Para verificar se ocorreu precipitação (fenômenos adversos) associada aos sistemas analisados, utilizou-se dados pluviométricos (*mm/h* ou *mm/dia*) da estação automática do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (Cemaden), localizada no bairro Cidade Universitária, Maceió - AL. Disponível em “<http://www2.cemaden.gov.br/mapainterativo/#>”.

Nos períodos que houverem falhas no banco de dados do Cemaden, referente ao registro de valores pluviométricos, utilizou-se como alternativa dados da estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) localizada Tabuleiro do Martins, Maceió - AL. Disponível em “<https://tempo.inmet.gov.br/TabelaEstacoes/A001>”.

Os casos que registraram precipitação foram comprovados com as imagens de refletividade maxcappi do RADAR de banda S situado no campus universitário da UFAL (Maceió - AL). Disponível em “<https://www.radar.ufal.br/>”.

4.3 Métodos de Identificação dos Sistemas

Será abordada a metodologia utilizada para identificar os sistemas descritos na introdução. Utilizou-se uma combinação de imagens de satélite para análises observacionais junto aos produtos dos modelos de reanálise para definir quais sistemas atuam para gerar condições favoráveis à propagação de sistemas frontais do Hemisfério Sul a chegarem na região do NEB e, conseqüentemente, intensificando a ZCIT.

Com o intuito de compreender, visualizar e identificar os padrões de propagação, circulação e conexão entre os sistemas frontais e a ZCIT, foi desenvolvido um modelo conceitual para analisar as interações dessa teleconexão entre os elementos atmosféricos. Essa abordagem metodológica permitiu uma concepção mais abrangente das análises dos eventos observados durante o período de estudo.

4.3.1 *Identificação da ZCIT*

Foi utilizado imagens de satélite no canal infravermelho para identificar o cinturão de nebulosidade convectiva da ZCIT. Linhas de corrente em 1000 hPa auxiliam na visualização da convergência dos alísios, permitindo acompanhar seu deslocamento. Isto é, a variação de sua posição no tempo.

4.3.2 *Identificação das zonas frontais*

Para definir os sistemas frontais que possuem processos meridionais, foi utilizado métodos operacionais através da combinação de imagens de satélite juntamente com os produtos dos modelos de reanálise. Assim, acompanhando os processos de formação, deslocamento e interação com a ZCIT (Fedorova et al., 2023a, b).

As zonas frontais nas latitudes tropicais foram identificadas por: a) um cavado, curvatura ciclônica, nos mapas de linhas de corrente em 1000 - 850 hPa; b) uma linha (faixa) de vortacidade negativa (ciclônica) em 1000 hPa (geralmente assemelhando-se a nebulosidade das imagens de satélite); c) um forte gradiente de temperatura à frente da zona frontal e uma onda de frio atrás na distribuição horizontal (em 850 hPa) e corte vertical da temperatura potencial equivalente (θ_e), indicando a incursão frontal; d) pela nebulosidade ao longo do cavado frontal. Todas ou pelo menos três dessas condições são atendidas para propagação (Fedorova et al, 2016).

A estrutura vertical de ambos, ZCIT e Frentes, pode ser identificada e analisada utilizando os perfis de θ_e . Uma frente fria que passa para a região de estudo, o NEB, não apresenta uma variação significativa de temperatura (Fedorova et. al, 2016; Gomes, 2018). Ou seja, ela mantém suas características e torna evidente a incursão de massas frias em latitudes equatoriais.

A onda de calor à frente da onda de massa de ar frio (em 1000 - 850 hPa) nos mapas de θ_e (K) evidencia o sistema frontal que se desloca em direção à faixa equatorial. Quando as zonas frontais se associam às parcelas da ZCIT, gerando um forte gradiente, ocorre a ligação.

4.3.3 *Identificação das ondas de Rossby para o Hemisfério Sul*

Foi utilizado o método descrito por Leite, Matheus (2022) para análise das correntes em altos níveis e identificação do número de ondas no Hemisfério Sul.

O primeiro passo da avaliação do número de ondas foi feito através dos campos de altura geopotencial (Ag), onde é determinado o grau de predominância dos processos zonais e meridionais (Fedorova, 2018).

A altura geopotencial (Ag) é uma medida da altitude de uma parcela de ar em relação ao seu geopotencial (gmp), que é uma unidade de medida proporcional à aceleração da gravidade (g). Basicamente, Ag indica a altura de uma parcela de ar, mas em termos da força da gravidade, em vez de metros.

Quando uma parcela de ar é elevada 1 metro acima do nível do mar, o trabalho necessário para fazê-lo é numericamente igual à aceleração da gravidade (g). Portanto, o trabalho para elevar 1 metro de altura ($z + dz$) é dado pela equação (6a). A partir disso, compreende-se que altura geopotencial pode ser calculada dividindo o geopotencial pela aceleração gravitacional da Terra ($g = 9,80665 \text{ m/s}^2$) (equação 6b):

$$d\phi = g * dz \quad (6a)$$

$$dz = d\phi/g \quad (6b)$$

Partindo do nível zero sendo elevado a altura z , o geopotencial (gmp) é dado pela equação (7):

$$\phi(z) = \int_0^z g * dz \quad (7)$$

Onde o geopotencial $\Phi(z)$ na superfície, por convenção, é tomado como zero ao nível médio do mar, apenas dependendo da altitude daquele ponto e não da maneira pela qual uma massa alcançou aquele ponto.

O segundo passo consiste em calcular um diferenciação da altura geopotencial (aAg) em 200 hPa. Este método utiliza a diferença dos valores da Ag do horário sinótico atual com os valores de 18h de antecedência (o antepenúltimo horário sinótico referente ao atual). Isso permite avaliar a variação dos núcleos das ondas baseado em seu deslocamento (equação 8):

$$aAg = Ag(t_4) - Ag(t_1) \quad (8)$$

A contabilização de núcleos utiliza os seguintes critérios: a) tamanho: deve ser maior do que 10° de latitude; e b) inclinação (do seu eixo): deve ser superior a 30° , para considerar o núcleo negativo como meridional. Conseqüentemente, zonais quando inferior a 30° .

5 - RESULTADOS

A análise da incursão de ar frio em direção ao equador foi realizada, culminando na elaboração de modelos conceituais que descrevem a interação entre os sistemas frontais e os sistemas de altos níveis (em 300 - 200 hPa). Esses modelos conceituais proporcionam uma compreensão aprofundada da fusão dos sistemas frontais com a ZCIT (Zona de Convergência Intertropical).

Durante o ano de 2022 foram encontrados 27 casos em que as Ondas de Rossby (processos meridionais) no HS conectaram com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Nordeste Brasileiro (NEB) (Tabela 1).

5.1 Análise Geral

De posse das imagens de satélite no canal infravermelho e a confecção dos campos sinóticos e termodinâmicos necessários, foram feitas análises para identificar os eventos de conexão dos sistemas sinóticos e da ZCIT. A seguir, há um exemplo de como se deu o avanço das zonas frontais e sua influencia na região de estudo.

Conexão no dia 15/06/2022, às 12h UTC:

Neste caso, observa-se pelas imagens de satélite que a onda de Rossby traçada sobre o sistema frontal principal atuante no momento em que acoplou no cavado da ZCIT quando se posicionou sobre o NEB (Fig. 26, lado esquerdo). Resultou em chuva sobre a cidade de Maceió.

A Frente Fria (FF) (Fig. 26a) forma uma Extremidade Frontal (EF) que se posiciona sobre o Nordeste Brasileiro (NEB), enquanto a ZCIT se desloca para a mesma região (Fig. 26b). Ambos os sistemas se conectam 24h depois (Fig. 26c).

O corte vertical da Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) define uma zona frontal pelas linhas paralelamente verticais, formando uma espécie de parede. Neste caso, o encontro da EF com o cavado da ZCIT é visto pelo alto gradiente entre 900 e 700 hPa dentro do círculo (sobre a faixa das latitudes 10°S - Eq.) na Fig. 26 (lado direito).

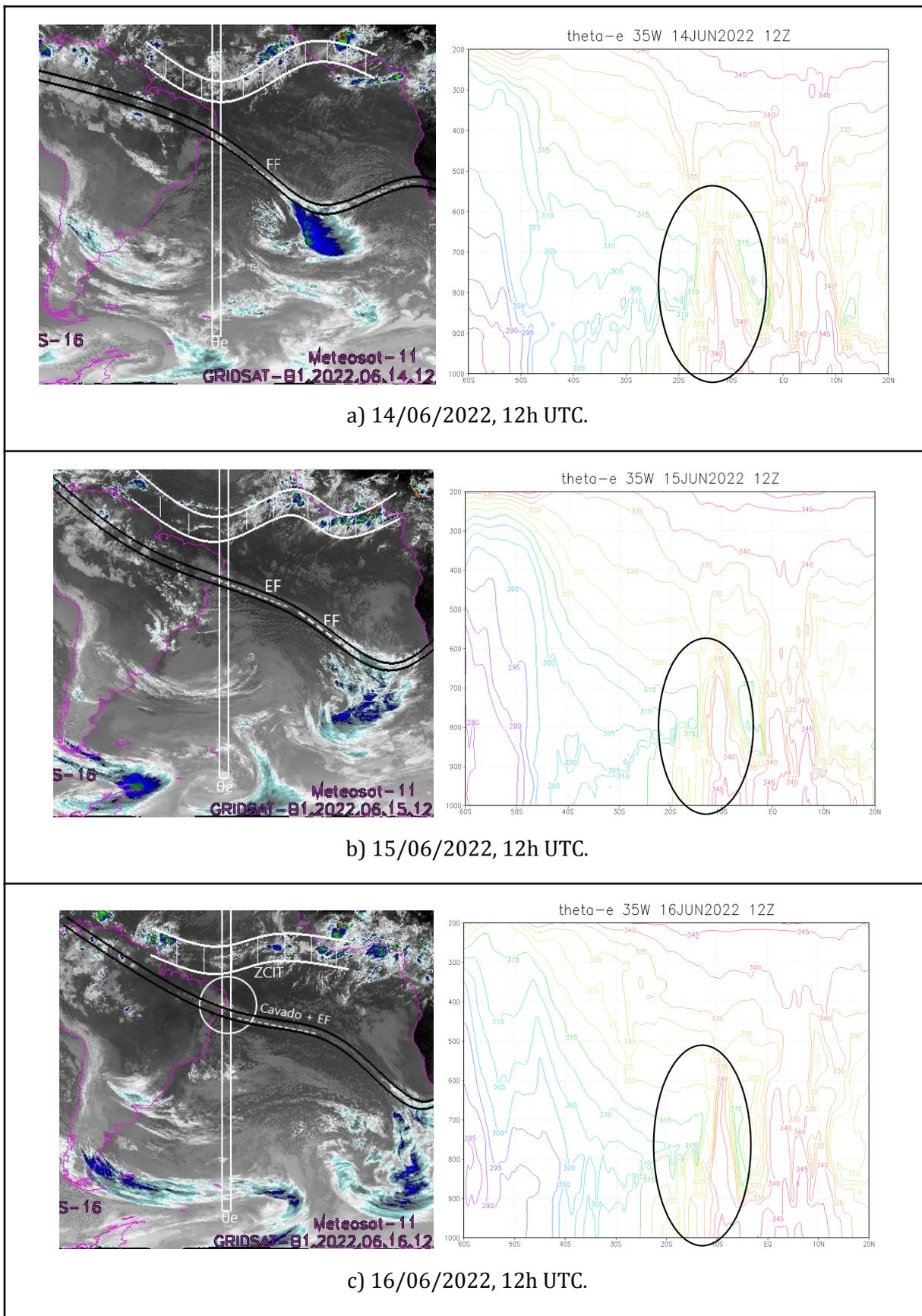


Figura 26: Imagens de satélite (lado esquerdo) e cortes verticais da temperatura potencial equivalente (lado direito). Linha dupla mostra a onda de Rossby. Fonte: GIBBS - NOAA, ERA 5 - ECMWF.

É possível acompanhar pelas imagens de satélite que após o ciclone baroclínico se distanciar e sua frente principal se dissipar, a extremidade frontal se torna protagonista. No momento do encontro há uma convecção intensa sobre o local de estudo. Isto foi responsável por fortes precipitações no local, máximo de 98,2 mm/dia (dados de precipitação diária da estação meteorológica automática INMET).

As imagens de refletividade maxcappi do RADAR de banda S situado no campus universitário da UFAL (Maceió - AL) confirmam a precipitação moderada no dia do evento (Fig. 27a). Também é possível notar o deslocamento da célula de formação de chuva para Nordeste, seguindo as correntes de baixos níveis da periferia frontal (Fig. 27b).

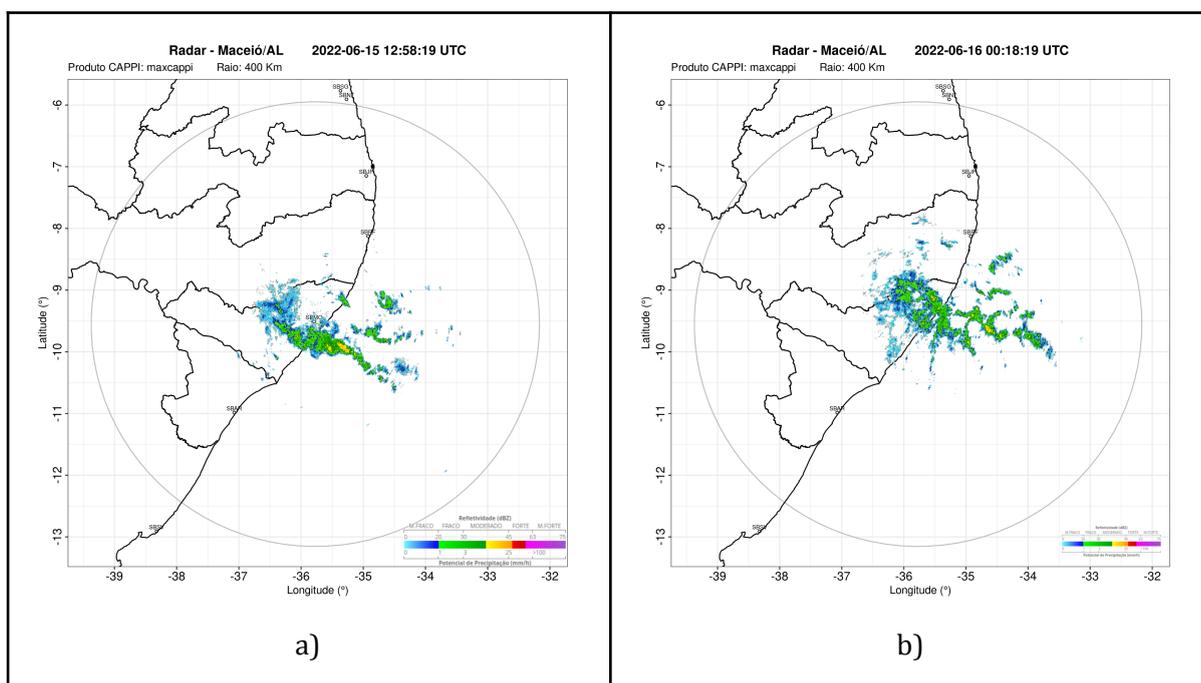


Figura 27: Imagens de refletividade do RADAR, Maceió - AL. Fonte: REDEMET, Autor 2023.

5.2 Classificação - Tipos de Conexão

As análises levaram à identificação de três padrões diferentes em escala sinótica, incluindo os sistemas frontais, que se propagaram meridionalmente em direção ao Equador e que se conectaram com a ZCIT sobre o Nordeste brasileiro. Seus processos foram definidos/denominados como “regeneração” (tipo 1), “conservação” (tipo 2) e “intensificação” (tipo 3) da zona frontal e/ou do cavado da ZCIT sobre o NEB.

A divisão desses tipos foi baseada nos seguintes fatores: a) processo meridional da zona frontal em baixos níveis (1000 - 850 hPa); b) os sistemas atuantes em altos níveis (300 - 200 hPa); c) avaliação do hemisfério mais influente, de acordo com o sistema sinótico de altos níveis sobre o evento; e d) o número de núcleos meridionais das ondas de Rossby no HS. Os modelos conceituais destes tipos são apresentados na Figura 28.

Tipo 1: Geralmente, em baixos níveis (1000 - 850 hPa), o cavado frontal é intenso e meridional (Fig. 28a). A regeneração da zona frontal ocorre com o alongamento do cavado da ZCIT em direção ao cavado Extremidade Frontal (EF), ambos interagem na região do NEB. Em alguns casos, ocorre a criação de um novo ciclone por conta da ciclogênese sobre o Atlântico Sul próximo ao continente, aproximadamente em 20° S de latitude.

Em altos níveis ocorre a interação de uma crista, geralmente da Alta da Bolívia (AB), e um cavado, geralmente de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), sobre o ponto da conexão pela EF com ZCIT. Foi raro ocorrer Altas ou VCANs originados no Hemisfério Norte, atuando na região tropical do Hemisfério Sul. Entretanto, foi comum encontrar casos em que as correntes de vento do HS invadiram o HN em altos níveis (300 - 200 hPa).

Tipo 2: Os casos neste tipo apresentaram uma fratura da banda de nebulosidade na frente fria principal (Fig. 28b). Houve condições favoráveis para a conservação das características frontais na EF separada da FF, intensificando o cavado advindo da ZCIT. Ou seja, a extremidade frontal se conecta meridionalmente com a ZCIT.

Em altos níveis (300 - 200 hPa), há um ou mais centros de Alta pressão (anticiclones) dos HN e HS interagindo sobre a região do NEB. Essa atuação é mais comum através de suas cristas. Os casos se formam sob influência de ambos os hemisférios, diferente dos outros tipos (1 e 3) que o HS é o protagonista da maioria.

Tipo 3: Neste tipo (Fig. 28c), também, ocorre uma fratura na banda frontal, gerando uma EF. Este é o Tipo em que os casos apresentaram sistemas frontais (geralmente extremidades) mais meridionais. O cavado da ZCIT intensifica a periferia frontal na região do NEB após ocorrer a fratura. Em altos níveis (300 - 200 hPa) sempre houve a atuação de um ou mais VCANs. É comum ocorrer interações inter-hemisféricas das correntes de vento do HS com o HN.

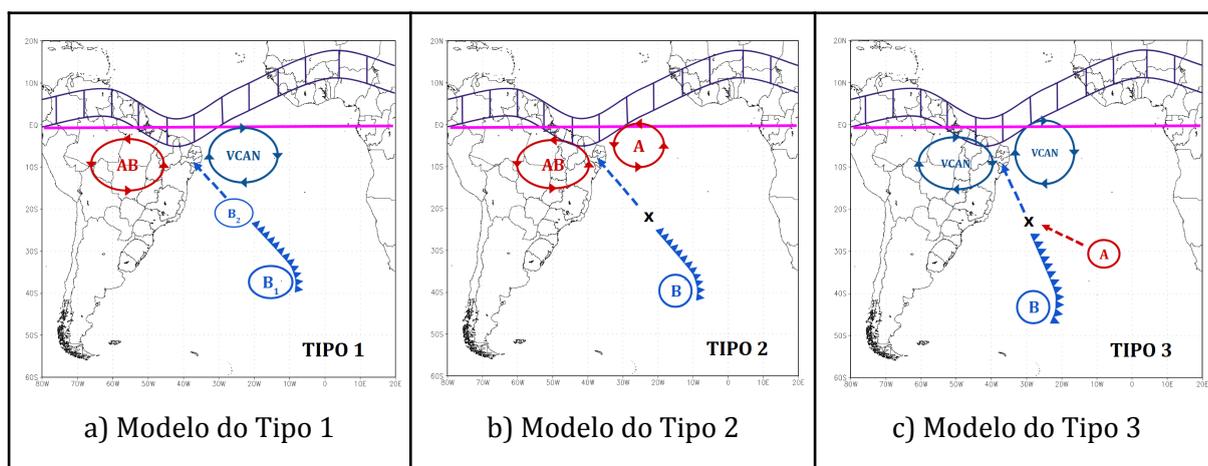


Figura 28: Modelos conceituais dos Tipos de ligação da EF com a ZCIT. Fonte: Autor, 2023. “X” representa a fratura do SF e o “tracejado” é a extremidade do cavado (azul) ou crista (vermelho).

A identificação da presença do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) é discernida pela observação de linhas de corrente em altitudes mais elevadas (em 300 - 200 hPa), um centro

fechado de circulação ciclônica em movimento no sentido horário (para o HS). Em contrapartida, a Alta da Bolívia (AB) é identificada por linhas divergentes do centro anticiclônico em altos níveis (300 - 200 hPa), girando em sentido anti-horário (para o HS).

Os dados sobre todos os processos analisados com Tipos de ligação da EF com a ZCIT são apresentados na Tabela 1. Os dados de precipitação são referentes às estações automáticas do Cemaden no município de Maceió - AL. As falhas foram preenchidas com dados de outra estação do INMET nas proximidades. Imagens de RADAR confirmam a precipitação (Apêndice 4, p. 124).

Tabela 1: Todos os 27 casos analisados do ano de 2022. Fonte: Autor (2023), dados do ERA 5.

#	Início	Fim	Duração	Prec.	1000 - 850 hPa	300 - 200 hPa	Tipo
1	10 / jan.	17 / jan.	8 dias	48,6	Ciclone + Cavado	VCAN + Altas	1
2	22 / jan.	24 / jan.	3 dias	00,6	Ciclone + Cavado	VCAN	2
3	27 / jan.	31 / jan.	5 dias	42,12	Ciclone + Cavado	VCANs	3
4	03 / fev.	07 / fev.	5 dias	00,0	Ciclone	VCANs	3
5	10 / fev.	13 / fev.	4 dias	17,12	Cavado	VCANs	3
6	14 / fev.	17 / fev.	4 dias	18,75	Ciclone + Cavado	VCANs	3
7	20 / mar.	24 / mar.	5 dias	151,36	Ciclone + Cavado	VCAN + Alta	1
8	25 / mar.	29 / mar.	5 dias	25,02	Ciclone	VCAN + Alta	1
9	10 / abr.	14 / abr.	5 dias	6,31	Ciclone	Cavado + VCAN	3
10	16 / abr.	19 / abr.	5 dias	23,44	Ciclone	Altas + Cristas	2
11	20 / abr.	23 / abr.	4 dias	64,54	Ciclone + Cavado	AB + VCAN	1
12	11 / mai.	15 / mai.	5 dias	82,19	Cavado	Altas	2
13	18 / mai.	25 / mai.	8 dias	321,66	Ciclone	AB + Altas	2
14	01 / jun.	03 / jun.	3 dias	21,48	Cavado	AB + VCAN	1
15	08 / jun.	16 / jun.	9 dias	183,15	Ciclone	VCAN + Altas	2
16	25 / jun.	29 / jun.	5 dias	74,06	Cavado	AB + Altas	2
17	04 / ago.	07 / ago.	4 dias	152,32	Ciclone + Cavado	AB + Cristas + Altas	2
18	11 / ago.	13 / ago.	3 dias	53,3	Ciclone + Cavado	Alta + Crista	2
19	28 / ago.	31 / ago.	4 dias	31,01	Cavado	Altas + VCAN	1

20	04 / set.	09 / set.	6 dias	59,24	Ciclone + Cavado	Cristas + Altas	2
21	17 / set.	19 / set.	3 dias	0,14	Ciclone + Cavado	VCAN + Crista	1
22	12 / out.	16 / out.	5 dias	20,8	Cavado	VCAN + Crista	1
23	21 / out.	28 / out.	8 dias	53,4	Cavado	VCAN + Cavado	3
24	01 / nov.	11 / nov.	11 dias	198,2	Ciclones + Cavados	VCAN + Altas	1
25	21 / nov.	25 / nov.	5 dias	02,6	Cavado + Crista	VCAN + Cavados	3
26	14 / dez.	18 / dez.	5 dias	15,2	Ciclone + Cavado	VCAN + Cavado	1
27	19 / dez.	24 / dez.	6 dias	26,0	Ciclones	VCANs	1

Os casos em negrito serão dispostos em detalhes nas próximas seções. “Prec.”: Dados de precipitação em mm para o total do evento. Os dados sobre os outros casos são apresentados nos Apêndices correspondentes ao seu Tipo (1, 2 ou 3).

Portanto, 40% dos casos foram do Tipo 1, 30% foram do Tipo 2 e outros 30% do Tipo 3. O tempo de duração foi proporcional à intensidade, desde o surgimento do ciclone até a dissipação da extremidade. Com pelo menos 3 dias a onda se tornou meridional e o sistema frontal conectou com a ZCIT em apenas um ou dois dias. Nos casos mais longos (maior do que 5 dias), a onda precisou de 3,5 dias para se tornar meridional e conectar com a ZCIT.

Dados de precipitação comprovam a necessidade de entender melhor os processos que levam a ocorrência destes eventos extremos. O caso que ocorreu entre os dias 18 de maio a 25 de maio (Tipo 2) registrou 321,66 mm dentro deste período (8 dias). Entre maio e agosto, o período chuvoso da região do NEB registrou os maiores acúmulos de precipitação. É possível notar que quanto mais longa foi a duração, maior tende a ser a quantidade de precipitação, como já visto por Kousky (1979), a quantidade de precipitação no sul do neb não era proporcional a quantidade de passagens de frentes, mas sim pela quantidade de dias que o sistema se mantinha estacionário.

Todos os campos utilizados para analisar os casos da tabela 1 estão organizados no Apêndice respectivo ao seu tipo (1, 2 e 3).

Dentre todos os casos, foram escolhidos três que mostram os diferentes tipos de associação dos processos frontais meridionais com a vortacidade ciclônica da ZCIT sobre o NEB. Os casos escolhidos para análise possuem características sinóticas diferentes. Devido ao alto volume de imagens, será exibido apenas o momento do ápice do evento. O restante se encontra em seus devidos apêndices.

5.2.1 Tipo 1, caso do dia 16/12/2022, 00h UTC

Como descrito anteriormente, o primeiro tipo de conexão (Fig. 28) se baseia na chegada do sistema frontal na região do NEB quando ele é intenso e meridional. Os sistemas em altos

níveis (300 - 200 hPa) são os maiores contribuintes no processo de regeneração, pois a interação dos mesmos ocorre sobre o momento de maior intensidade da extremidade frontal.

Em geral foi registrado AB e VCAN, mas em alguns casos é considerado o cavado acentuado do VCAN, cristas e centros de Alta comuns também acentuada (estendida) sobre a área de atuação da frente. Ambos os sistemas ciclônicos e anticiclônicos podem ser originais do HN ou HS. Entretanto, a maior parte dos casos tiveram influência apenas do HS.

A partir de imagens de satélite é possível visualizar uma linha de nebulosidade diagonalmente entre o ciclone extratropical e a região do NEB (Fig. 29a). O campo de vorticidade expressa um escoamento ciclônico (negativo) na costa leste em direção à ZCIT (Fig. 29b). Isto indica que a linha de nebulosidade convectiva sobre o NEB está associada ao sistema frontal de forma meridional.

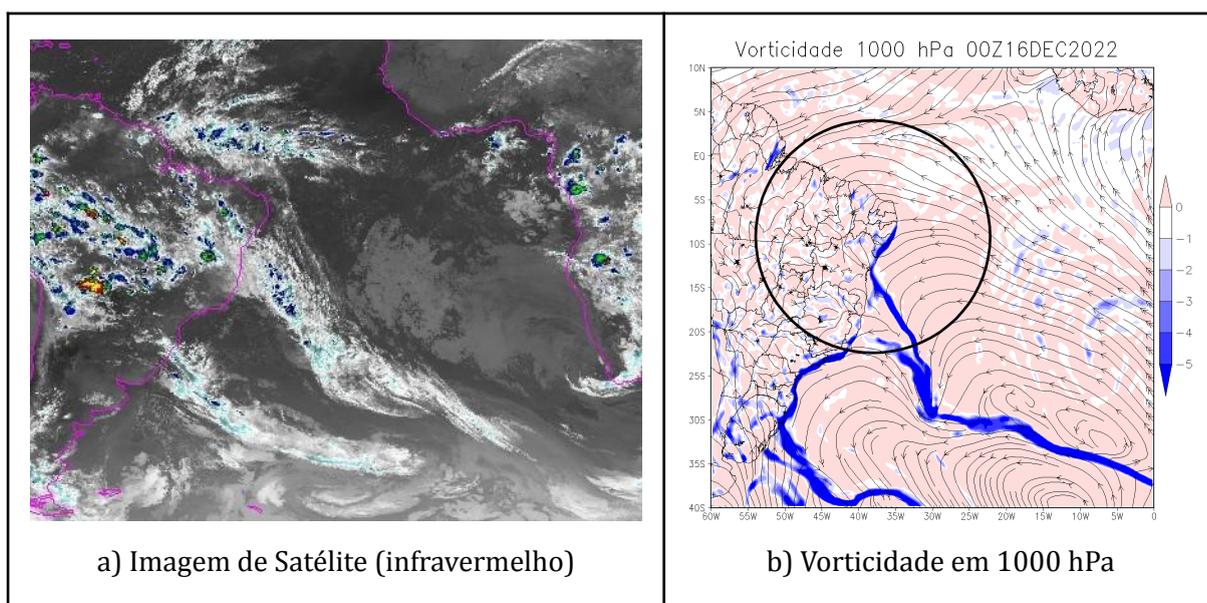


Figura 29: Caso do dia 16/12/2022 às 00h UTC. a) Imagem de satélite do canal infravermelho; e b) vorticidade em 1000 hPa. Fonte: GIBBS - NOAA, ERA 5.

Quando o GIBBS NOAA não tinha imagens disponíveis para o momento analisado (caso 15/10/2022, 06h UTC - Apêndice 1, Fig. 41h), houve uma substituição por imagens do EumetView, API da EUMETSAT.

A frente que atinge o NEB é oriunda de um terceiro ciclone regenerado. O primeiro ciclone surgiu no dia 12/12/2022, às 12h UTC em torno das latitudes 30 a 25° S, teve sua frente separada e foi formada uma onda frontal no dia 13/12/2022, às 12h UTC, formando o segundo ciclone; a periferia frontal deste (segundo) tornou-se um terceiro ciclone no dia 15/12/2022, às 00h UTC. E, finalmente, sua frente fria atingiu o NEB meridionalmente em direção à ZCIT no dia

16/12/2022, às 12h UTC (Fig. 30a). Todos estes processos se deram de forma intensa e meridional

Em 200 hPa, observa-se um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), um alto gradiente da velocidade do vento é identificado em seu setor leste, ou seja, CJNEB (Fig. 30b). Este cisalhamento horizontal está associado à instabilidade atmosférica. Esta CJNEB é localizada sobre o oceano adjacente ao NEB. Uma intensa crista oriunda da AB está empurrando o VCAN para Leste. Essa interação escoou meridionalmente invadindo o HN.

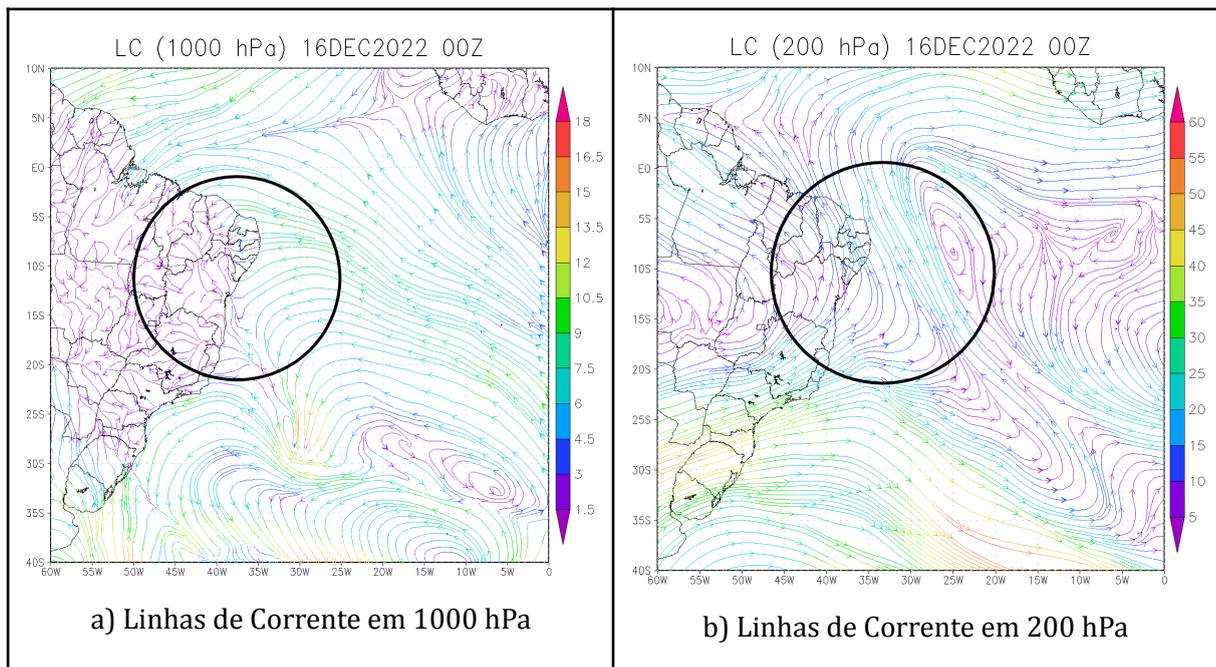


Figura 30: Caso do dia 16/12/2022 às 00h UTC. Linhas de corrente em a) 1000 hPa; e b) 200 hPa. Fonte: ERA 5.

A temperatura potencial equivalente no campo horizontal (em 850 hPa) mostra uma faixa meridional de potencial de convecção da parcela de ar sobre a costa nordeste do NEB (Fig. 31a). Quando registrou-se VCAN, o campo horizontal de θ_e demonstrou melhor visualização da ondulação meridional em 850 hPa.

O perfil da seção vertical de θ_e mostra que a conexão ocorreu desde 15° S à 5° N (Fig. 31b). A diferença das propriedades das parcelas indica que nesse trecho houve um encontro de massas distintas, uma subtropical e a outra equatorial.

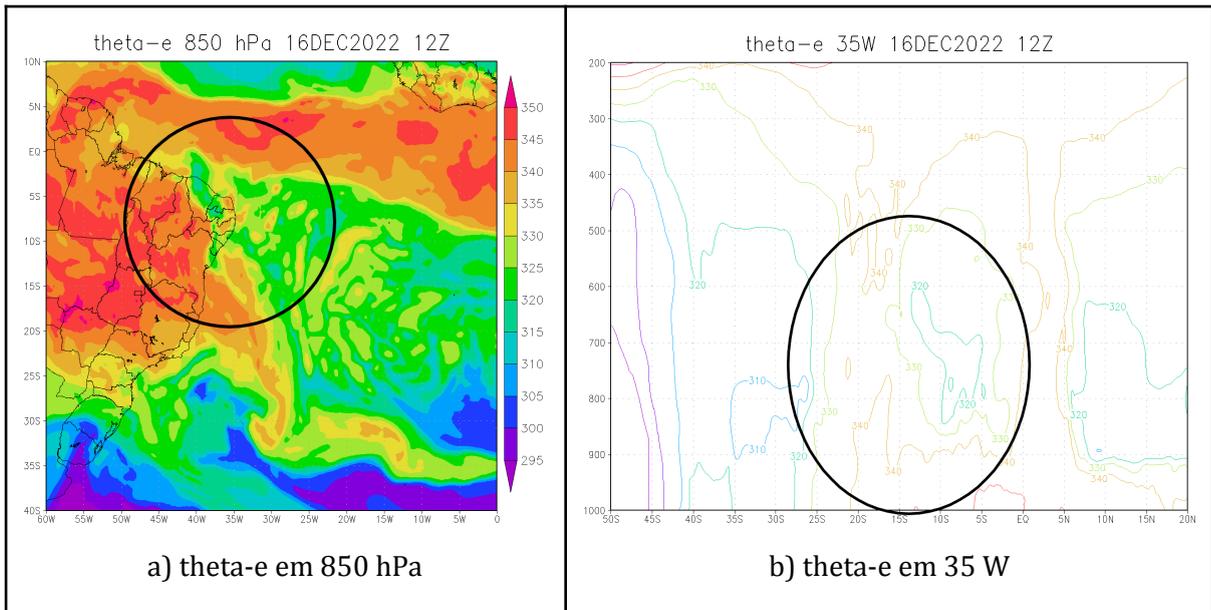
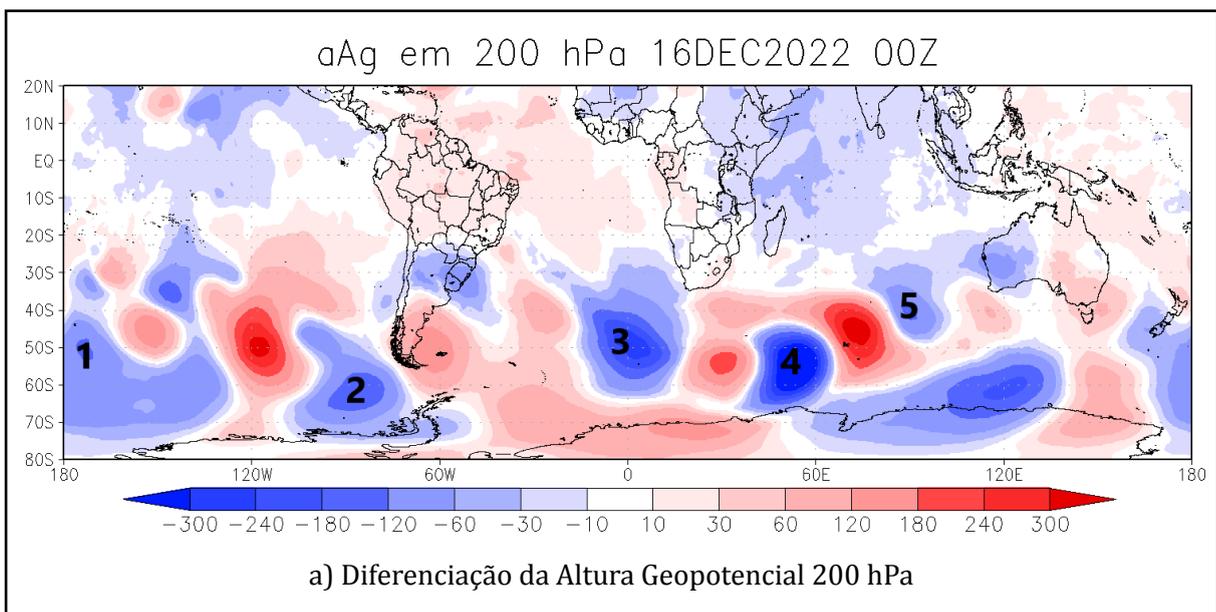


Figura 31: Caso do dia 16/12/2022 às 00h UTC. Temp. potencial equivalente em a) 850 hPa; e b) 35° W. Fonte: ERA 5.

O campo da diferenciação da altura geopotencial (Fig. 32a) mostra a variação efetiva da movimentação dos sistemas em altos níveis (200 hPa). Essa informação sobre a estrutura vertical da atmosfera contribui para a identificação das zonas meridionais.

O núcleo negativo deve ser maior do que 10° de latitude e, para considerá-lo meridional, a inclinação do seu eixo deve ser superior a 30°. Conseqüentemente, zonais quando inferior a 30°. Portanto, foram identificados 5 núcleos meridionais neste caso.

A metodologia elaborada por Leite (2022) considera núcleos intensos a partir de -300 km do diferencial da altura geopotencial. Entretanto, os casos intensos (dentre todos os Tipos - 1, 2 e 3) no HS foram observados com núcleos negativos a partir de -120 km no oceano Atlântico.



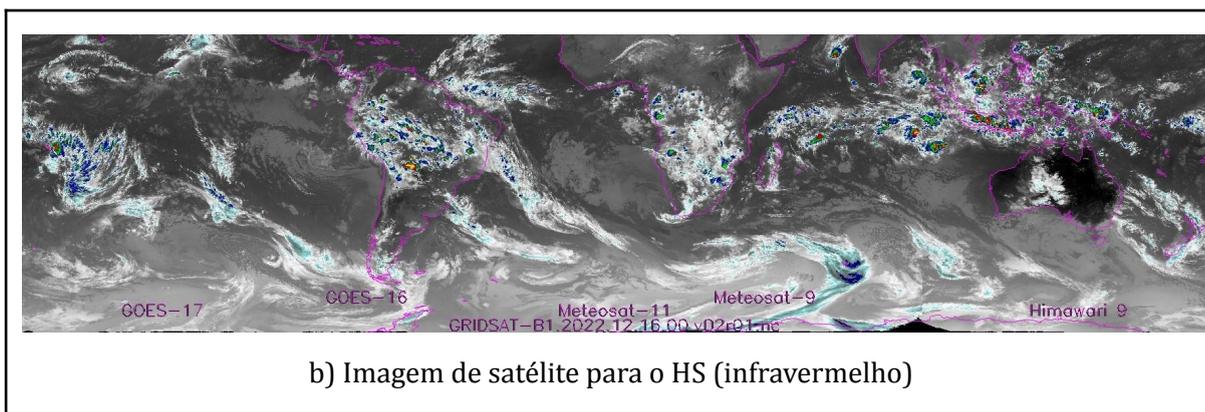


Figura 32: Caso do dia 16/12/2022 às 00h UTC. a) Variação da altura geopotencial em 200 hPa; e b) imagem de satélite no canal infravermelho. Fonte: ERA 5, GIBBS - NOAA.

De acordo com estudos anteriores (Matheus Leite, 2022), no Hemisfério Norte é necessário que haja de 6 a 7 núcleos meridionais nas ondas planetárias para incursão de frentes nas latitudes equatoriais.

Entretanto, nos resultados das análises dos casos do Tipo 1 (tabela 2) é possível notar que apenas 5 núcleos seriam suficientes para atingir o mesmo efeito no Hemisfério sul. Esses núcleos estão associados à onda longa (planetária) de Rossby com grande amplitude, que contribui para o deslocamento das FF para latitudes mais baixas, pois elas atuam como guia das ondas curtas de Rossby. A quantidade de núcleos meridionais nos casos do Tipo 1 é mais frequentemente 5, e em um caso atingiu 6 núcleos (03/06/2022, 18h UTC). A maior parte das incursões de zonas frontais na região tropical equatorial do Tipo 1 ocorreu por conta da Extremidade Frontal (EF).

Tabela 2: Todos os 11 casos do Tipo 1. Fonte: Autor (2023), dados do ERA 5 e GIBBS - NOAA.

#	Tipo 1 - Data e Hora	Sistema Frontal	Altos Níveis	QNM
a)	14/01/2022, 12h UTC	Extremidade	HS	4
b)	23/03/2022, 06h UTC	Extremidade	HS	4
c)	26/03/2022, 00h UTC	Secundária	HS	5
d)	23/04/2022, 12h UTC	Principal	HN e HS	3
e)	03/06/2022, 18h UTC	Extremidade	HN e HS	6
f)	30/08/2022, 12h UTC	Principal e Secundária	HS e HS	4
g)	19/09/2022, 12h UTC	Principal e Extremidade	HS	3
h)	15/10/2022, 06h UTC	Secundária	HN e HS	5
i)	08/11/2022, 00h UTC	Principal	HS	5

j)	16/12/2022, 00h UTC	Extremidade	HS	5
k)	23/12/2022, 12h UTC	Principal e Secundária	HS	5

Altos Níveis: Hemisfério com maior influência sobre o caso (Sul, HS; Norte, HN).

QNM: Quantidade de Núcleos Meridionais.

5.2.2 Tipo 2, caso do dia 13/08/2022, 18h UTC

Devido a grande quantidade de casos com fraturas das bandas de nebulosidade da FF, o segundo tipo de conexão define que os sistemas frontais se propaguem de forma meridional após se separarem do ciclone principal. A extremidade frontal encontra condições favoráveis à sua conservação até o encontro com a região da ZCIT.

Em altos níveis (300 - 200 hPa) geralmente foi registrado AB durante os eventos (Fig. 28), mas são considerados centros de Alta pressão e Cristas sobre a área de interação das parcelas frontais com a ZCIT.

A nebulosidade convectiva do cavado frontal sobre o oceano (Fig. 33a) diverge em dois ramos ao atingir a costa Leste do NEB (Fig. 33b). Duas frentes são evidenciadas pelo campo de vorticidade (Fig. 33c), a secundária passa pelo recôncavo baiano, enquanto a principal se encontra meridionalmente com parcelas da ZCIT. Há a existência de duas bandas de vorticidade negativa que correspondem às duas ondas de ar frio, indicando uma forte invasão de ar polar.

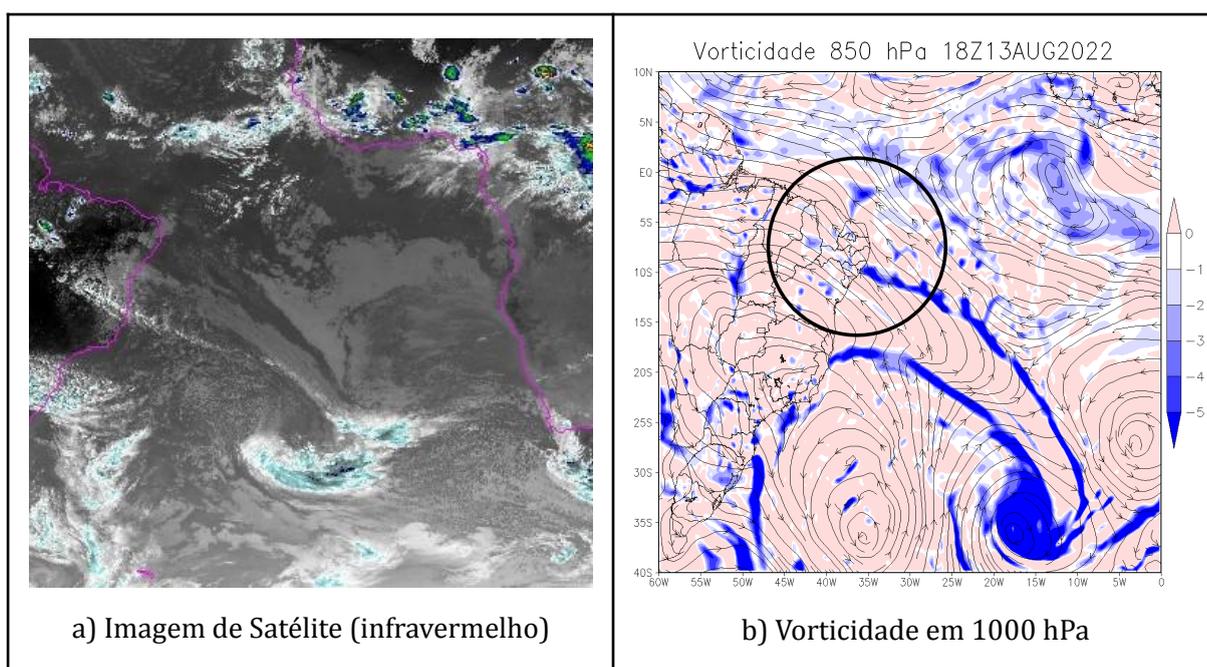


Figura 33: Caso do dia 13/08/2022 às 18h UTC. a) Imagem de satélite do canal infravermelho; e b) vorticidade em 850 hPa. Fonte: ERA 5, GIBBS - NOAA.

Nas linhas de corrente de 850 hPa é possível observar que um ciclone muito intenso gerou duas frentes, a principal e a secundária (Fig. 34a). Ambas se alongaram desde latitudes subtropicais até a região do NEB. Entretanto, apenas a frente principal conflui com o cavado associado à ZCIT e ao ciclone adjacente ao continente africano.

Neste caso havia um anticiclone em altos níveis, mas a influência mais forte sobre a frente que chegou à linha do Equador foi causada pela intensa crista acentuada de uma Alta no oceano Atlântico em 200 hPa (Fig. 34b). Esta crista cortou o NEB meridionalmente em direção ao HN atraída por outro centro pequeno centro de Alta em 1° N.

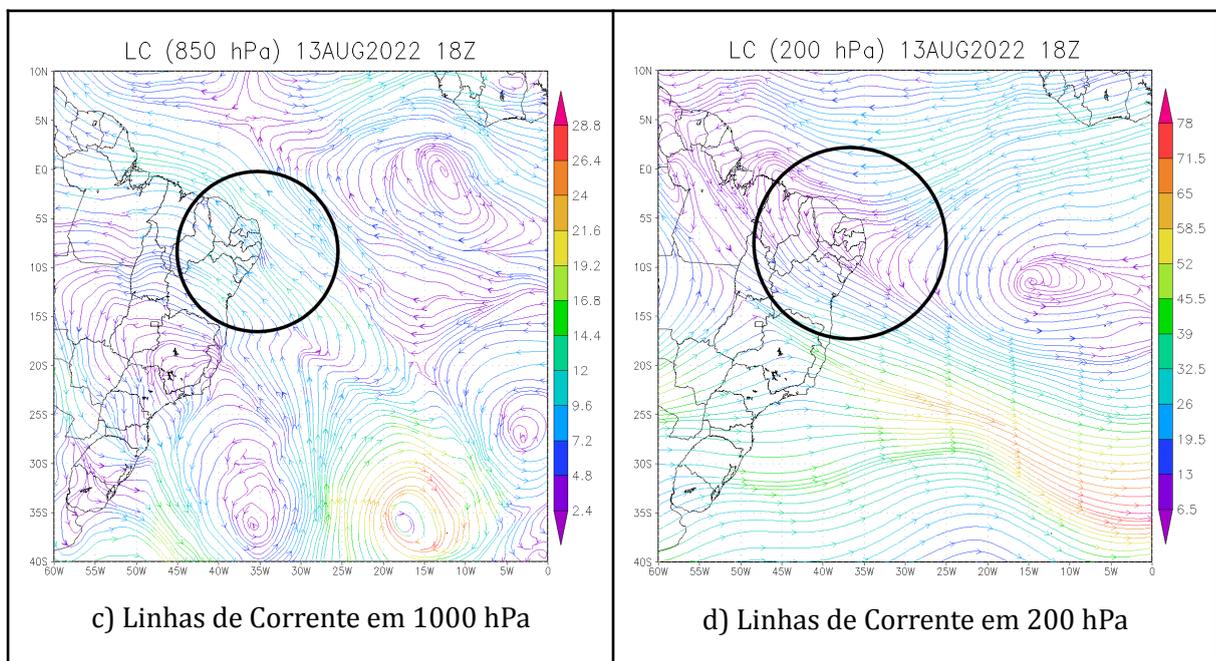


Figura 34: Caso do dia 13/08/2022 às 18h UTC. Linhas de corrente em a) 850 hPa; e b) 200 hPa. Fonte: ERA 5.

Através do campo horizontal de temperatura potencial equivalente (θ_e), em 850 hPa (Fig. 35a), é possível notar que a frente principal está desprendida do ciclone original devido às diferentes características das massas de ar dentro do setor circulado sobre o NEB.

O gradiente na seção vertical de θ_e mostra uma fusão tripla desde 15° S até 5° N (Fig. 35b). Isto é, em três pontos seguintes há o encontro da parcela frontal com massas de ar equatoriais desprendidas da ZCIT.

Uma das formas de determinar a posição da onda de Rossby, é acompanhando o deslocamento da frente até conectar à ZCIT utilizando o perfil vertical da temperatura potencial equivalente (θ_e).

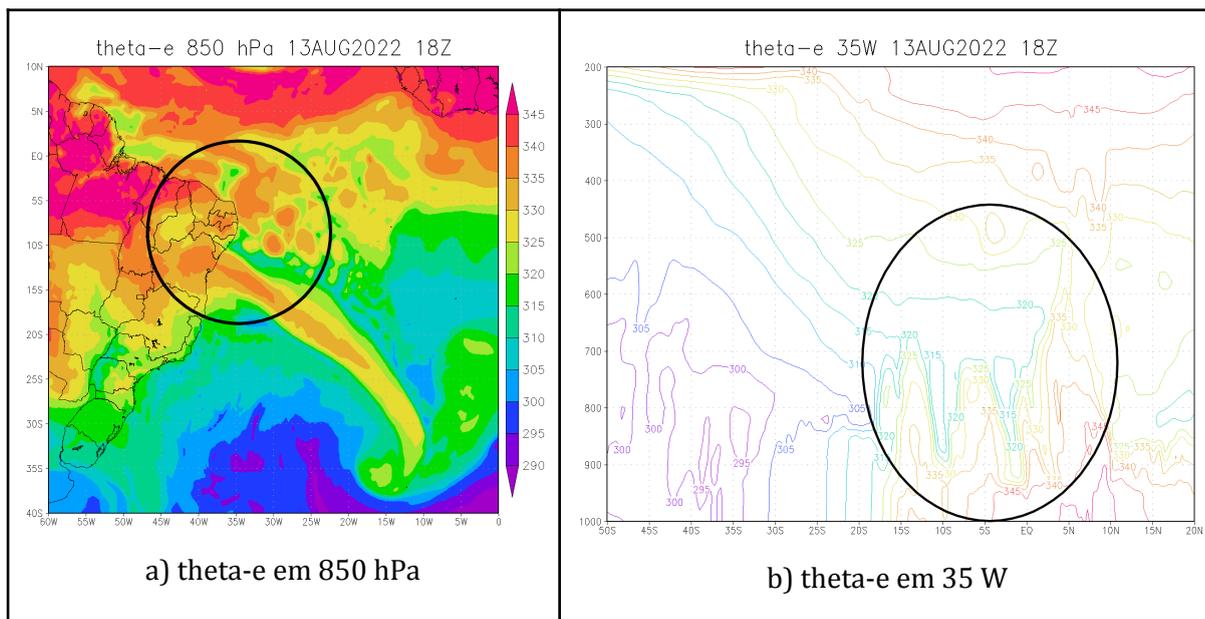
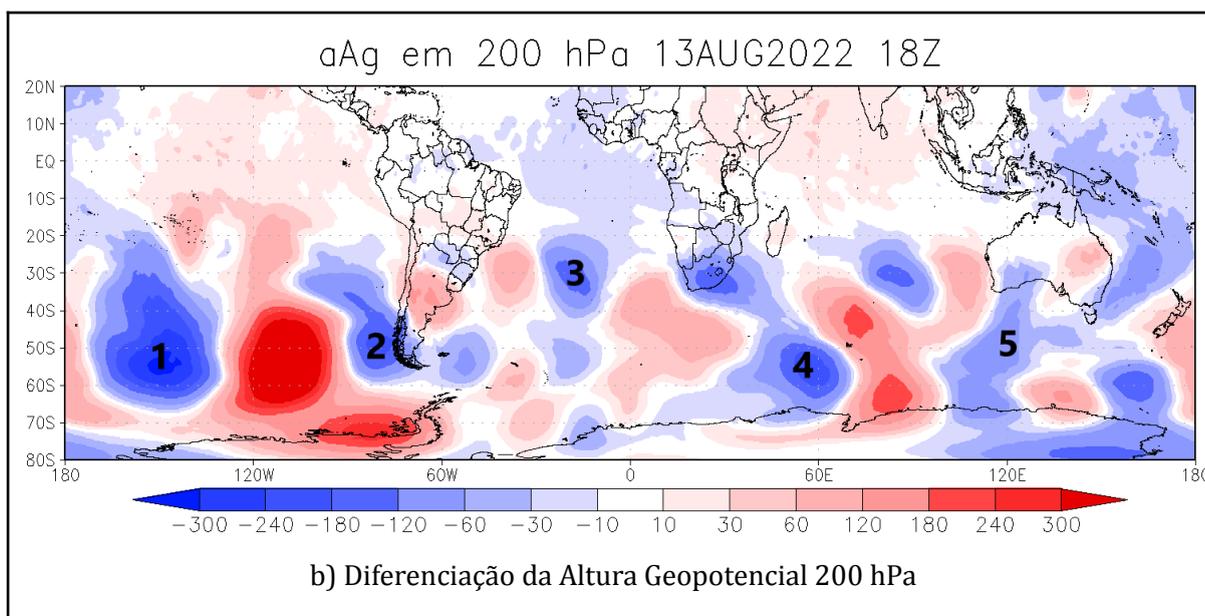


Figura 35: Caso do dia 13/08/2022 às 18h UTC. Temp. potencial equivalente em a) 850 hPa; e b) 35° W. Fonte: ERA 5.

Foram observadas 5 núcleos de ondas pela altura geopotencial em 200 hPa (Fig. 36a) para que os sistemas frontais sejam intensos o suficiente e atinjam a ZCIT. Isso mostra mais uma vez que no HS não é necessário um tão elevado número de núcleos para a propagação de extremidades frontais ao NEB.



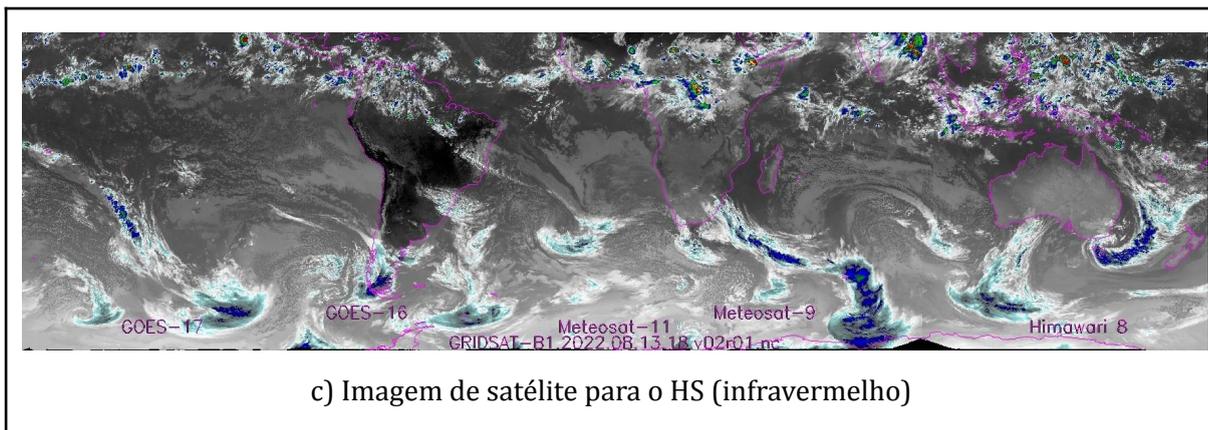


Figura 36: Caso do dia 13/08/2022 às 18h UTC. a) Variação da altura geopotencial em 200 hPa; e b) imagem de satélite no canal infravermelho. Fonte: ERA 5, GIBBS - NOAA.

Diferente do Tipo 1, nos casos do Tipo 2 (tabela 3) ocorre a formação de mais um núcleo meridional nos processos ondulatórios em altos níveis (200 hPa). Ou seja, são necessários 5 ou 6 núcleos (houveram quatro casos com 5 e 6 núcleos) para atingir a ZCIT. Entretanto, a maior quantidade de casos com interações inter-hemisféricas em altos níveis (300 - 200 hPa) são os casos do Tipo 2.

Tabela 3: Todos os 9 casos do Tipo 2. Fonte: Autor (2023), dados do ERA 5 e GIBBS - NOAA.

#	Tipo 2 - Data e Hora	Sistema Frontal	Altos Níveis	QNM
a)	23/01/2022, 06h UTC	Extremidade	HS	5
b)	19/04/2022, 00h UTC	Extremidade	HN e HS	6
c)	15/05/2022, 12h UTC	Principal e Secundária	HN e HS	6
d)	23/05/2022, 06h UTC	Extremidade	HN e HS	5
e)	15/06/2022, 18h UTC	Extremidade	HS	6
f)	28/06/2022, 06h UTC	Principal e Extremidade	HS	6
g)	06/08/2022, 12h UTC	Extremidade	HN	5
h)	13/08/2022, 18h UTC	Extremidade e Secundária	HN e HS	5
i)	09/09/2022, 00h UTC	Extremidade	HN e HS	4

Altos Níveis: Hemisfério com maior influência sobre o caso (Sul, HS; Norte, HN).

QNM: Quantidade de Núcleos Meridionais.

5.2.3 Tipo 3, caso do dia 29/01/2022, 12h UTC

Nos casos do Tipo 3, ocorre uma fratura na Extremidade Frontal (EF), cuja intensificação é induzida pela interação com o cavado da ZCIT na região do NEB. Portanto, em geral, é o próprio cavado da ZCIT que se encontra com a periferia frontal.

Entretanto, são os sistemas de altos níveis (300 - 200 hPa) que melhor classificam o Tipo 3. Independente do hemisfério de origem, houve a atuação de um ou mais VCANs durante todo o processo (Fig. 28).

O mesmo que foi visto nos casos anteriores se repete neste. A nebulosidade associada ao sistema frontal e à ZCIT nas imagens de satélite (Fig. 37a) segue o padrão de vorticidade negativa que flui meridionalmente conectando ambos os sistemas em 850 hPa (Fig. 37b).

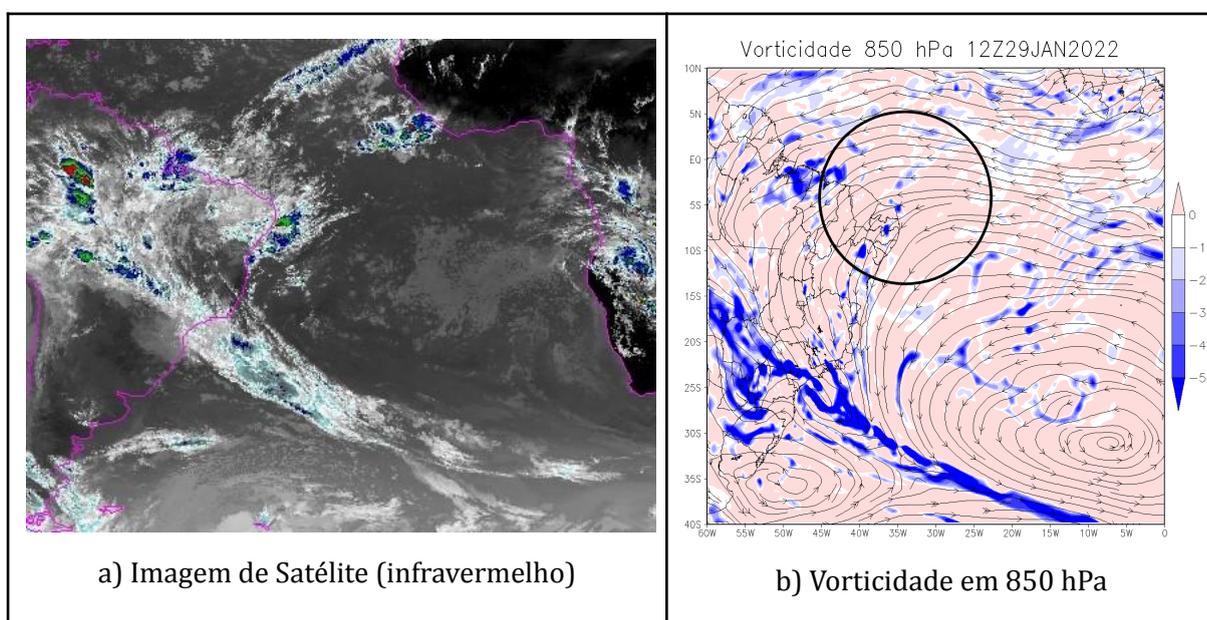


Figura 37: Caso do dia 29/01/2022 às 12h UTC. a) Imagem de satélite do canal infravermelho; e b) vorticidade em 850 hPa. Fonte: GIBBS - NOAA, ERA 5.

Neste caso, a conexão entre o sistema frontal e a ZCIT se estabelece de forma muito meridional em 1000 hPa (Fig. 38a). Diferente dos tipos 1 e 2, neste caso, é o cavado da ZCIT que escoar para o NEB e encontra a EF após a fratura do sistema frontal. Também é importante destacar a atuação de uma crista delimitando o escoamento dos sistemas meridionalmente.

Há dois VCANs em altos níveis (200 hPa), um deles está sobre a conexão da EF e da ZCIT (Fig. 38b). Ambos possuem cavados tão intensos que invadem o HN.

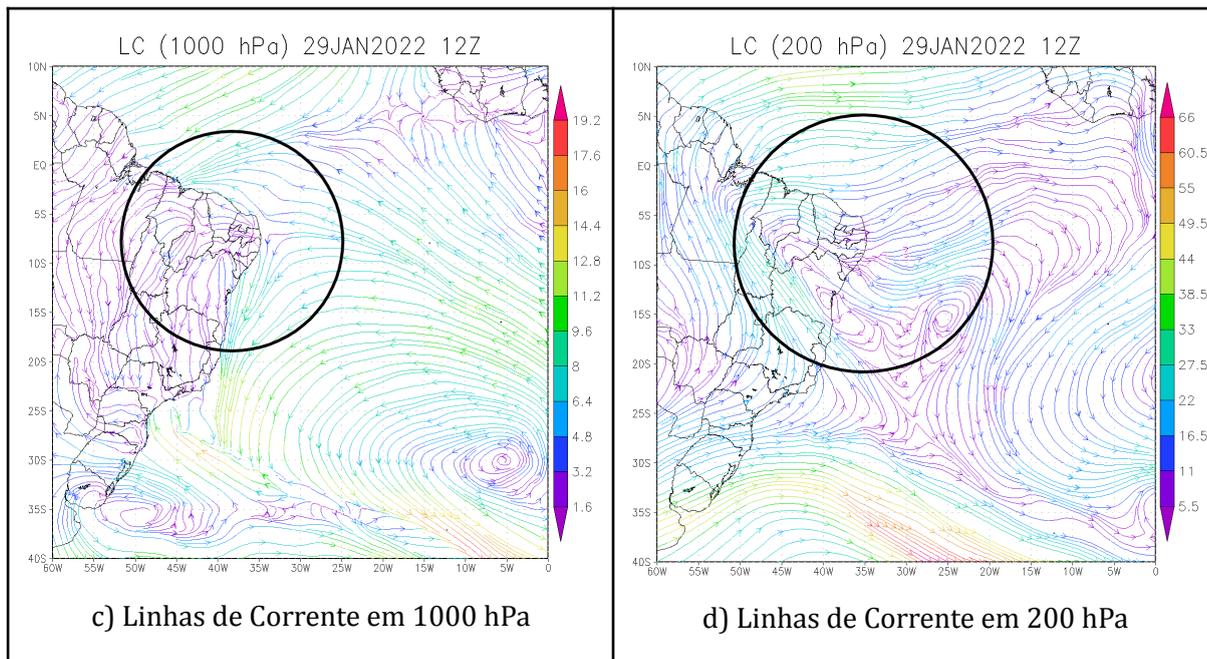


Figura 38: Caso do dia 29/01/2022 às 12h UTC. Linhas de corrente em a) 1000 hPa; e b) 200 hPa. Fonte: ERA 5.

Pelo campo horizontal da θ_e em 850 hPa (Fig. 39a), observa-se que após se separar do ciclone principal, a EF se mantém intensa devido às condições favoráveis proporcionadas pela ZCIT que invade o HS. É possível observar pelo alto gradiente de θ_e , no campo vertical (Fig. 39b), que houve uma forte incursão de massas equatoriais oriundas da ZCIT na costa leste brasileira, atingindo até 30° S de latitude. A conexão dos sistemas ocorre entre 30° S e 10° S. Diferente dos Tipos 1 e 2, os perfis atmosféricos da θ_e nos casos do Tipo 3 apresentam um alto gradiente, evidenciando que massas de ar extremamente distintas confluem.

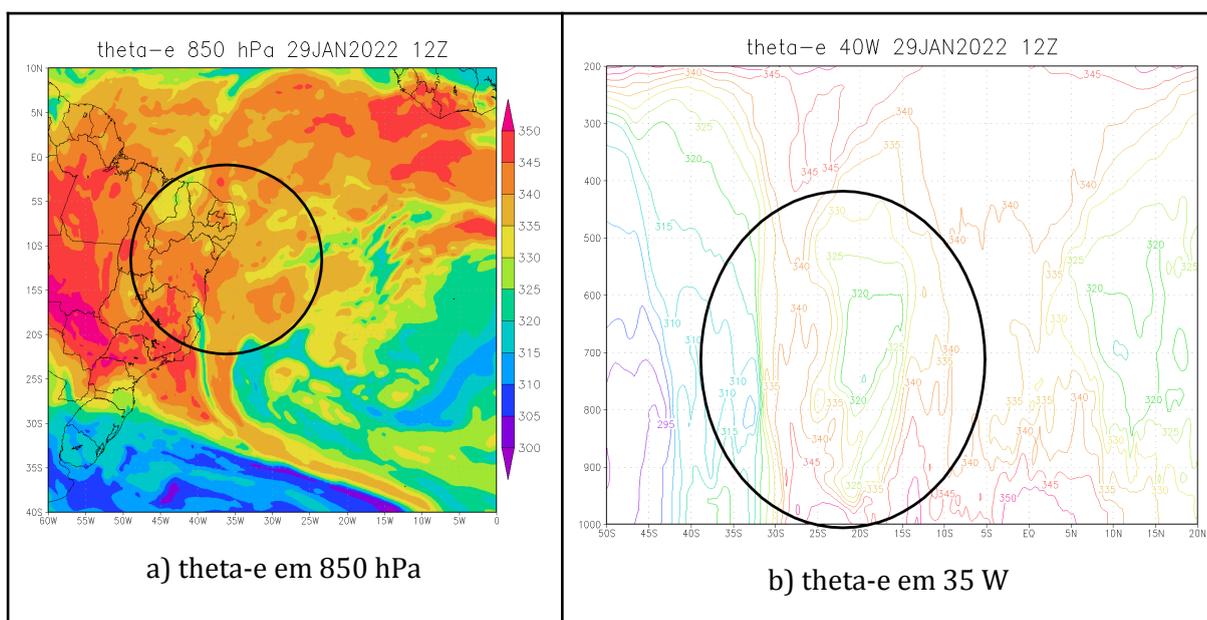


Figura 39: Caso do dia 29/01/2022 às 12h UTC. Temp. potencial equivalente em a) 850 hPa; e b) 40° W. Fonte: ERA 5.

Foram observadas 5 núcleos de ondas pela altura geopotencial em 200 hPa (Fig. 40a), a menor quantidade dentre os casos do HS analisados neste trabalho. Apenas são contabilizados os núcleos que apresentam formato meridional.

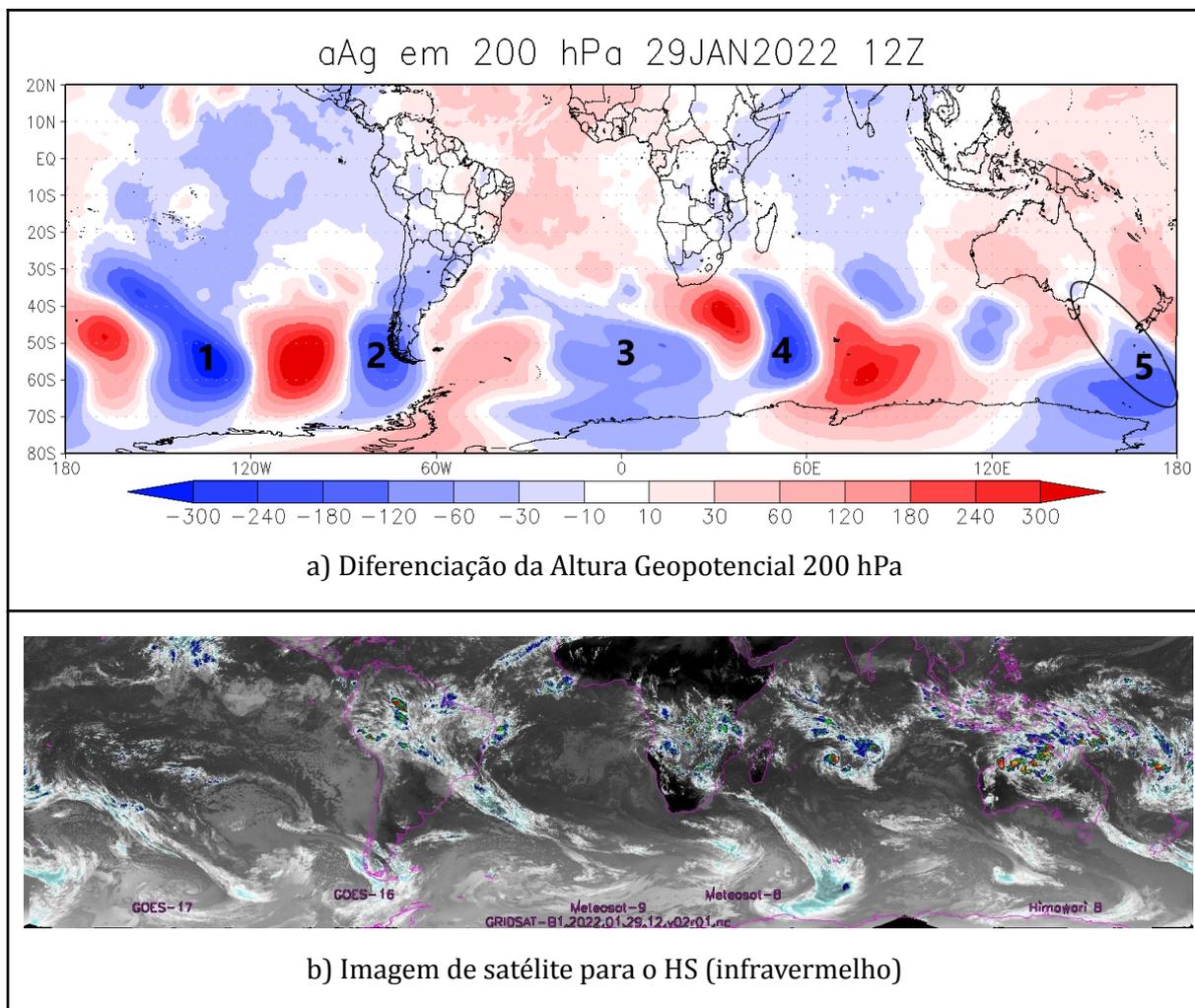


Figura 40: Caso do dia 29/01/2022 às 12h UTC. a) Variação da altura geopotencial em 200 hPa; e b) imagem de satélite no canal infravermelho. Fonte: ERA 5, GIBBS - NOAA.

Levando em consideração todos os casos analisados (Tipos 1, 2 e 3), é possível afirmar que 4 a 5 núcleos meridionais são necessários para que as ondas planetárias no HS atinjam o cinturão da ZCIT no setor do oceano Atlântico Equatorial Sul (tabela 4).

Outro ponto importante a ser destacado sobre todos os casos, é que a maioria foi causada por uma extremidade frontal, poucas vezes pela frente fria principal e raramente pela frente secundária.

Tabela 4: Todos os 7 casos do Tipo 3. Fonte: Autor (2023), dados do ERA 5 e GIBBS - NOAA.

#	Tipo 3 - Data e Hora	Sistema Frontal	Altos Níveis	QNM
a)	29/01/2022, 12h UTC	Principal e Extremidade	HS	5
b)	05/02/2022, 18h UTC	Principal, Extremidade e Secundária	HN e HS	4
c)	14/02/2022, 00h UTC	Extremidade e Secundária	HS	4
d)	17/02/2022, 06h UTC	Principal e Extremidade	HS	5
e)	14/04/2022, 06h UTC	Extremidade	HN e HS	5
f)	28/10/2022, 00h UTC	Extremidade	HS	5
g)	21/11/2022, 06h UTC	Extremidade	HN e HS	4

Altos Níveis: Hemisfério com maior influência sobre o caso (Sul, HS; Norte, HN).

QNM: Quantidade de Núcleos Meridionais.

A figura a seguir expressa os pontos em que os sistemas frontais atingiram o NEB e se associaram a ZCIT, indicando o início da conexão. O Tipo 1 possui a formação clássica do VCAN associado a AB, os casos foram mais influentes na região da costa. No período de maior ocorrência dos casos do Tipo 2, a AB está deslocada mais a Leste, portanto os casos ocorreram em sua grande parte sobre o oceano. Os casos do Tipo 3 ocorreram dentro do continente, pois normalmente havia a atuação de uma crista intensa em baixos níveis (1000 - 850 hPa) que empurrava o cavado frontal para dentro do continente.

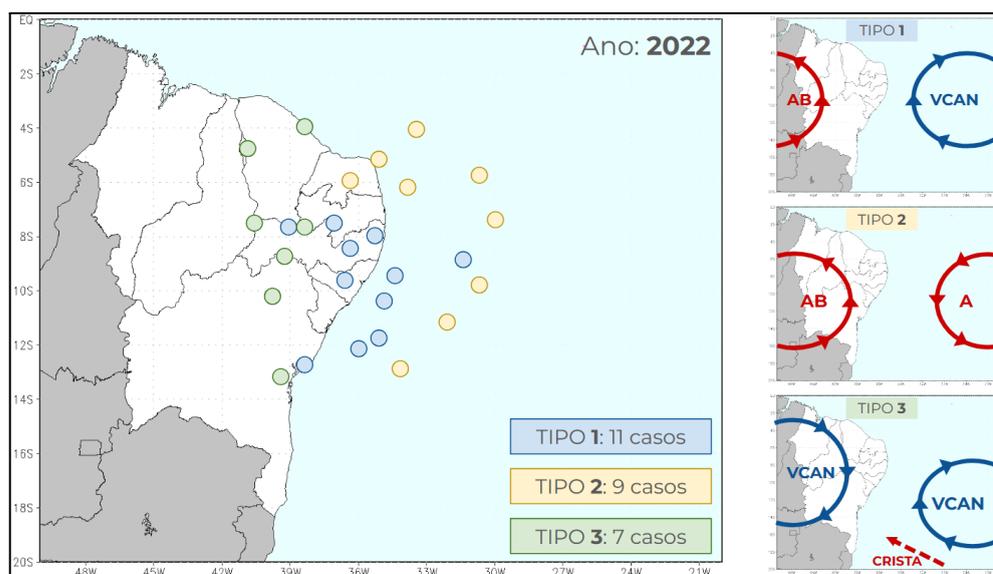


Figura 41: Pontos de conexão e sobre as áreas de maior influência de cada caso dos três tipos definidos no modelo conceitual. Fonte: Autor, 2023.

6 - CONCLUSÕES

Foram registrados 27 casos da ligação da extremidade frontal com ZCIT sobre o NEB no ano de 2022. A duração do caso foi avaliada desde o surgimento do ciclone principal até a conexão do sistema frontal com o cavado da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A menor duração foi de 3 dias (destaque para o caso de 11/ago. até 13/ago.) e a maior foi de 11 dias (de 01/nov. até 11/nov.).

Os casos mais intensos também foram os mais longos e com maior cobertura de área de nuvens. Em geral, o sistema que mais frequentemente atingiu o Nordeste Brasileiro (NEB) foi a Extremidade Frontal (EF). O fator que mais favoreceu sua propagação meridional foi ciclogênese (na latitude de 20° S, aproximadamente) na frente fria do ciclone baroclínico com centro no sul do Atlântico Sul.

A regeneração de zonas frontais na onda meridional gerou a incursão de ar frio em direção à linha do Equador, atingindo o Nordeste brasileiro. Este processo é descrito detalhadamente em Fedorova et al. (2023 a, b, c, d) e em Pontes da Silva et al. (2023). Os resultados do presente estudo complementam esta informação sobre a ligação da zona frontal com a ZCIT no NEB.

A quantidade de núcleos negativos meridionais necessários para as ondas planetárias de Rossby do Hemisfério Sul (HS) tornarem-se meridionais e ocorrer a conexão do sistema frontal com a ZCIT foi de 4 a 5. Este resultado mostra que a quantidade no HS é menor do que no Hemisfério Norte (HN), onde são definidas em 6 - 7 células de ondas meridionais (Matheus Leite, 2022). Os casos com menor quantidade de núcleos estão associados aos que também registraram VCANs, pois já possuem bastante nebulosidade e energia convectiva em sua periferia, essencial para regeneração frontal e conexões com a ZCIT.

Entretanto, o presente estudo mostra situações com acoplamento da extremidade frontal com ZCIT, ou seja, quando não atravessam o equador. No estudo para o HN, estes números são relatados para os sistemas que atingem e/ou atravessam a linha do Equador.

Foi construído um modelo conceitual das ocorrências de acoplamento da extremidade frontal com a ZCIT na região Nordeste do Brasil (NEB). Relacionando os casos com suas características sinóticas semelhantes, foram definidos 3 tipos de conexões denominadas pela predominância de processos de regeneração (Tipo 1), conservação (Tipo 2) e intensificação (Tipo 3).

Os casos do Tipo 1 apresentaram uma regeneração do cavado frontal devido a zona frontogênica do Oceano Atlântico Sul, e processo ciclogênético em torno da latitude 20° S. O que gerou um cavado alongado muito intenso e meridional (em 1000 - 850 hPa) conectando a EF com a ZCIT. Já em altos níveis (300 - 200 hPa), durante estes processos, havia a interação de uma crista (geralmente da Alta da Bolívia - AB) com um cavado (geralmente do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis - VCAN).

Nos casos no Tipo 2 ocorreu uma fratura da banda de nebulosidade na frente fria principal. Houve condições favoráveis para a conservação das características frontais na EF separada da FF original, intensificando o cavado advindo da ZCIT. Ou seja, a extremidade frontal

se conecta meridionalmente com a ZCIT. Definiu-se também que em altos níveis (300 - 200 hPa) há a influência de centros de alta pressão e/ou cristas dos HN e HS.

No Tipo 3 também ocorre uma fratura na banda frontal, a diferença é que geralmente foi o cavado da ZCIT que encontrou e intensificou a EF na região do NEB. Em altos níveis sempre houve a atuação de um ou mais VCANs, normalmente originados no HS, mas alguns casos registraram VCANs de ambos os hemisférios durante todo o processo.

Dos 27 casos totais no ano de 2022, 11 foram classificados como Tipo 1; 9 como Tipo 2; e 7 como Tipo 3. Em todos os casos a vortacidade negativa (1000 - 850 hPa) assemelha-se com a nebulosidade das imagens de satélite. Em muitos casos, ocorreu a regeneração de novos ciclones no cavado frontal original, e foram as periferias destes novos ciclones que mais frequentemente atingiram o NEB. As interações inter-hemisféricas foram mais intensas nos casos do Tipo 2, onde havia influências de Cristas e/ou Altas do HN e AB do HS em 300 - 200 hPa.

Os casos que registraram os maiores acúmulos de precipitação foram os do Tipo 2 que ocorreram entre os meses de maio a agosto, período chuvoso da região da costa leste do NEB. É possível notar que quanto mais longa foi a duração, maior tende a ser a quantidade de precipitação. Os maiores acúmulos de precipitação atingiram 322 mm durante 8 dias.

Outros estudos recentes (Gomes Muanza, 2018) descrevem que a circulação anticiclônica em altos níveis (200 hPa) permite o deslocamento das FF para o Norte do NEB. Porém, é possível afirmar que não somente a circulação anticiclônica em altos níveis (200 hPa) proporciona condições favoráveis à esta união (como no Tipo 2), mas também a interação dela com a circulação ciclônica em altos níveis (200 hPa) (como no Tipo 1). Ou até mesmo, em altos níveis (200 hPa) apenas circulação ciclônica como foi definido no Tipo 3.

Em alguns casos dos Tipos 1 e 3 registrou-se correntes meridionais em altos níveis (300 - 200 hPa), elas foram criadas devido à atuação do VCAN sobre o NEB. Ou seja, o VCAN pode gerar invasões inter-hemisféricas. Por outro lado, foi observado que os centros de Alta pressão e/ou suas cristas (Tipo 2) predominam as interações inter-hemisféricas (quando elas já existem), tornando os movimentos meridionais mais intensos.

Os sistemas sinóticos observados nas linhas de corrente em altos níveis (300 - 200 hPa) são responsáveis por favorecer as condições ideais à propagação das ondas de Rossby desde as latitudes médias até os trópicos.

As Ondas de Rossby permitem identificar a influência de sistemas frontais em baixos níveis e a incursão de ar frio em direção à linha do Equador, podendo provocar a regeneração das frentes e a formação de novos ciclones.

7 - REFERÊNCIAS

AIMOLA, Luis; MOURA, Maurício. A Influência da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico na Definição da Posição Média da ZCIT ao Norte do Equador. Uma Revisão. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 31, p. 555-563, 2016.

ALBUQUERQUE, Iolly Sousae de. Associação entre as correntes de jato e zonas frontais no nordeste brasileiro. 2023. 64 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia) - Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2022.

AMBRIZZI, Tércio; ROCHA, Rosmeri Porfírio da; MARENGO, José Antônio; PISNITCHENKO, Igor; ALVES, Lincoln Muniz; FERNANDEZ, Julio Pablo. 2007. Cenários regionalizados de clima no Brasil para o Século XXI: Projeções de clima usando três modelos regionais. Ministério do Meio Ambiente-MMA, Secretaria de Biodiversidade e Florestas-SBF, Diretoria de Conservação da Biodiversidade.

AMBRIZZI, Tercio; HOSKINS, Brian J.; HSU, Huang-Hsiung. Rossby Wave Propagation and Teleconnection Patterns in the Austral Winter. *Journal of Atmospheric Science*. v. 52, p. 3661-3672. 1995.

AMBRIZZI, Tércio. Rossby Wave propagation and teleconnections. 1993. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, Reading, 1993.

ANDRADE, Kelen Martins. Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul. Dissertação - Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

ANDRÉ, Romisio Geraldo Bouhid; SILVA FILHO, Vasco Pinto; MOLION, Luiz Carlos Baldicero; NOBRE, Carlos Afonso, 1988. Balanço de radiação sobre a floresta Amazônica (estações seca e úmida). *Revista Brasileira de Meteorologia*, n. 3, v. 2, p. 269-274.

ASNANI, Gopalakrishnan Chidambar. Tropical meteorology. Pune: Indian Institute of Tropical Meteorology, 1993.

BEEBE, Robert G.; BATES, Ferdinand C. A mechanism for assisting in the release of convective instability. *Monthly Weather Review*, v. 83, n. 1, p. 1-10, 1955.

BLUESTEIN, Howard B. Observations and Theory of Weather Systems. Vol. II. Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. 1993.

BOLTON, David. The computation of equivalent potential temperature. *Monthly weather review*, v. 108, n. 7, p. 1046-1053, 1980.

BONATTI, José Paulo; DA SILVA DIAS, Pedro Leite. Análise dos modos normais de um modelo discreto de área limitada. *Geociências (São Paulo)*, v. 7, p. 299-301, 1988.

BRAGA, Hugo Alves; AMBRIZZI, Tercio; HALL, Nicholas M. J. Relationship between interhemispheric Rossby wave propagation and South Atlantic convergence zone during La Niña years. *International Journal of Climatology*. v. 42, n.16, p. 8652–8664. 2022.

<https://doi.org/10.1002/joc.7755>

BROWNING, Keith A. Conceptual models of precipitation systems. *Weather and forecasting*, v. 1, n. 1, p. 23-41, 1986.

CARVALHO, Miguel Ângelo Vargas de; OYAMA, Marcos Daisuke. Variabilidade da largura e intensidade da Zona de Convergência Intertropical atlântica: aspectos observacionais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 28, p. 305-316, 2013.

CAVALCANTI, Iracema Fonseca de Albuquerque; KOUSKY, Vernon E. Frentes frias sobre o Brasil. *Tempo e clima no Brasil*, v. 1, p. 134-147, 2009.

CAVALCANTE, Lucas Carvalho Vieira. Influência dos ciclones tropicais na formação dos fenômenos adversos no nordeste brasileiro entre 2013 e 2015. 2019. 150 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Ciências Atmosféricas, Programa de Pós Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2018.

CHEN, Guanghua; TAKAYABU, Yukari N.; YOKOYAMA, Chie. Synoptic-scale dual structure of precipitable water along the eastern Pacific ITCZ. *Journal of climate*, v. 27, n. 16, p. 6288-6304, 2014.

CIPOLLINI, Paolo et al. Remote sensing of oceanic Rossby waves: new techniques and results. In: IGARSS 2000. IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Taking the Pulse of the Planet: The Role of Remote Sensing in Managing the Environment. Proceedings (Cat. No. 00CH37120). IEEE, 2000. p. 1824-1826.

CITEAU, Jean; BERGÉS, Jean-Claude; DEMARCQ, Hervé; MAHÉ, Gil. Position de la Zone de Convergence a 28°N et température de surface de l'océan. *Veille Climatologique Satellitaire*, v. 21, p. 3-7, 1988.

CITEAU, Jean; CAMMAS, J. P.; GEURIOU, Y. Position de la zone intertropicale de convergence à 28º ouest et température de surface dans le Golfe de Guinée. *Veille Climatologique Satellitaire Bull.*, v. 3, p. 2-7, 1984.

COLLIER, L. R.; LOCKWOOD, J. G. The estimation of solar radiation under cloudless skies with atmospheric dust. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 100, n. 426, p. 678-681, 1974.

CRUZ, Cesar Duarte da. Determinação sinótica dos fatores que favorecem as influências frontais sobre o estado de Alagoas, MSc. Thesis, Federal University of Alagoas, Maceió, Brazil, 117p., MET-UFAL-MS-052, 2008.

DA SILVA COSTA, Micejane; LEVIT, Vladimir; FEDOROVA, Natalia. Padrões de circulação atmosférica no nordeste brasileiro dos eventos de vórtices ciclônicos de altos níveis com correntes de jato. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 6, n. 4, p. 794-804, 2013.

DJURIC, M.; KOMLJENOVIC M.; PETRASINOVIC-STOJKANOVIC, L.; ZIVANOVIC, B. Thermodynamic analysis of the CSH system. *Advances in Cement Research*, v. 6, n. 21, p. 19-26, 1994.

DOS SANTOS, Bruno César; FONTÃO, Pedro Augusto Breda; DE SOUZA, Paulo Henrique. O efeito do relevo nas chuvas na porção central do Estado de São Paulo em anos padrão extremos. *Revista do Departamento de Geografia*, v. 40, p. 132-147, 2020.

ESTOQUE, M. A.; DOUGLAS. M.; Structure of the Intertropical Convergence Zone Over the GATE area. *Tellus*, 30 (1): 55-61. 1978.

ESTOQUE, M. A. Structure of the mid-oceanic intertropical convergence zone. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, v. 53, n. 5, p. 317-321, 1975.

FEDOROVA, Natalia; BAKST, Lev. Identification of warm air advection on satellite data. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 17, p. 67-78, 1999.

FEDOROVA, Natalia; CARVALHO, Maria Helena de; SOUZA, R. de S. Processos sinóticos em anos de La Niña e de El Niño. Parte II: Zonas frontais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 15, n. 2, p. 57-72, 2000.

FEDOROVA, Natalia; DA SILVA, Bruce Francisco Pontes; LEVIT, Vladimir. Complexos Convectivos de Mesoescala sobre o Nordeste do Brasil. *Clube de Autores*, 2019.

FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir; CAMPOS, Antonio Marcos Vianna. Brazilian Northeast Jet Stream: association with synoptic-scale systems. *Meteorological Applications*, v. 25, n. 2, p. 261-268, 2018.

FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir. Chapter I.7 Frontal Zones in the Tropical Region. In: FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir. *Adverse Meteorological Phenomena in Northeast Brazil*. United Kingdom: Cambridge Scholars Publishing, 2023a. p. 200-244.

FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir. Chapter I.9 Synoptic Systems Analysis Using Satellite Data. In: FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir. *Adverse Meteorological Phenomena in Northeast Brazil*. United Kingdom: Cambridge Scholars Publishing, 2023b. p. 263-308.

FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir; DA CRUZ, Cezar Duarte. On frontal zone analysis in the tropical region of the Northeast Brazil. *Pure and Applied Geophysics*, v. 173, p. 1403-1421, 2016.

FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir; FEDOROV, Dmitry. Fog and stratus formation on the coast of Brazil. *Atmospheric Research*, v. 87, n. 3-4, p. 268-278, 2008.

FEDOROVA, Natalia; MELO, Davidson Lima de; LEVIT, Vladimir. Chapter I.1 Intertropical Convergence Zone (ITCZ). In: FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir. *Adverse Meteorological Phenomena in Northeast Brazil*. United Kingdom: Cambridge Scholars Publishing, 2023c. p. 2-16.

FEDOROVA, Natalia. *Meteorologia sinótica*. Volume 1. Universidade Federal de Pelotas, Editora Gráfica Universitária-UFPel, v. 1, 260p, ISBN: 85-7192-108-3. 1999.

FEDOROVA, Natalia N.; LEVIT, Vladimir I.; SILVEIRA, Márcio Henrique S.; DA SILVA, Bruce Francisco Pontes; AMIRANASHVILI, Avtandil G. Mesoscale convective complexes on the northeastern coast of Brazil. *Journals of Georgian Geophysical Society*, v. 13, p. 36-49, 2009.

FEDOROVA, Natalia; SILVA, Bruce Francisco Pontes da; LEVIT, Vladimir; SILVEIRA, Marcio Henrique dos Santos. Chapter I.2 South Atlantic Subtropical High (SASH). In: FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir. *Adverse Meteorological Phenomena in Northeast Brazil*. United Kingdom: Cambridge Scholars Publishing, 2023d. p. 19-46.

FOLTZ, Gregory R.; McPHADEN, Michael J.; LUMPKIN, Rick. 2012: A Strong Atlantic Meridional Mode Event in 2009: The Role of Mixed Layer Dynamics. *Journal Climate*, v. 25, 363-380. 2012. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00150.1>

FRANK, Neil L. The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the tropics. US Department of Commerce, Environmental Science Services Administration, Weather Bureau Southern Region, Scientific Services Division, 1966.

GAN, Manoel Alonso. Observational study on the upper tropospheric cold lows in Brazilian south and west Atlantic subtropical latitude. Masters Thesis, p. 6, 1983.

GAN, Manoel Alonso; KOUSKY, Vernon Edgar. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 1, n. 1, p. 19-28, 1986.

GAN, Manoel Alonso. Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil. INPE, 1982.

GAN, Manoel Alonso; RAO, Vadlamudi Brahmananda. Surface cyclogenesis over south America. *Monthly Weather Review*, v. 119, n. 5, p. 1293-1302, 1991.

GEMIACKI, Lizandro. Atuação de Sistemas Frontais na Estação Seca do Nordeste do Brasil. 121p. 2005. MET-UFAL-MS-035). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2005.

GODBOLE, R. V.; GHOSH, S. K. The structure of the inter-tropical convergence zone and equatorial westerlies during MONEX-1973. *Tellus*, v. 27, n. 2, p. 123-132, 1975.

GODSKE, Carl Ludvig; BJERKNES, Vilhelm. Dynamic meteorology and weather forecasting. Carnegie Institution of Washington publication, 1957.

GUEDES, Roberto Lage. Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala na região central da América do Sul (89p.). 1985. Dissertação (Mestrado) - Dep. de Meteorologia, IAG - Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 1985.

HASTENRATH, Stefan; GREISCHAR, Lawrence. The monsoonal current regimes of the tropical Indian Ocean: Observed surface flow fields and their geostrophic and wind-driven components. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 96, n. C7, p. 12619-12633, 1991.

HASTENRATH, Stefan; HELLER, Leon. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

HASTENRATH, Stefan. Interannual variability and annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. *Monthly Weather Review*, v. 112, n. 6, p. 1097-1107, 1984.

HASTENRATH, Stefan; LAMB, Peter. Some aspects of circulation and climate over the eastern equatorial Atlantic. *Monthly Weather Review*, v. 105, n. 8, p. 1019-1023, 1977a.

HOLTON, James R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Forth edition. Academic Press, Department of Atmo. 2004.

HOLTON, James R. Equatorial wave-mean flow interaction: A numerical study of the role of latitudinal shear. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 36, n. 6, p. 1030-1040, 1979.

KNAPP, Kenneth R.; ANSARI, Steve; BAIN, Caroline L.; BOURASSA, Mark A.; DICKINSON, Michael J.; FUNK, Chris; HELMS, Chip N.; HENNON, Christopher C.; HOLMES, Christopher D.; HUFFMAN, George J.; KOSSIN, James P.; LEE, Hai-Tien; LOEW, Alexander; MAGNUSDOTTIR, Gudrun. Globally gridded satellite (GridSat) observations for climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 92, p. 893-907, 2011.

DOI: <https://doi.org/10.1175/2011BAMS3039.1>

KOUSKY, Vernon Edgar. A frontal passage detection algorithm for satellite data. *Monthly Weather Review*, v. 107, n. 10, p. 1372-1381, 1979.

KOUSKY, Vernon Edgar; GAN, Manoel Alonso. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, v. 33, n. 6, p. 538-551, 1981.

LAU, William K. M.; TAO, Weichen. Precipitation–radiation–circulation feedback processes associated with structural changes of the ITCZ in a warming climate during 1980–2014: An observational portrayal. *Journal of Climate*, v. 33, n. 20, p. 8737-8749, 2020.

LEITE, Matheus Henrique de Freitas. Influência das correntes de jato globais na formação de jato no Nordeste brasileiro. 2023. 62 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2022.

LIETZKE, Christopher E.; DESER, Clara; HAAR, Thomas H. Vonder. Evolutionary structure of the eastern Pacific double ITCZ based on satellite moisture profile retrievals. *Journal of Climate*, v. 14, n. 5, p. 743-751, 2001.

LYRA, Matheus José Arruda; CAVALCANTE, Lucas Carvalho Vieira; LEVIT, Vladimir; FEDOROVA, Natalia. Ligação entre extremidade frontal e Zona de Convergência Intertropical sobre a região nordeste do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 42, n. 1, p. 413-424, 2019.

LYRA, Matheus José Arruda. Influência dos processos físicos e sinóticos nas trajetórias dos complexos convectivos de mesoescala no nordeste brasileiro entre 2008 e 2015. 2018. 72 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Ciências Atmosféricas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2018.

MADDEN, Roland A. Observations of large-scale traveling Rossby waves. *Reviews of Geophysics*, v. 17, n. 8, p. 1935-1949, 1979.

MOLION, Luiz Carlos Baldicero. Amazonian rainfall and its variability. In: *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*, Ed., p.p. 99-111, Cambridge University Press, Cambridge. 1993.

MOLION, Luiz Carlos Baldicero. Perspectivas climáticas para os próximos 20 anos. *Revista Brasileira de Climatologia*. Curitiba, vol. 3/4, p. 117-128. ago, 2008.

MOURA, Antonio D.; SHUKLA, Jagadish. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

MUANZA, Gomes António; FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir. Ligação da extremidade frontal com zona de convergência intertropical (zcit) e análise de fenômenos associados. *Revista de Geociências do Nordeste*, v. 8, n. 1, p. 231-243, 2022.

MUANZA, Gomes Antonio. Padrões de circulação atmosférico associados à ligação da extremidade frontal com a ZCIT. 2018. 125 f. Artigo (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2018.

NOBRE, Carlos Afonso; CITEAU, J.; UVO, C. R. B. A. Note on ITCZ migration in the tropical Atlantic and rainfall anomalies in Northeast Brazil. Unpublished manuscript, 1989.

NOBRE, Carlos Afonso; MOLION, Luiz Carlos Baldicero. The climatology of drought prediction. Kluwer Academic Publishers. *The impact of variation on agriculture*, v. 2, 1988.

NOBRE, Paulo. A variabilidade interanual do Atlântico Tropical e sua influência no clima da América do Sul. *Revista Climanálise-Edição comemorativa de*, v. 10, 1996.

NOBRE, Paulo; SHUKLA, John. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of climate*, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, 1996.

OLIVEIRA, Alda Santos de. 1986. Interações entre sistemas na América do Sul e convecção na Amazônia. Dissertação de Mestrado em meteorologia - INPE, São José dos Campos, Out. 1986 (INPE-4008-TDL/239).

OLIVEIRA, Fabrício Sanguinetti Cruz de. Sinais propagantes para oeste no oceano Atlântico: Vórtices ou ondas de Rossby?. 2010. Tese de Doutorado em Meteorologia. Dep. de Meteorologia (IAG). Universidade de São Paulo - USP.

ORLANSKI, Isidoro; KATZFEY, Jack. The life cycle of a cyclone wave in the Southern Hemisphere. Part I: Eddy energy budget. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 48, n. 17, p. 1972-1998, 1991.

PALMÉN, Erik; NEWTON, Chester W. Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation. Academic press, 1969.

PARMENTER, Frances C. A Southern Hemisphere cold front passage at the equator. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 57, n. 12, p. 1435-1440, 1976.

PÉDELABORDE, Pierre; DELANNOY, Henry. Recherches sur les types de temps et le mécanisme des pluies en Algérie. In: *Annales de géographie*. Armand Colin, 1958. p. 216-244.

PHILANDER, S. G. H.; PACANOWSKI, R. C. The oceanic response to cross-equatorial winds (with application to coastal upwelling in low latitudes). *Tellus*, v. 33, n. 2, p. 201-210, 1981.

POLITO, Paulo S.; CORNILLON, Peter. Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/POSEIDON. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 102, n. C2, p. 3215-3235, 1997.

POLITO, Paulo S.; SATO, Olga T.; LIU, W. Timothy. Characterization and validation of the heat storage variability from TOPEX/Poseidon at four oceanographic sites. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 105, n. C7, p. 16911-16921, 2000.

PONTES da SILVA, Bruce Francisco, FEDOROVA, Natalia, LEVIT, Vladimir, PERESETSKY, Anatoly; BRITO, Bruno Miranda de. Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no Estado de Alagoas. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 26, 323-338. 2011.

PONTES da SILVA, Bruce Francisco. Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a chuva no Leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica média e simulações numéricas. 2011. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, University of São Paulo, São Paulo, 2011. doi:10.11606/D.14.2011.tde-04102011-221401. Acesso em: 2023-08-31.

PONTES da SILVA, Bruce Francisco; FEDOROVA, Natalia. Chapter I.3 Disturbances in the Trade Winds. In: FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir. *Adverse Meteorological Phenomena in Northeast Brazil*. United Kingdom: Cambridge Scholars Publishing, 2023. p. 49-78.

RAO, Vadlamudi Brahmananda; FERREIRA, Celeste da Conceição. FRANCHITO, Sergio Henrique; RAMAKRISHNA, Surireddi S. V. S. In a changing climate weakening tropical easterly jet induces more violent tropical storms over the north Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, v. 35, n. 15, 2008.

REBOITA, Michelle Simões; GAN, Manoel Alonso; ROCHA, Rosmeri Porfírio da; AMBRIZZI, Tércio. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista brasileira de meteorologia*, v. 25, p. 185-204, 2010.

REITER, Elmar R. *Tropospheric circulation and jet streams*. Tese de Doutorado. Colorado State University. Libraries. 1969.

REITER, Elmar R.; WHITNEY, Linwood F. Interaction between subtropical and polar-front jet stream. *Monthly weather review*, v. 97, n. 6, p. 432-438, 1969.

REPINALDO, Henrique Fuchs Bueno; FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Valdimir; REPINALDO, Cintia Rabelo Da Rocha. Upper 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.

RIEHL, Herbert; LA SEUR, N. E.; BADNER, J.; HOVDE, J. E.; MEANS, L. L.; PALMER, W. C.; SCHROEDER, M. J.; SNELLMAN, L. W.; STAFF. *Forecasting in middle latitudes*. Forecasting in Middle Latitudes. University of Chicago - Chicago Forecast Center. p. 1-80, 1952.

RODRIGUES, Luis Ricardo Lage; FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir. Adverse meteorological phenomena associated with low-level baric troughs in the Alagoas State, Brazil, in 2003. *Atmospheric Science Letters*, v. 11, n. 3, p. 204-209, 2010.

ROSSBY, Carl-Gustaf. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *J. mar. Res.*, v. 2, p. 38-55, 1939.

SALDANHA, Claudinéia Brazil; FEDOROVA, Natalia; CARVALHO, Maria Helena de. Case study of a secondary cold front over southern Brazil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, p. 32-45, 2010.

SANTOS, Ana Leticia Melo dos. Influência das ligações das correntes de jato entre os hemisférios na formação de fenômenos meteorológicos adversos no Nordeste brasileiro. 2021. 88 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Ciências Atmosféricas, Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2021a.

SANTOS, Ana Letícia Melo dos; FEDOROVA, Natália; LEVIT, Vladimir. Influência das ligações das correntes de jato entre os hemisférios na frequência dos fenômenos adversos no Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 14, n. 5, p. 2727-2738, 2021b.

SATYAMURTY, Prakki; MATTOS, Luiz Fernando de. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. *Monthly Weather Review*, v. 117, n. 6, p. 1355-1364, 1989.

SATYAMURTY, Prakki. Rudimentos de Meteorologia Dinâmica. CPTEC - INPE. São José dos Campos - SP. v. 2, p. 148, 2005.

SCHNEIDER, Tapio; BISCHOFF, Tobias; HAUG, Gerald H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, v. 513, n. 7516, p. 45-53, 2014.

SCHULTZ, David M. A review of cold fronts with prefrontal troughs and wind shifts. *Monthly Weather Review* 133, n. 8, p. 2449-2472. 2005.

SCHULTZ, David M.; KEYSER, Daniel; BOSART, Lance F. The effect of large-scale flow on low-level frontal structure and evolution in midlatitude cyclones. *Monthly weather review* 126, n. 7, p. 1767-1791. 1998.

SILVA, Vanessa Pereira da. Distúrbios ondulatórios de leste: estudo de casos que afetaram a costa leste do NEB. 2011. 71 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande - Paraíba - Brasil, 2011.

SIMMONDS, Ian; KEAY, Kevin; BYE, John Arthur Tristram. Identification and climatology of Southern Hemisphere mobile fronts in a modern reanalysis. *Journal of Climate*, v. 25, n. 6, p. 1945-1962, 2012.

SINCLAIR, Mark R. An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, v. 122, n. 10, p. 2239-2256, 1994.

SINHORI, Natalia Parisotto. Estrutura vertical das frentes frias durante a passagem do Sul até o Nordeste brasileiro, entre 2000 e 2012. 2015. 198 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) –

Instituto de Ciências Atmosféricas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2015.

TEODORO, Thales Alves; REBOITA, Michelle Simões; ESCOBAR, Gustavo Carlos Juan. Caracterização da banda dupla da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no oceano Atlântico. Anuário do Instituto de Geociências, v. 42, n. 2, p. 282-298, 2019.

TOMAZIELLO, Ana Carolina Nóbile; CARVALHO, Leila MV; GANDU, Adilson W. Intraseasonal variability of the Atlantic Intertropical Convergence Zone during austral summer and winter. *Climate Dynamics*, v. 47, p. 1717-1733, 2016.

TOMAZIELLO, Ana Carolina Nóbile. Variabilidade da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico durante as estações seca e chuvosa da América do Sul tropical. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo (USP), Dep. de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG), São Paulo-SP. 194p., 2014.

UVO, Cíntia Regina Bertacchi; NOBRE, Carlos Afonso. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, v. 4, p. 34-40, 1989.

UVO, Cíntia Regina Bertacchi. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na região Norte do Nordeste brasileiro. 88p., Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE. São José dos Campos-SP, 1989.

VAREJÃO-SILVA, Mário Adelmo. The structure and evolution of cold fronts over subtropical South America. 2001. 128 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.

VAZ, Isabela Nogueira. Estudo sobre a origem da Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro e suas ligações inter-hemisféricas. 2014. 118 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Ciências Atmosféricas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2014.

VEBER, Maicon Eirolico. Development convection over northeast of Brazil, organized by frontal extremity. 2011. 132 f. Dissertação (Mestrado em Processos de superfície terrestre) - Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2011.

VEBER, Maicon Eirólico; FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir. Desenvolvimento de Atividades Convectivas Sobre a Região Nordeste do Brasil, Organizada Pela Extremidade Frontal. *Revista*

Brasileira de Meteorologia [online]. 2020, v. 35, n. spe, pp. 995-1003. Epub 26 Fev 2021. ISSN 1982-4351. <https://doi.org/10.1590/0102-77863550071>.

WENINGER, Bernhard; CLARE, Lee; GERRITSEN, Fokke; HOREJS, Barbara; KRAUSS, Raiko; LINSTÄDTER, Jörg; ÖZBAL, Rana; ROHLING, Eelco J. Neolithisation of the Aegean and Southeast Europe during the 6600–6000 calBC period of Rapid Climate Change. *Documenta Praehistorica*, v. 41, p. 91-100, 2014. doi.org/10.4312/dp.41.1

XAVIER, Teresinha de Maria Bezerra Sampaio; Xavier, Airton Fontenele Sampaio; SILVA DIAS, Pedro Leite da; SILVA DIAS, Maria Assunção Faus da. A Zona de Convergência Intertropical - ZCIT e suas Relações com a Chuva no Ceará (1964-98). *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 15, n. 1, p. 27-43, 2000.

YAMASHITA, Márcio Katsumi. Análise da influência vertical de ondas de Rossby longas no Atlântico Sul. 2012. 222 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG), Universidade de São Paulo (USP), São Paulo-SP, 2012.

ZILLMAN, John William, PRICE, Douglas Gordon. On the thermal structure of mature Southern Ocean cyclones. *Australian Meteorology Magazine*, v. 20, p. 34-48, 1972.

RECURSOS DA INTERNET

ERA 5 - ECMWF. Climate Data Store - Copernicus,
<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels>

EumetView - EUMETSAT, <https://view.eumetsat.int/productviewer?v=default>

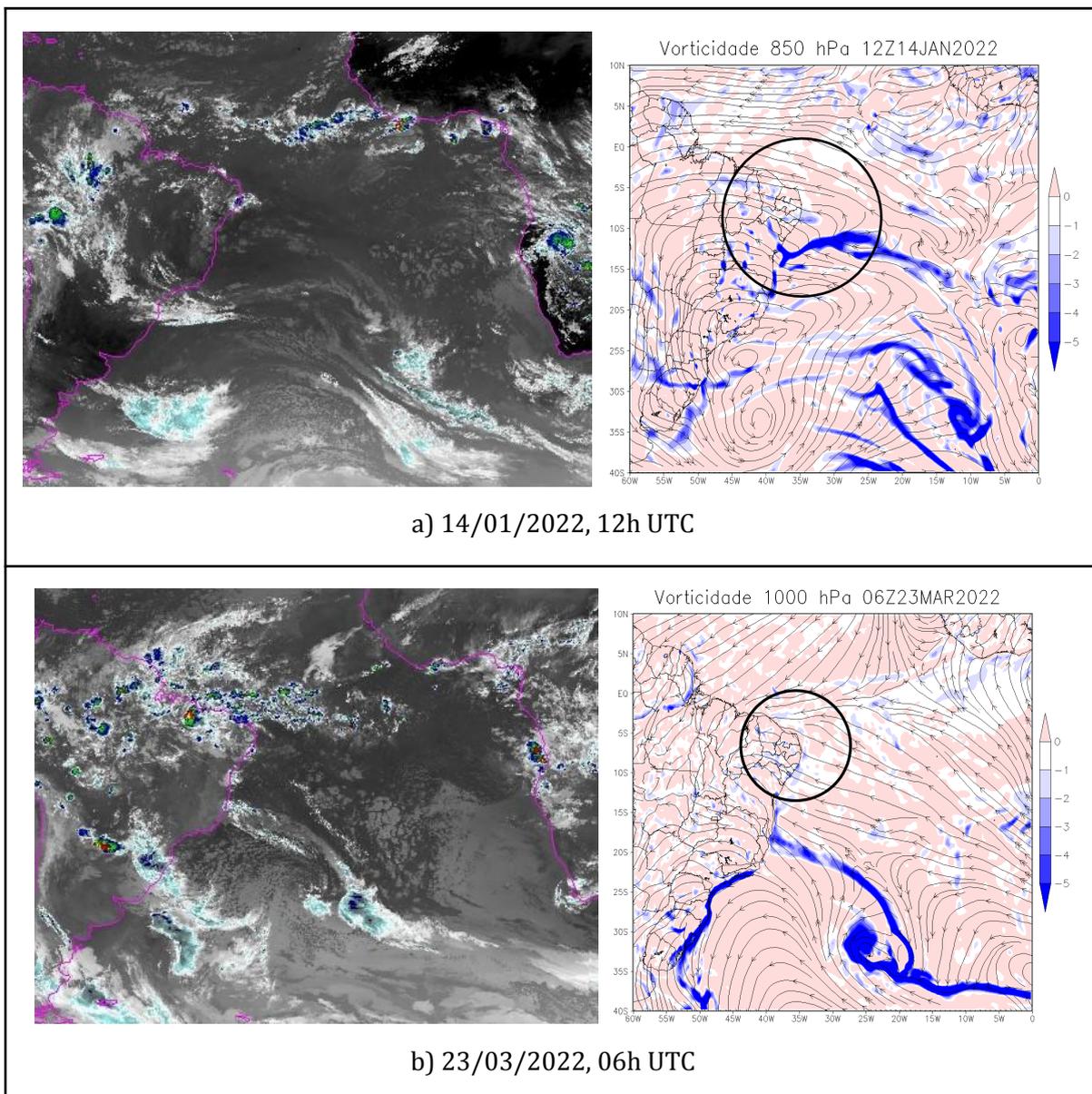
GIBBS - NOAA, <https://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/>

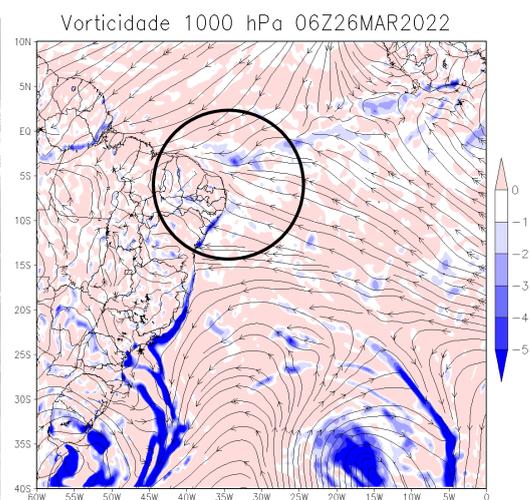
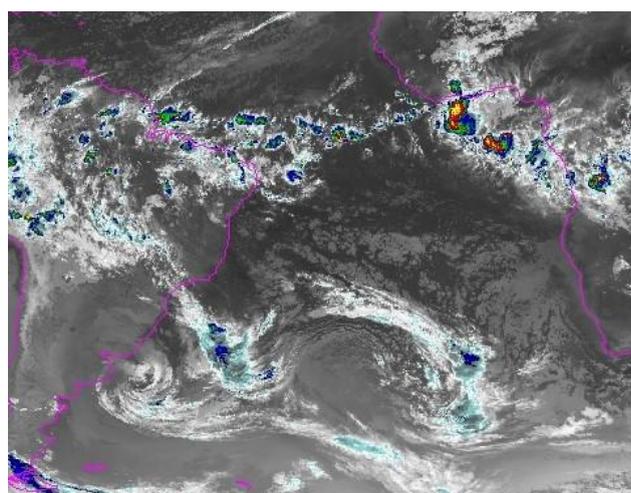
MapMaker - NatGeo, <https://mapmaker.nationalgeographic.org/>

OpenGrADS, <http://opengrads.org/>

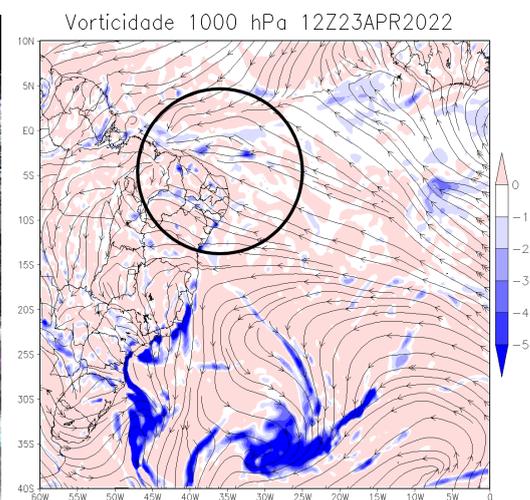
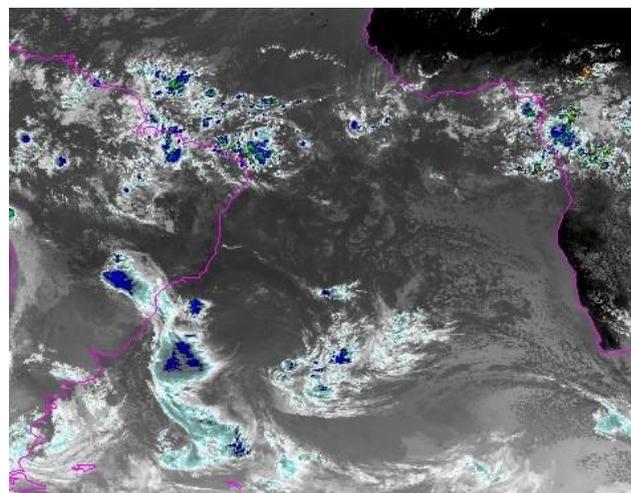
APÊNDICE 1 - Casos do Tipo 1

Imagens de satélite e campo de vorticidade (850 - 1000 hPa) para os casos do Tipo 1. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 41).

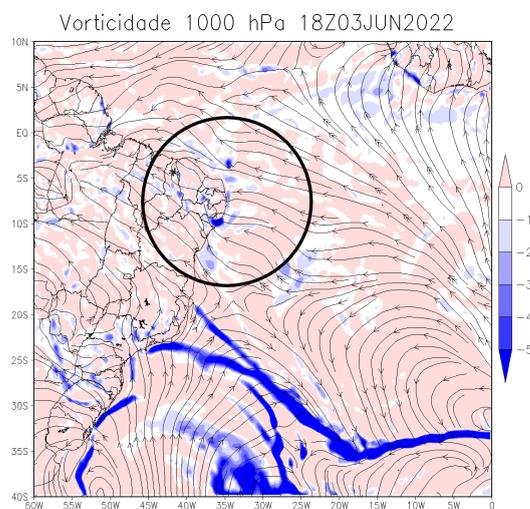
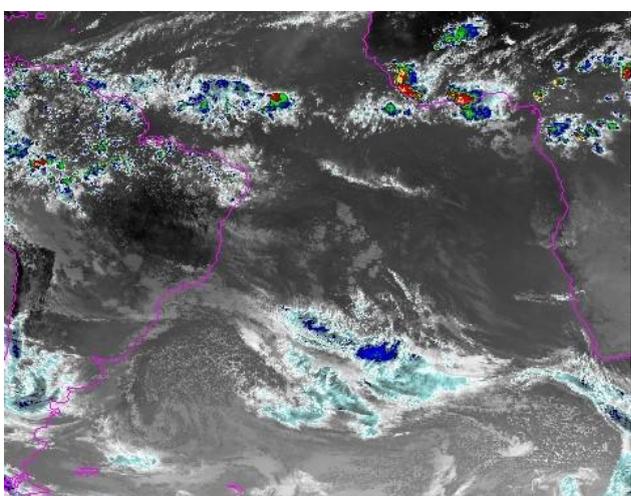




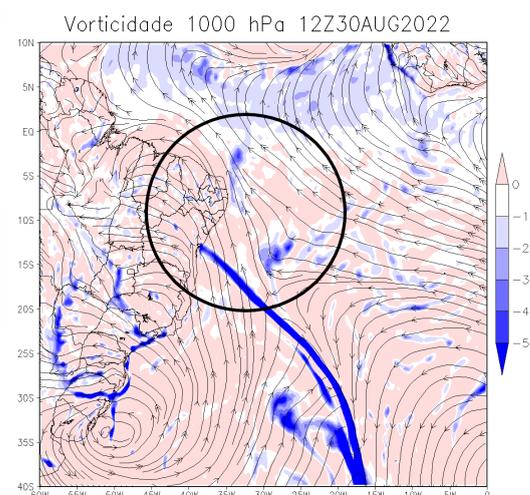
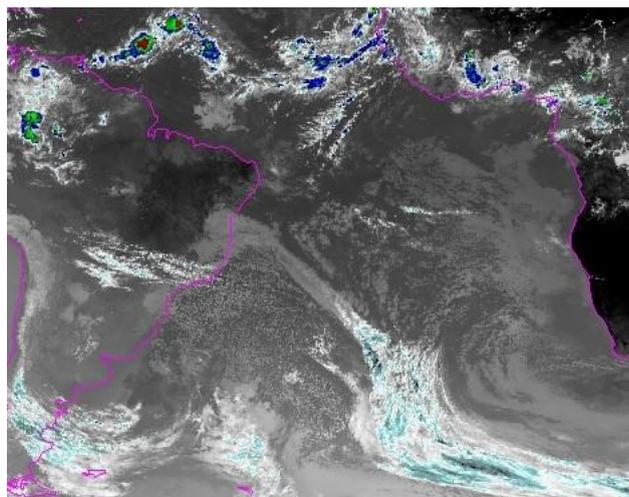
c) 26/03/2022, 06h UTC



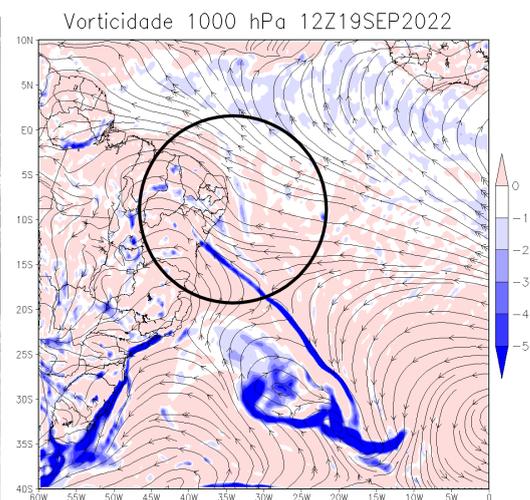
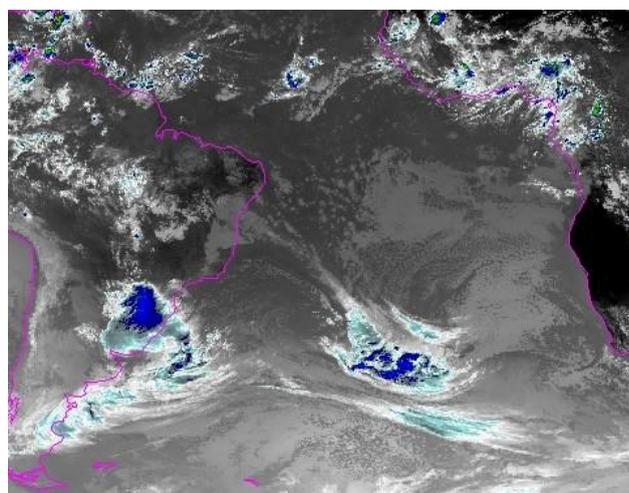
d) 23/04/2022, 12h UTC



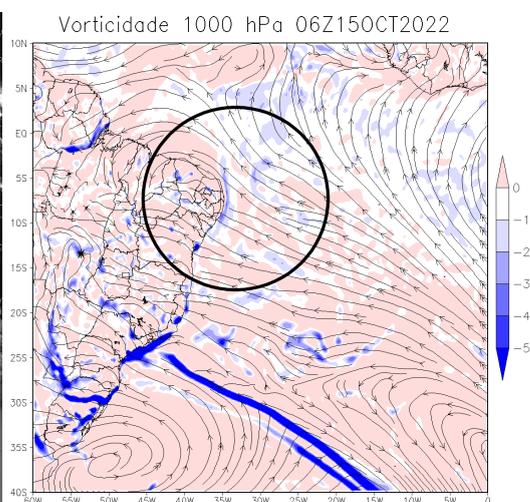
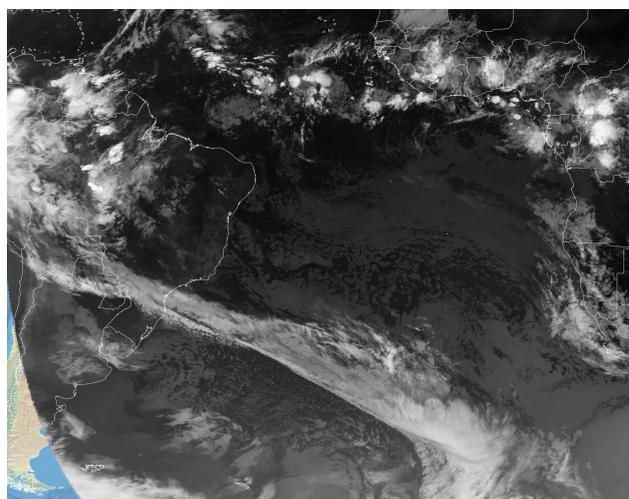
e) 03/06/2022, 18h UTC



f) 30/08/2022, 12h UTC



g) 19/09/2022, 12h UTC



h) 15/10/2022, 06h UTC

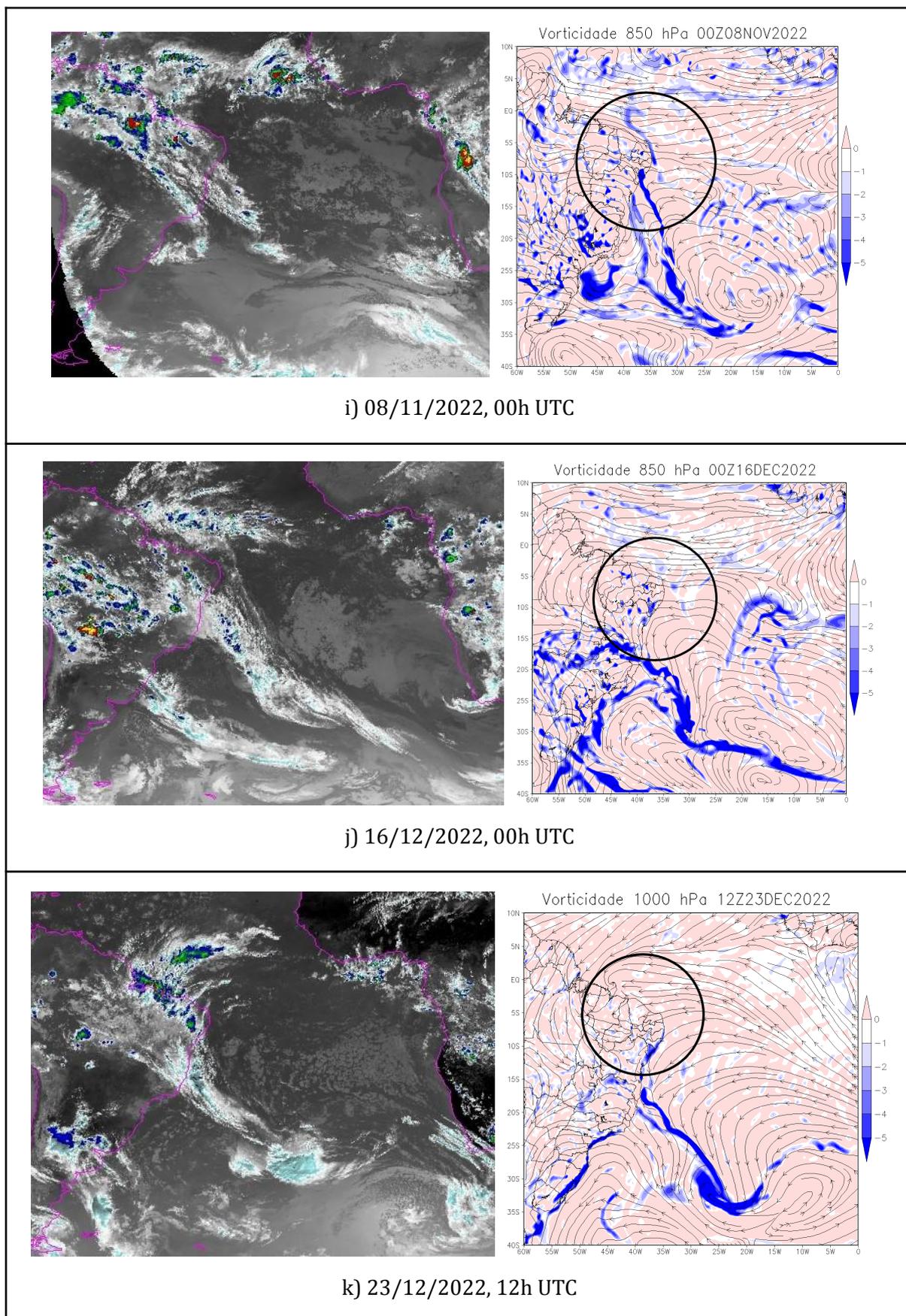
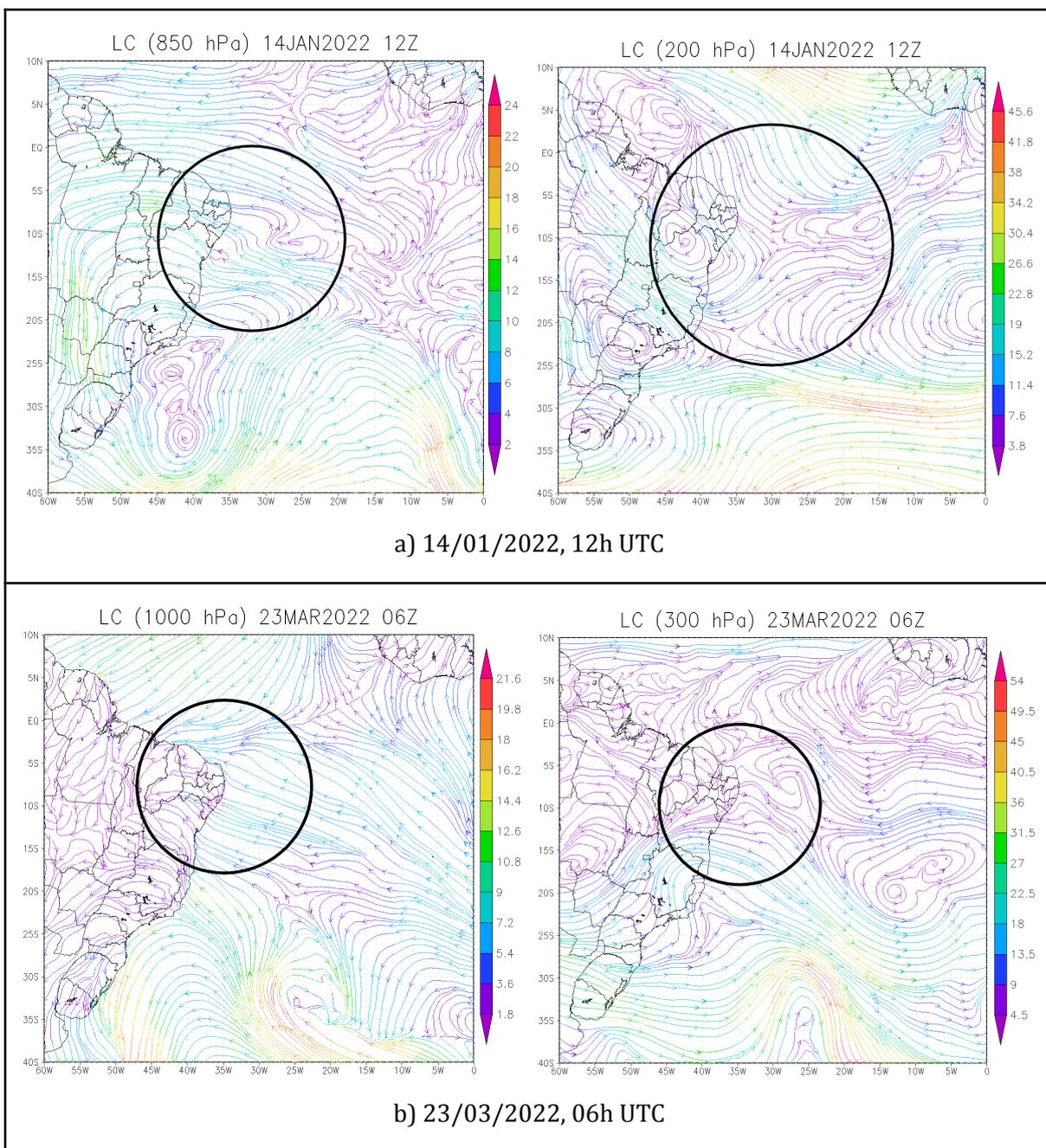
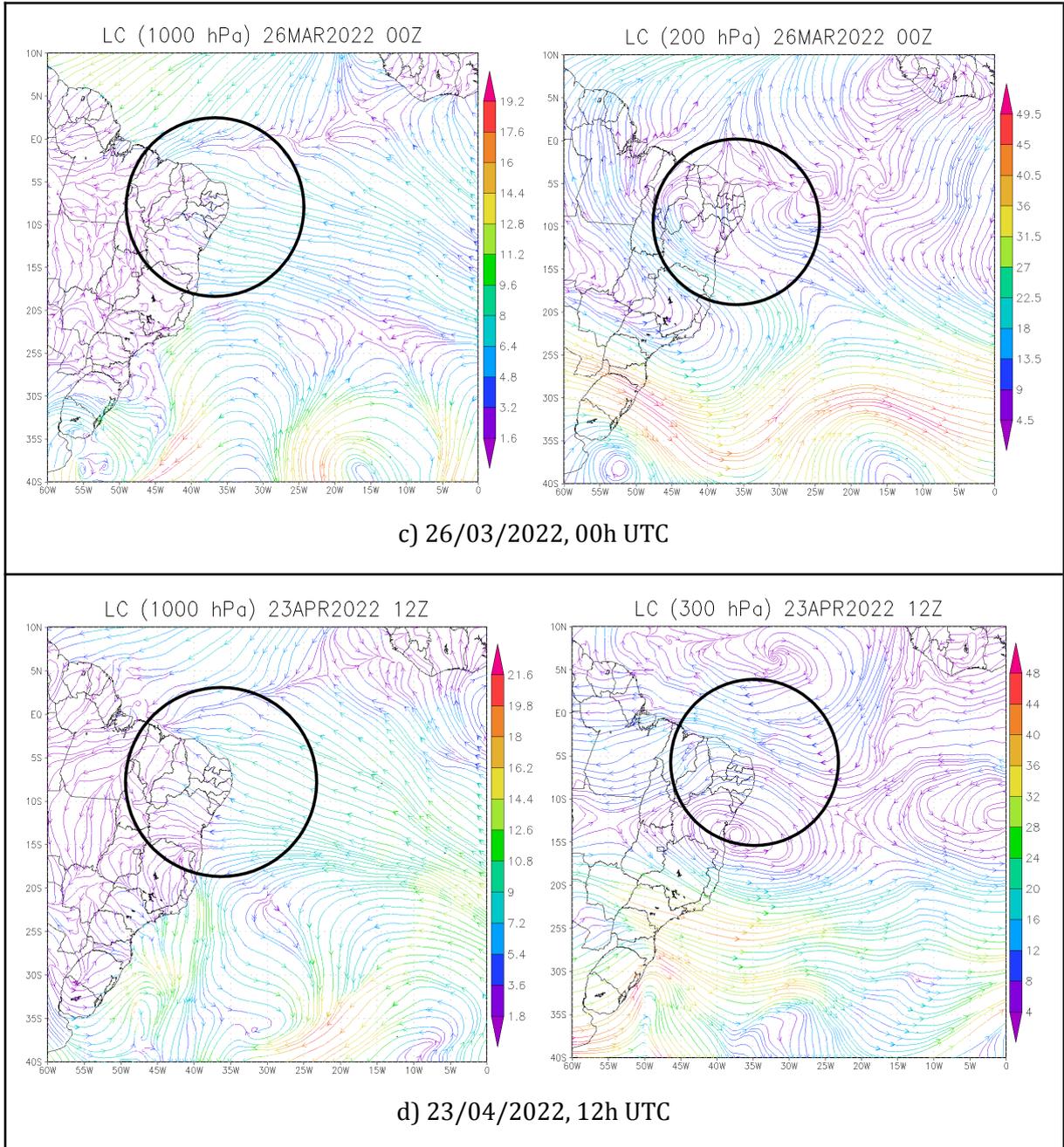
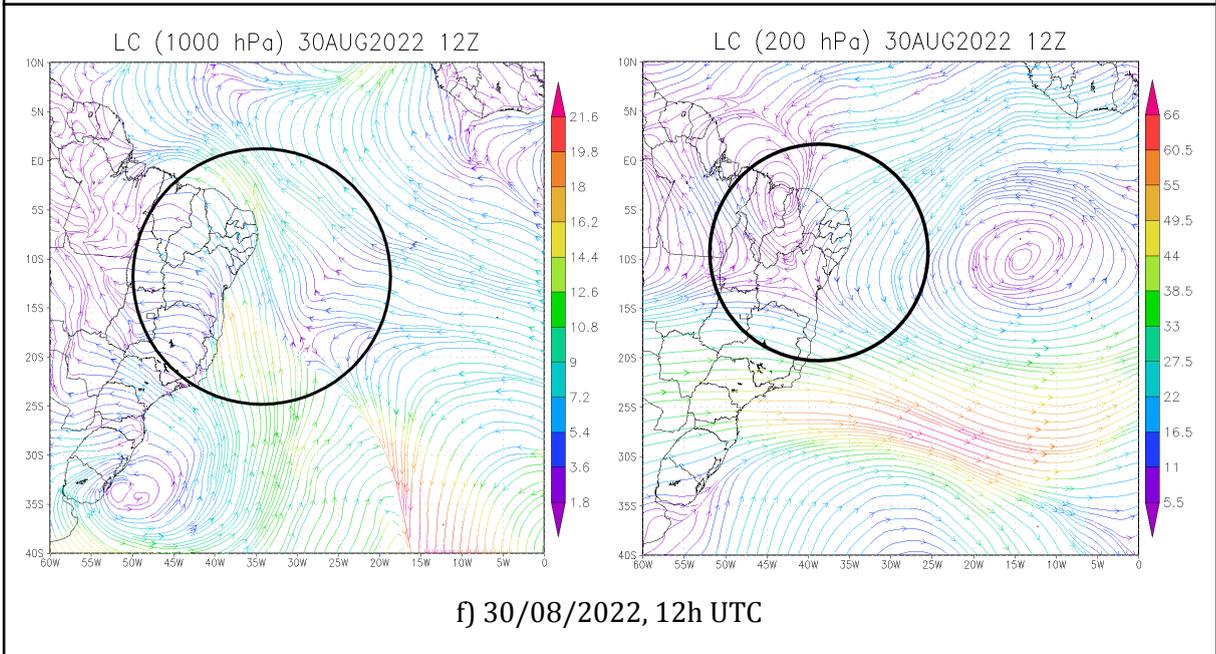
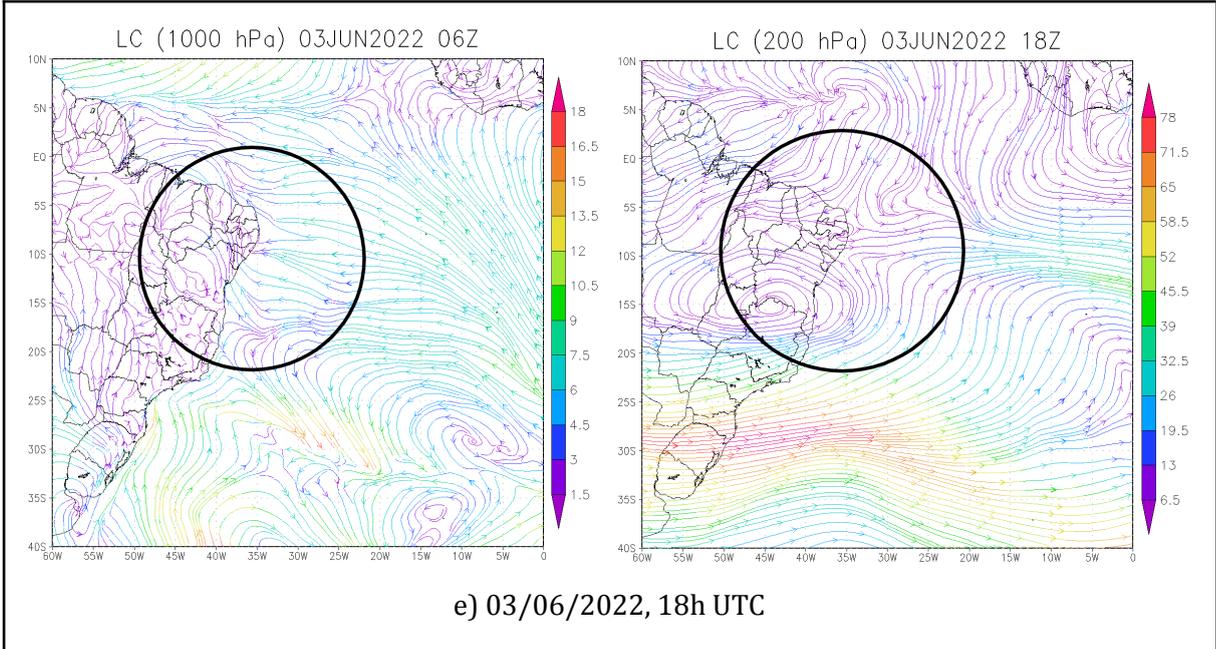


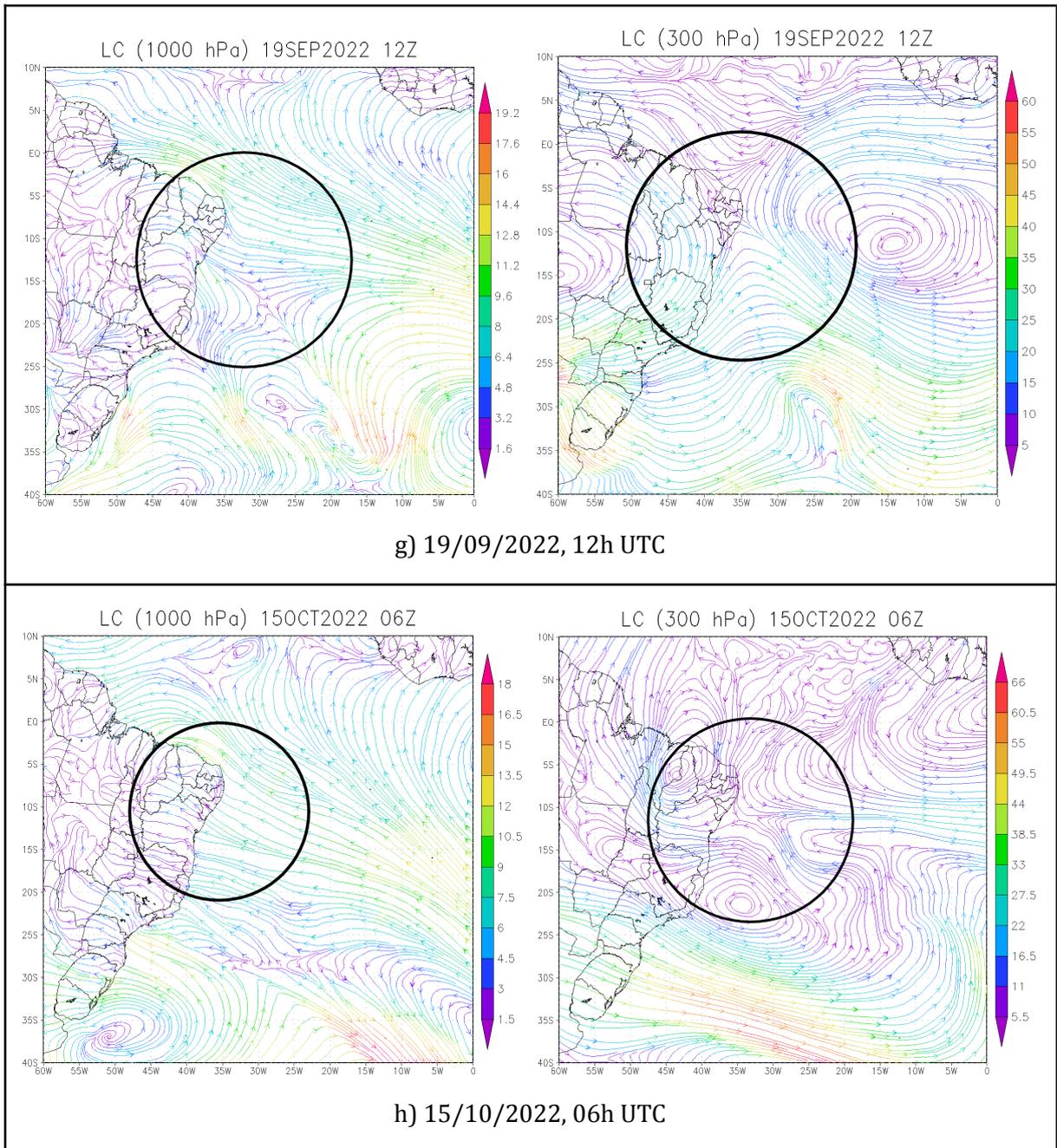
Figura 42: Imagens de satélite e campo de vorticidade (850 - 1000 hPa) para os casos do Tipo 1. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

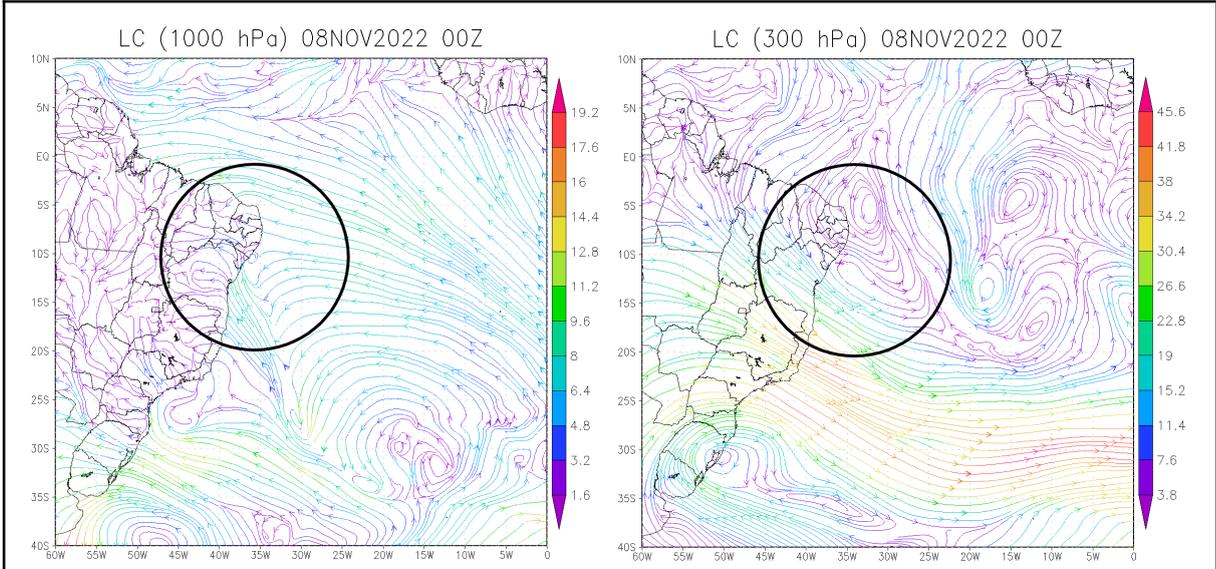
Linhas de corrente em baixos níveis (1000 - 850 hPa) e altos níveis (300 - 200 hPa) para os casos do Tipo 1. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 42).



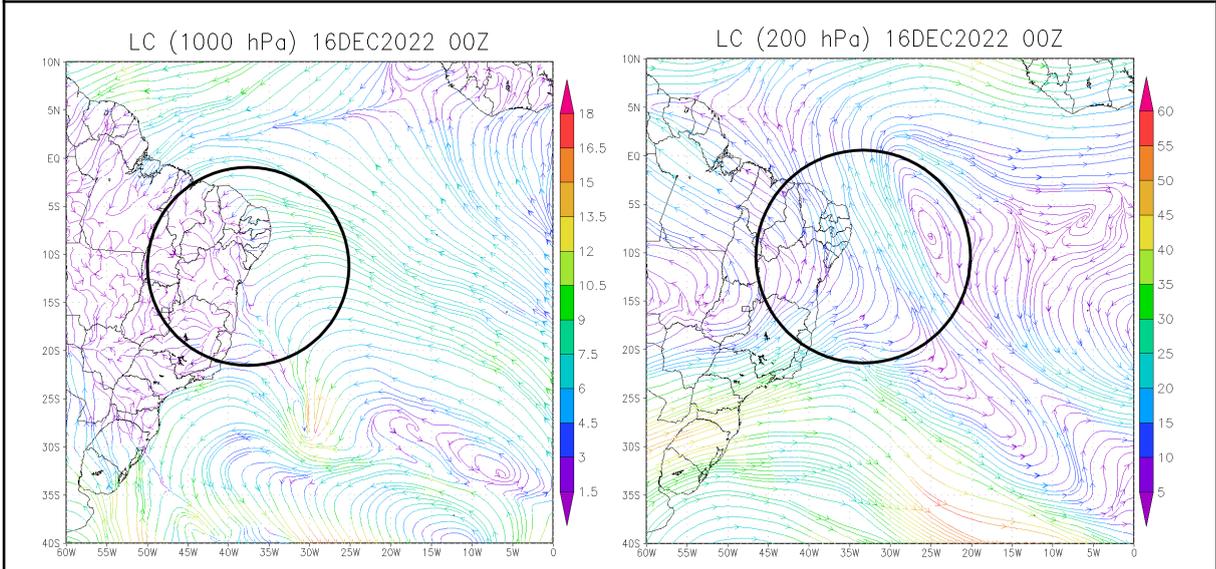








i) 08/11/2022, 00h UTC



j) 16/12/2022, 00h UTC

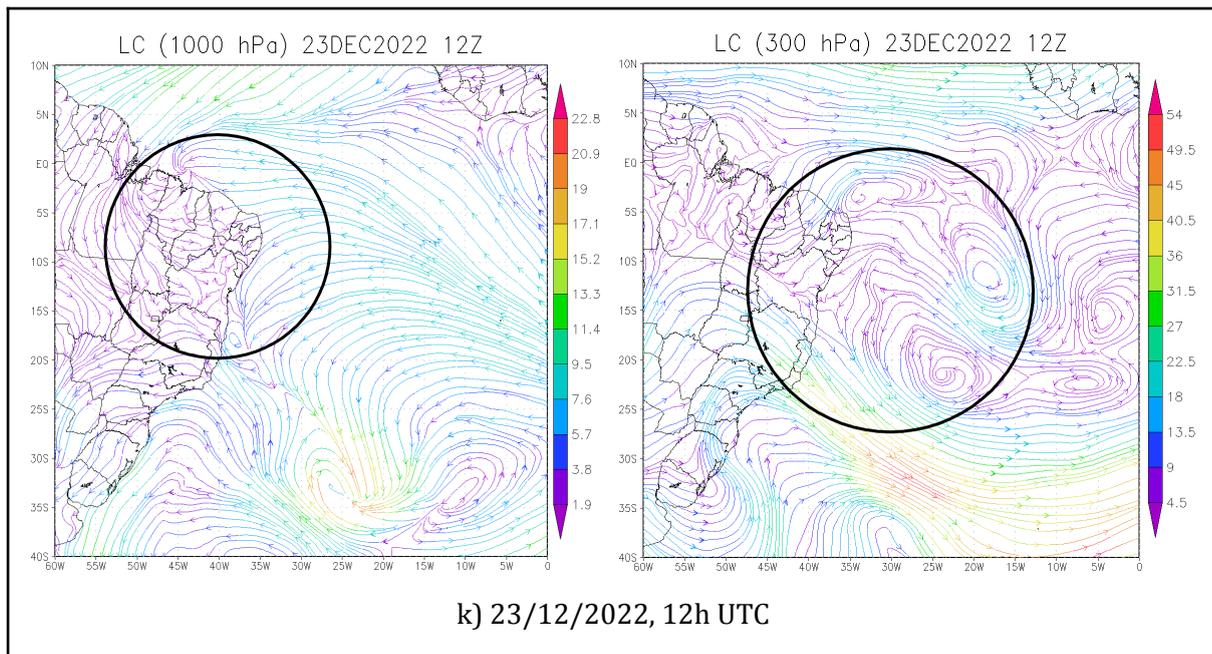
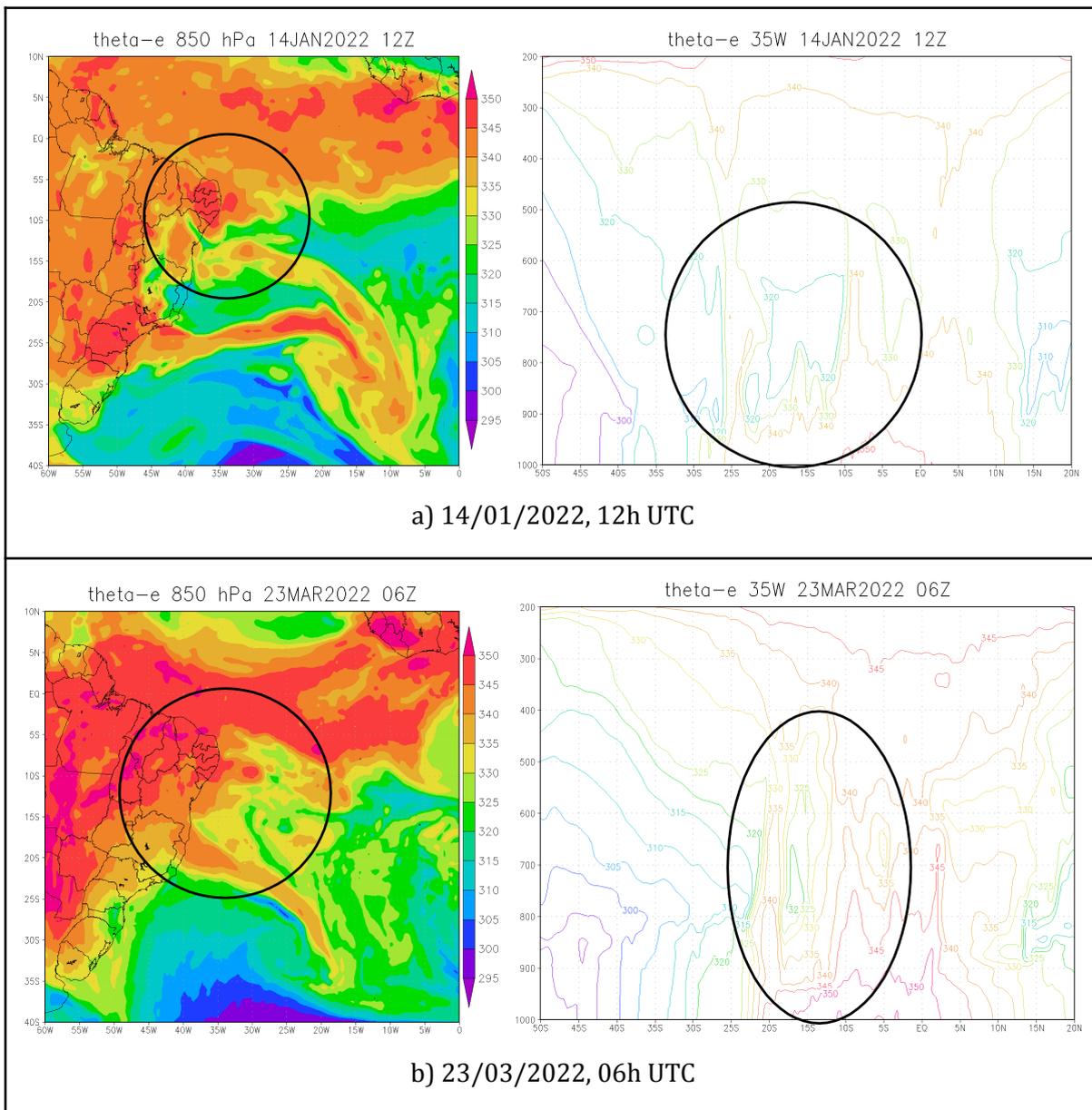
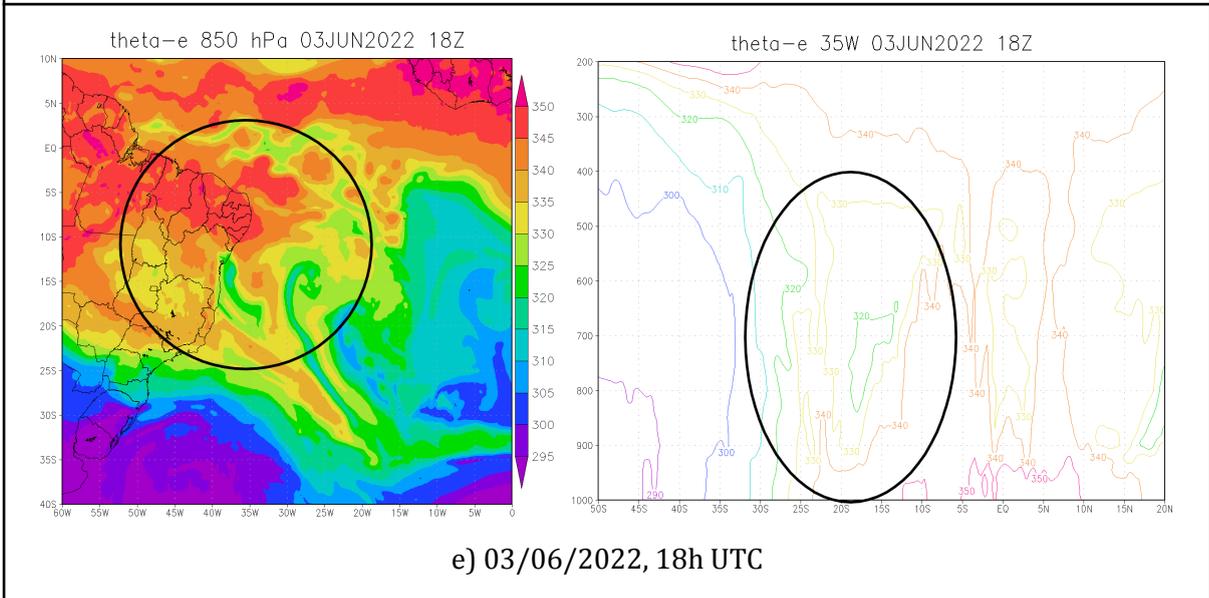
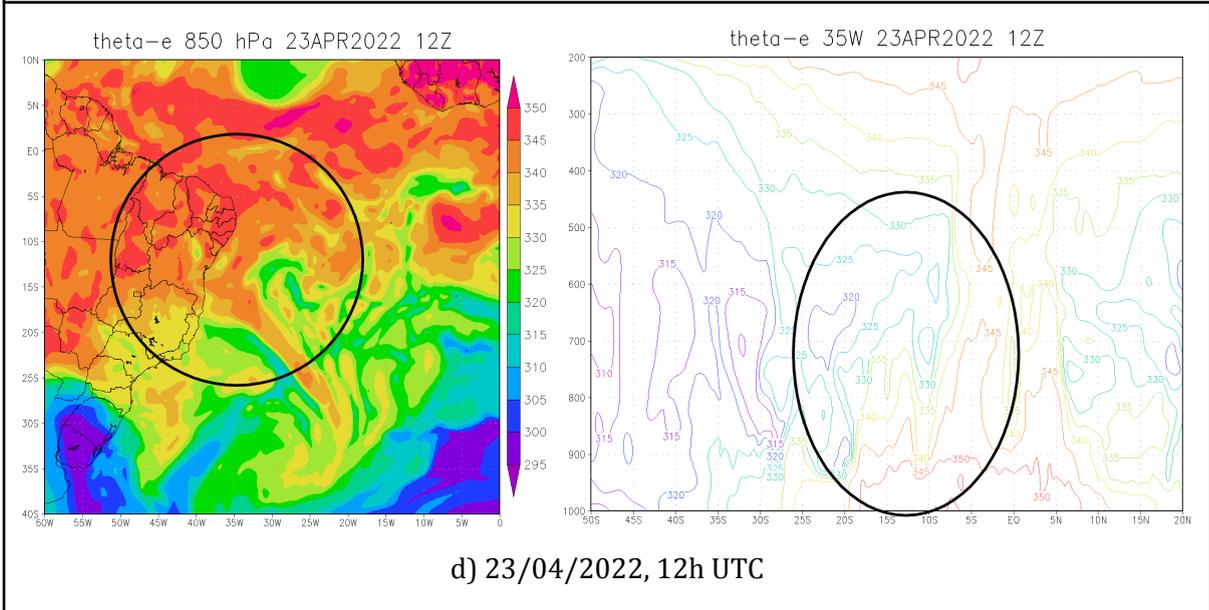
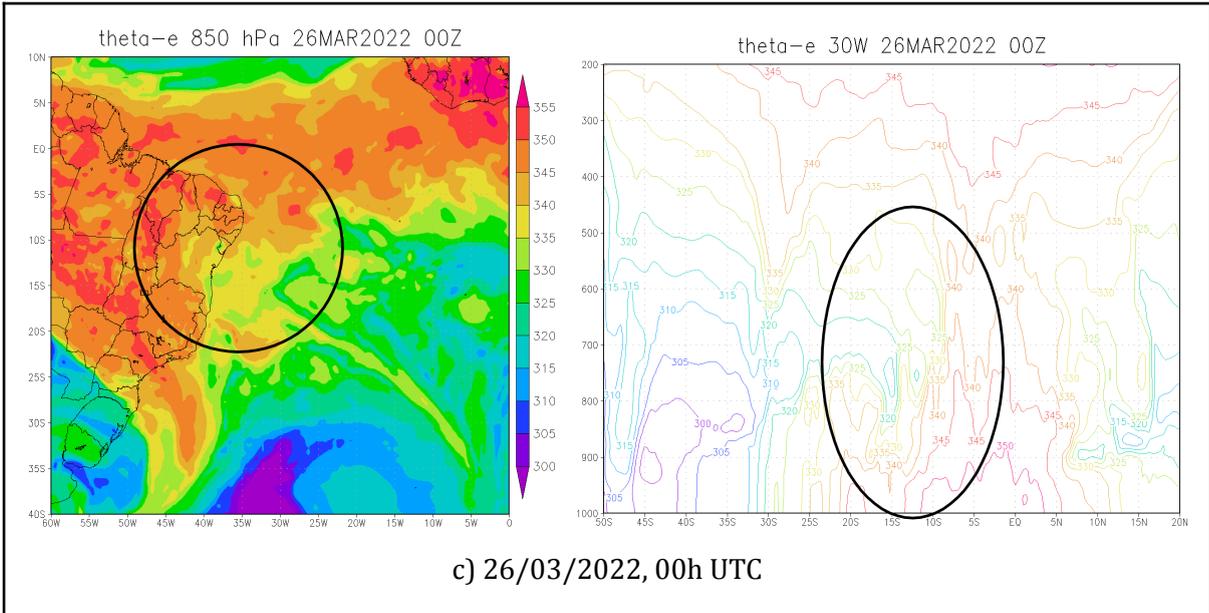
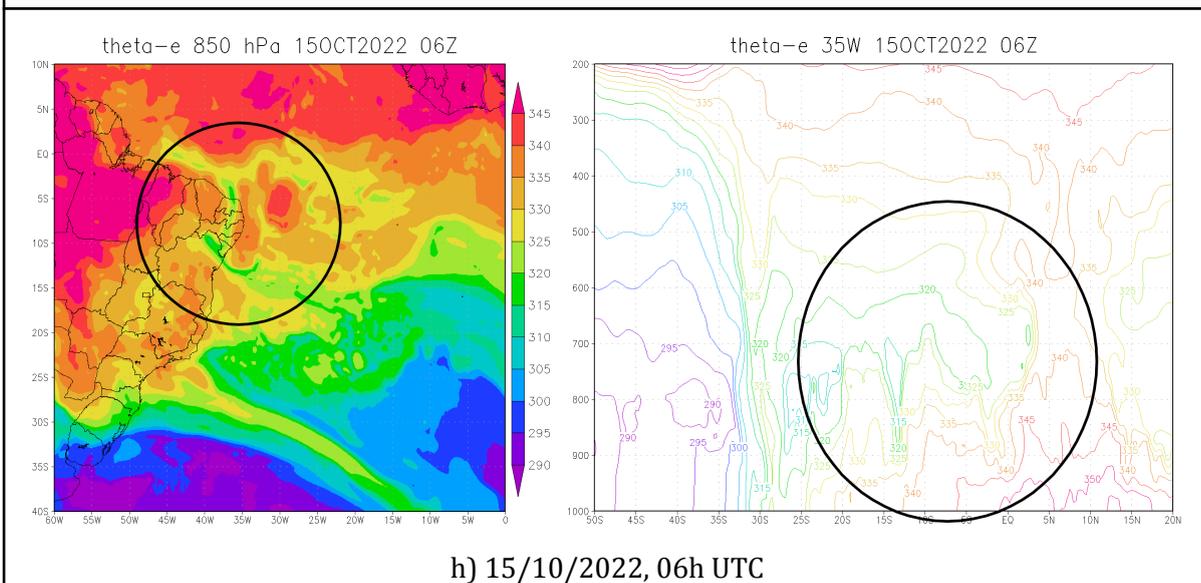
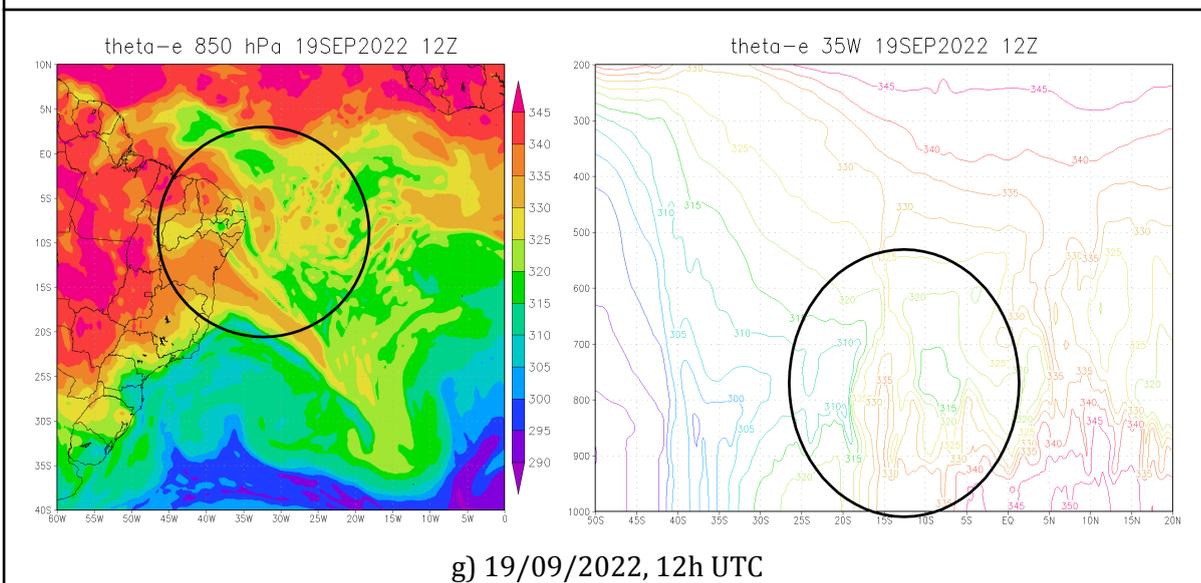
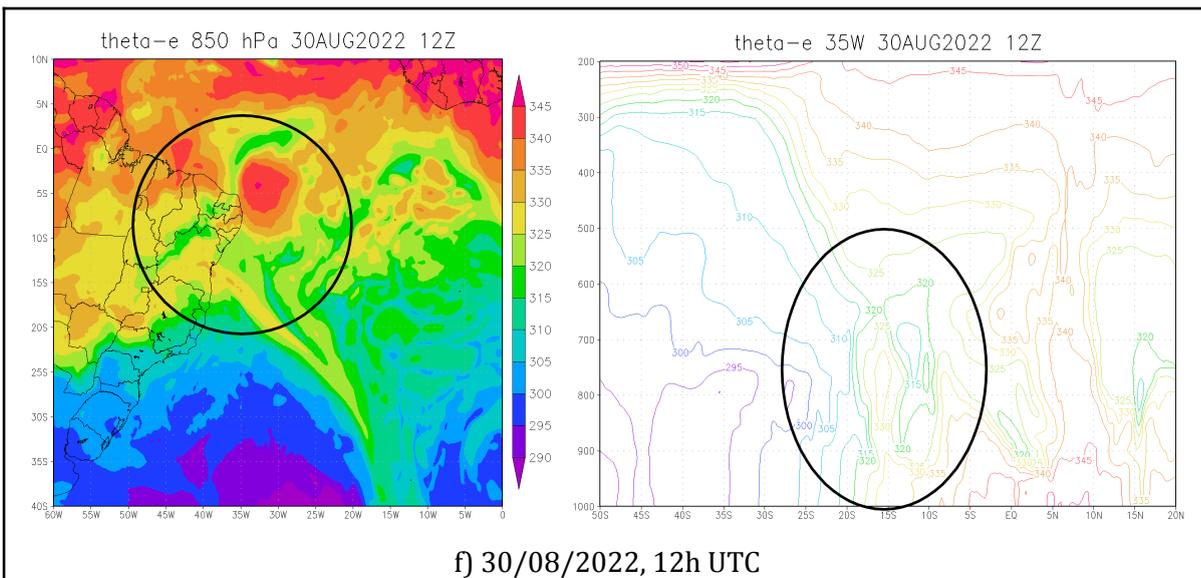


Figura 44: Linhas de corrente em baixos níveis (1000 - 850 hPa) e altos níveis (300 - 200 hPa) para os casos do Tipo 1. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

Temperatura potencial equivalente no campo horizontal (1000 - 850 hPa) e na secção vertical (30° W - 35° W - 40° W) para os casos do Tipo 1. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 43).







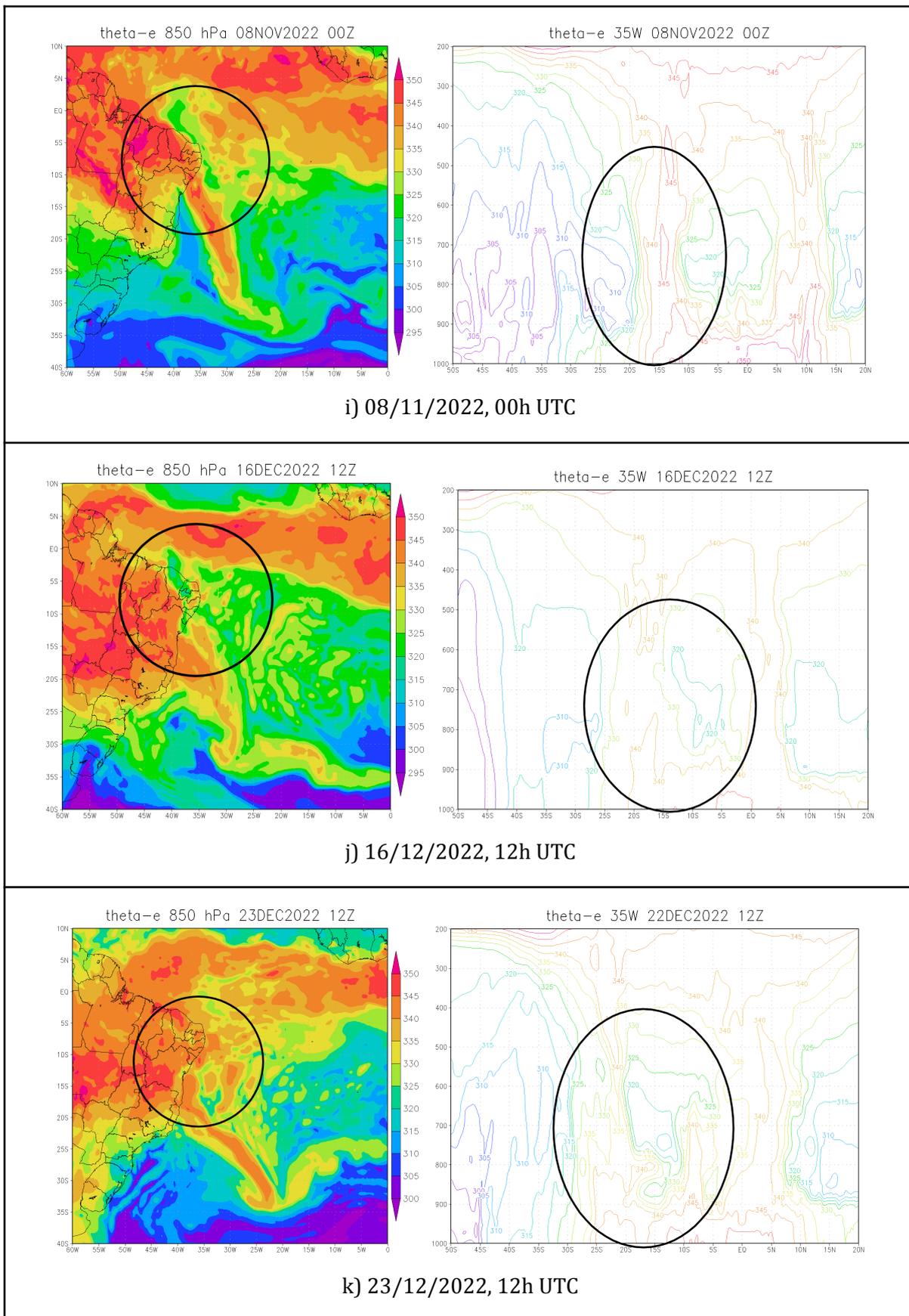
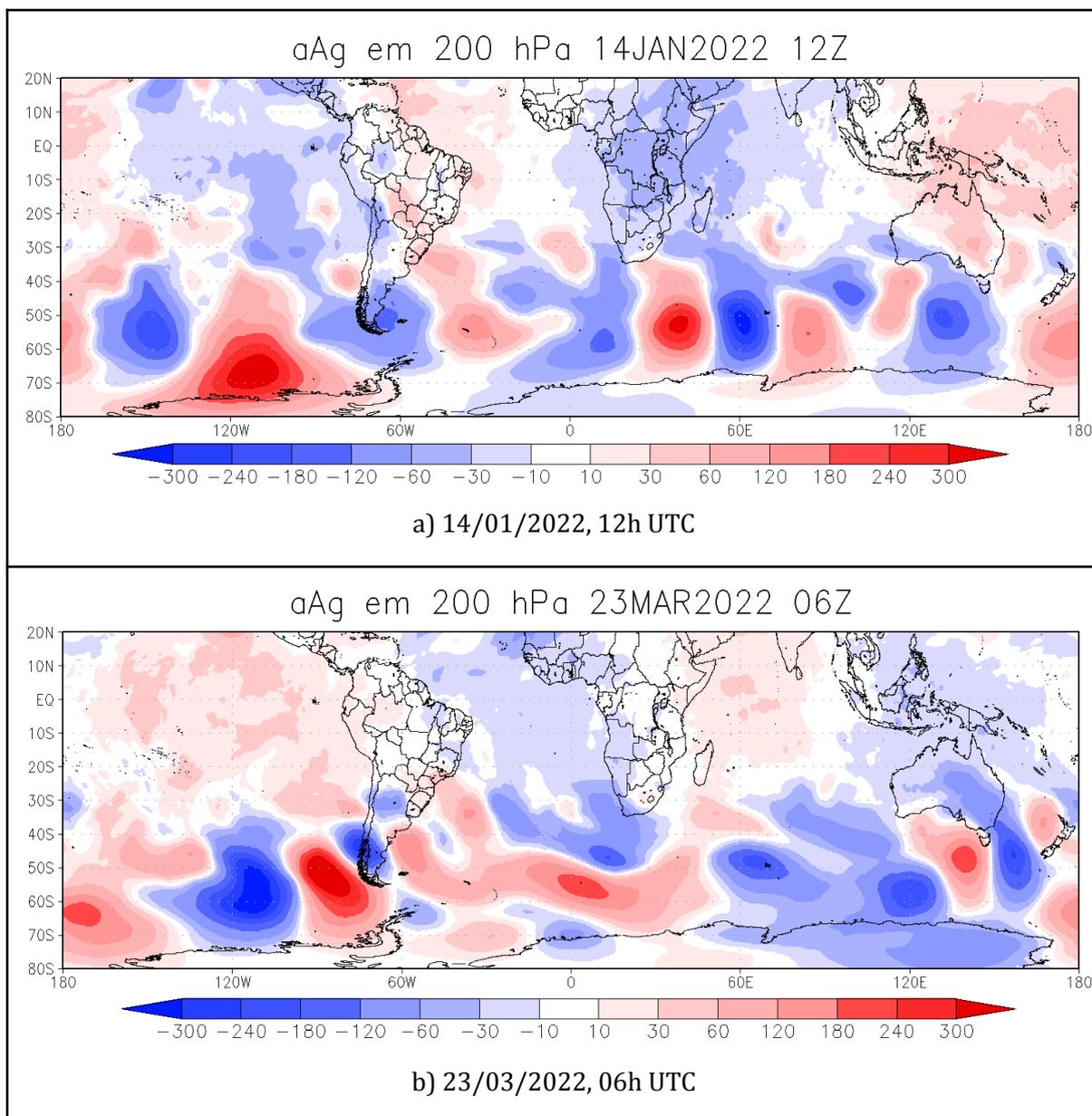
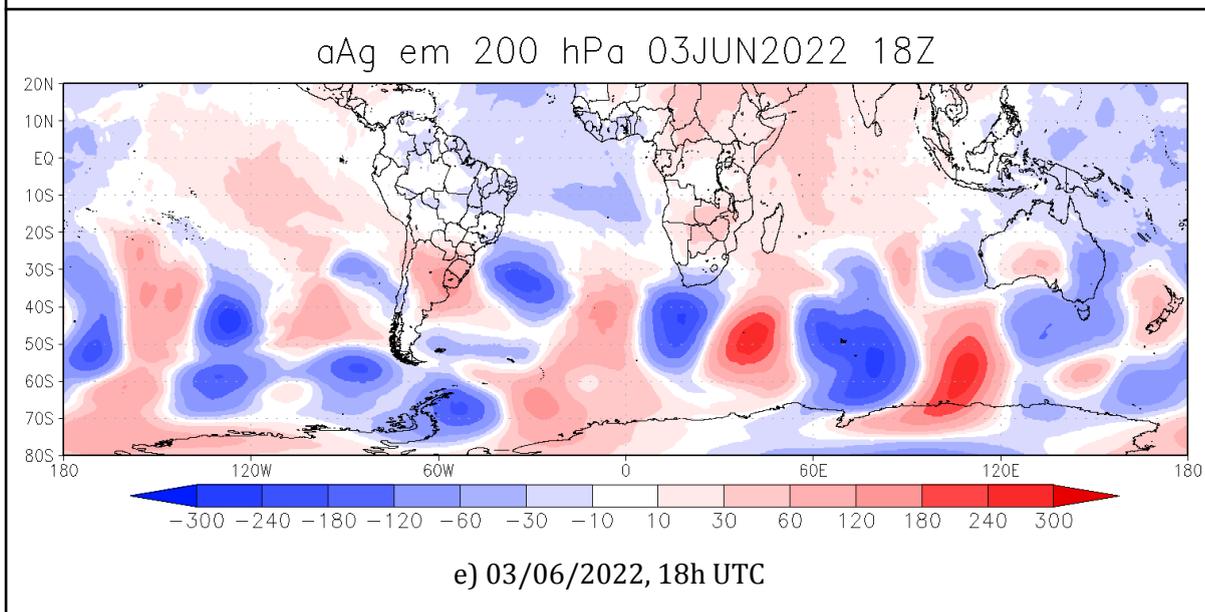
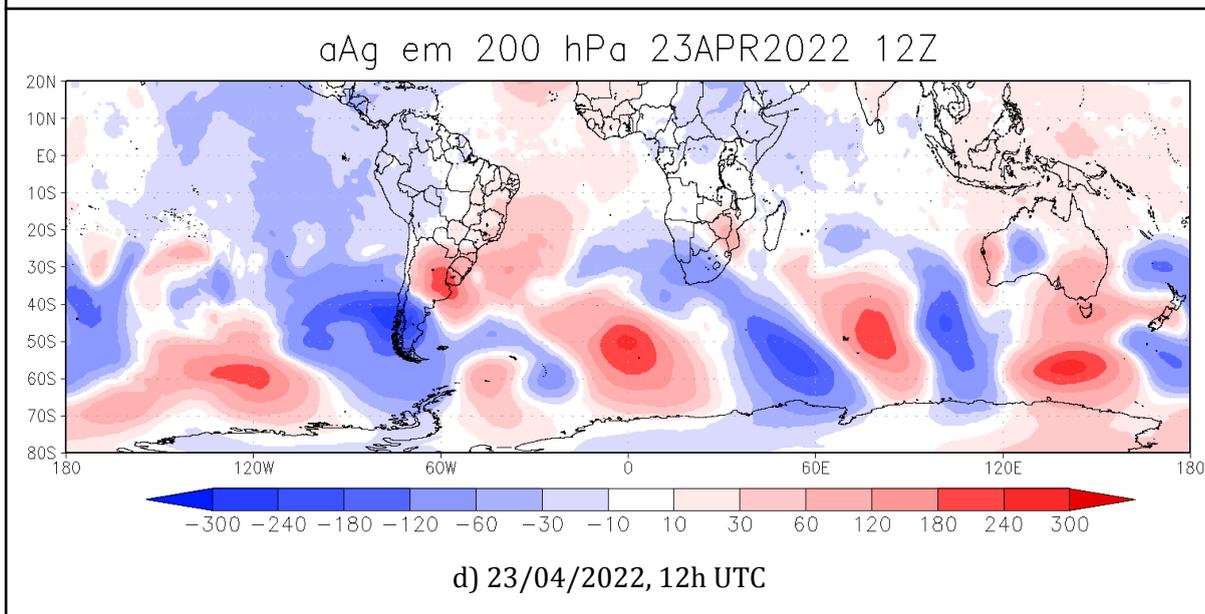
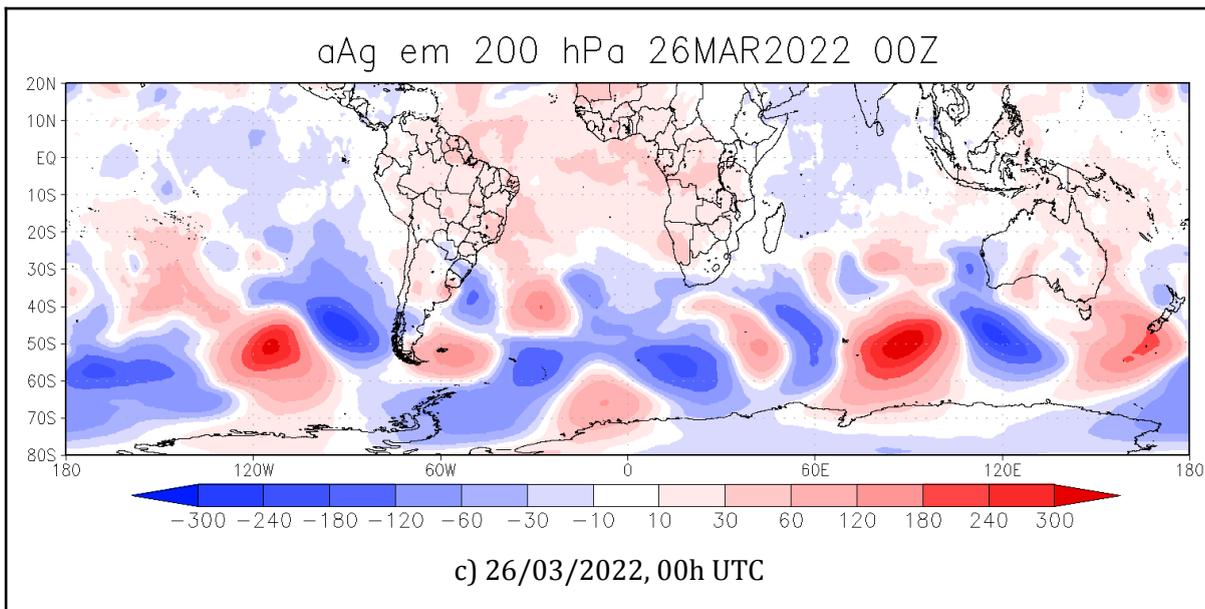
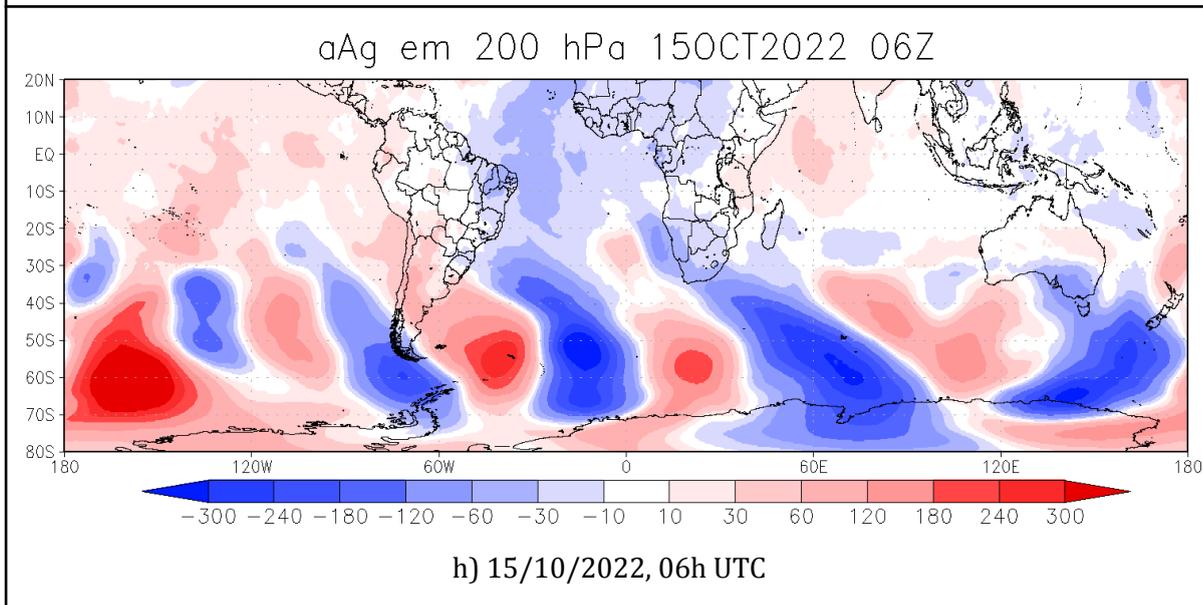
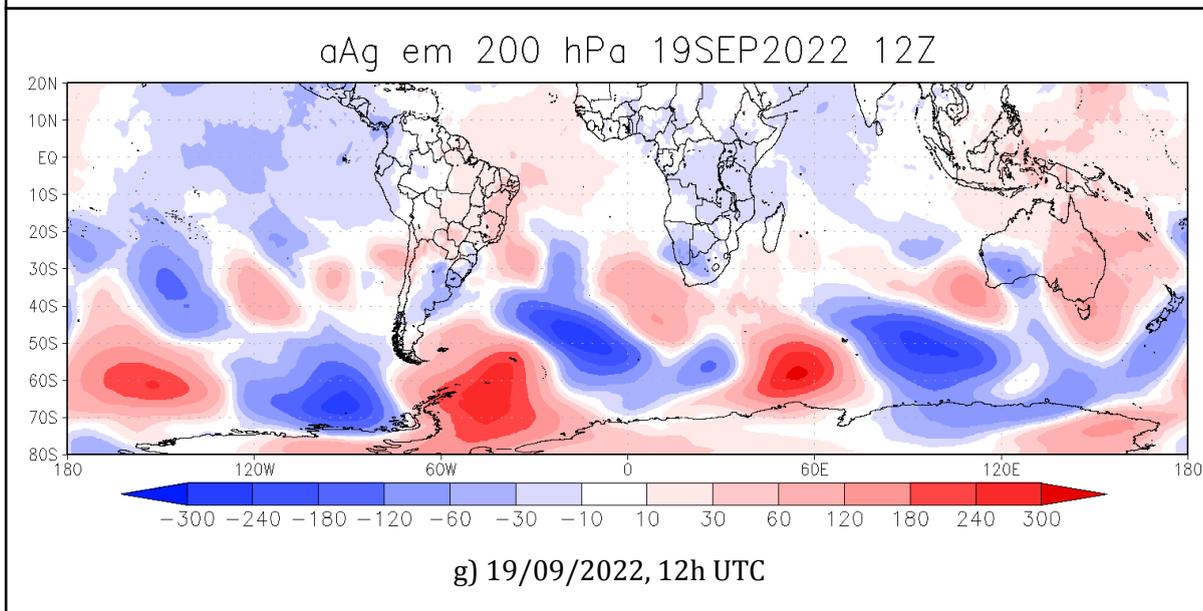
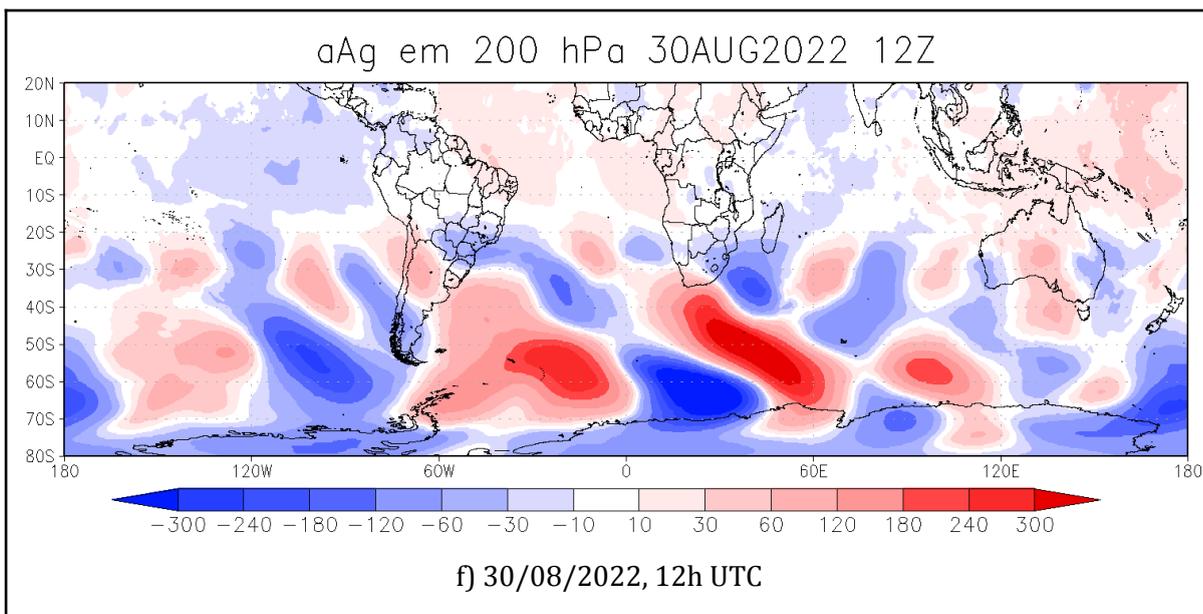


Figura 43: Temperatura potencial equivalente no campo horizontal (1000 - 850 hPa) e na seção vertical (30° W - 35° W - 40° W) para os casos do Tipo 1. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

Diferenciação da Altura Geopotencial em 200 hPa para os casos do Tipo 1. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 44).







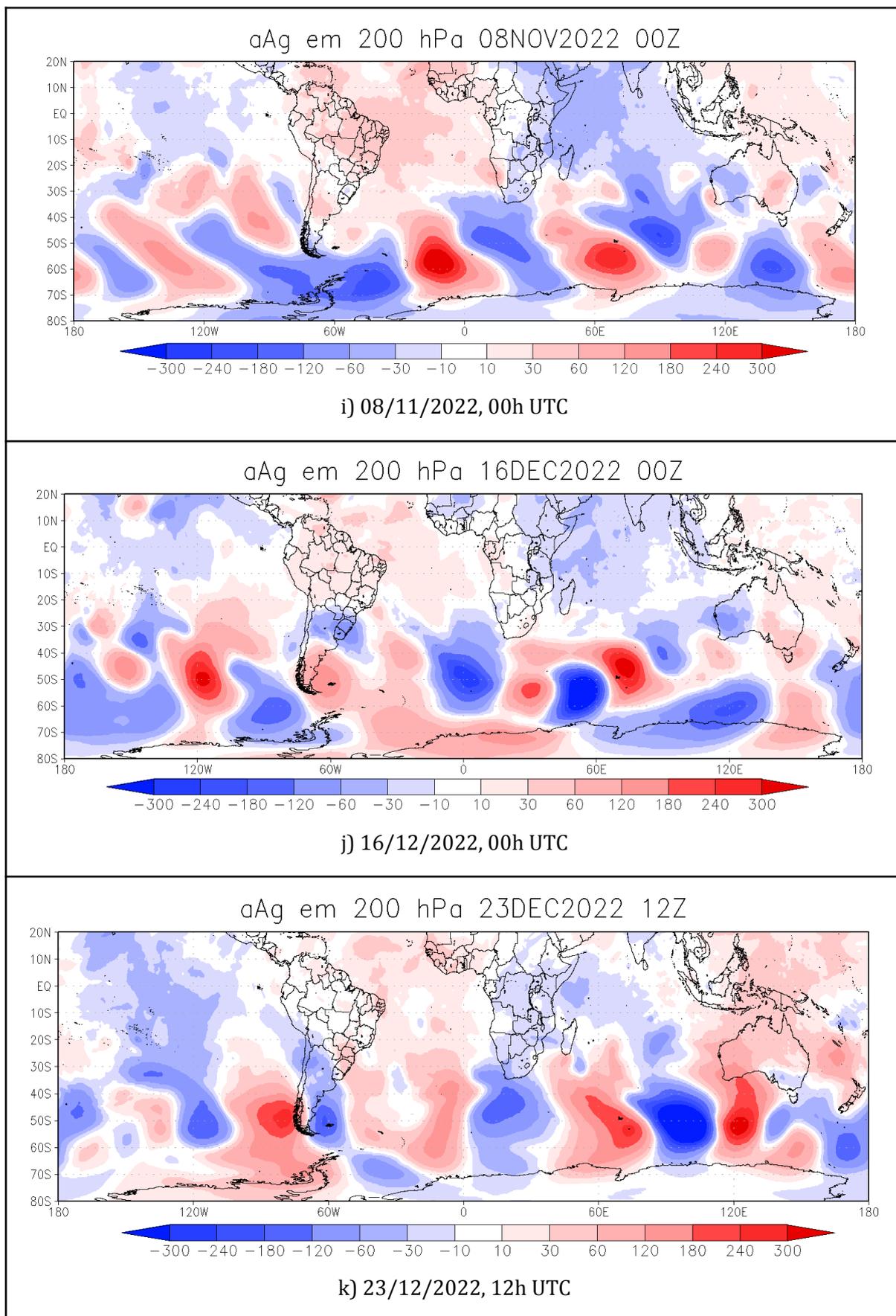
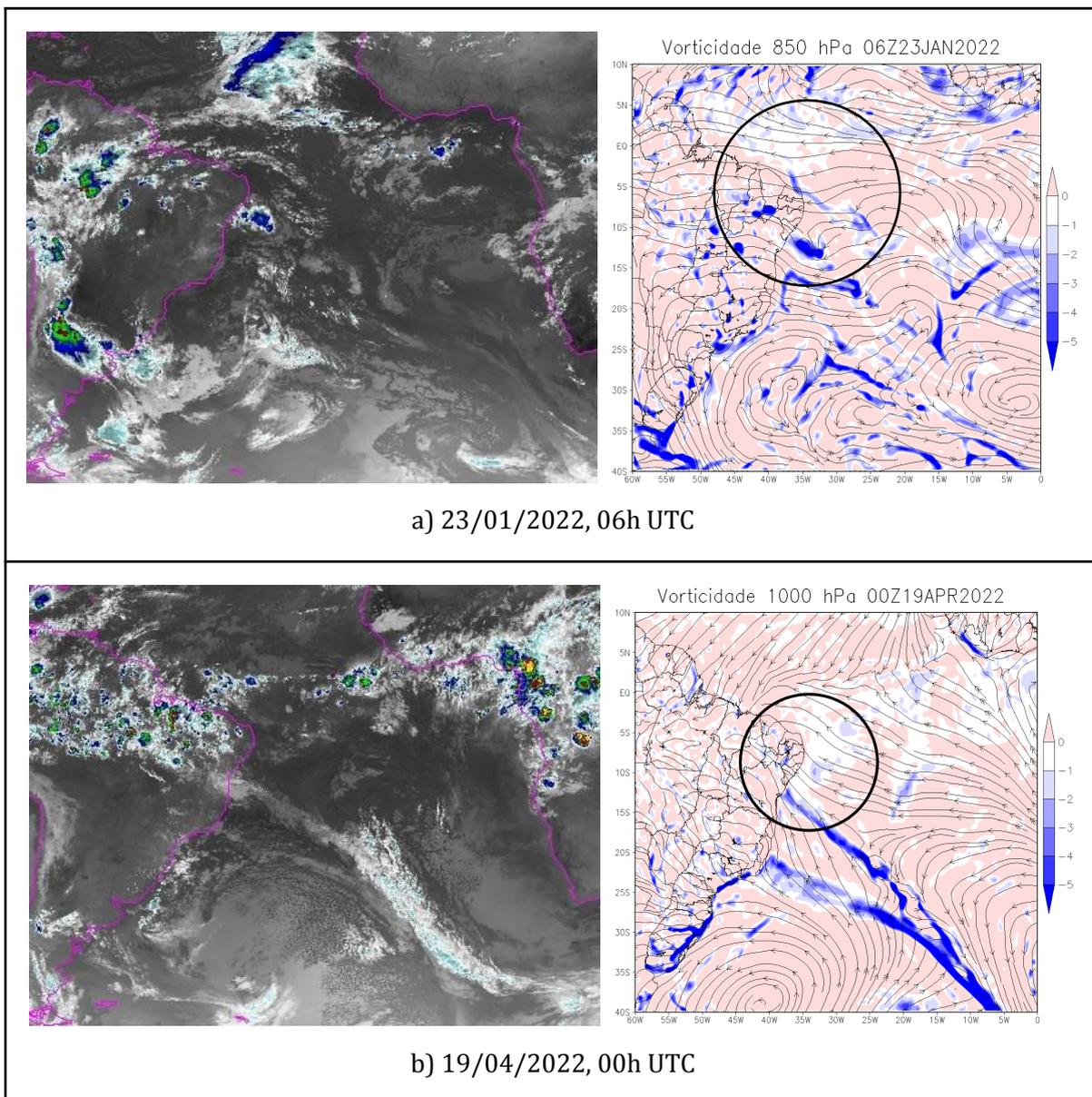
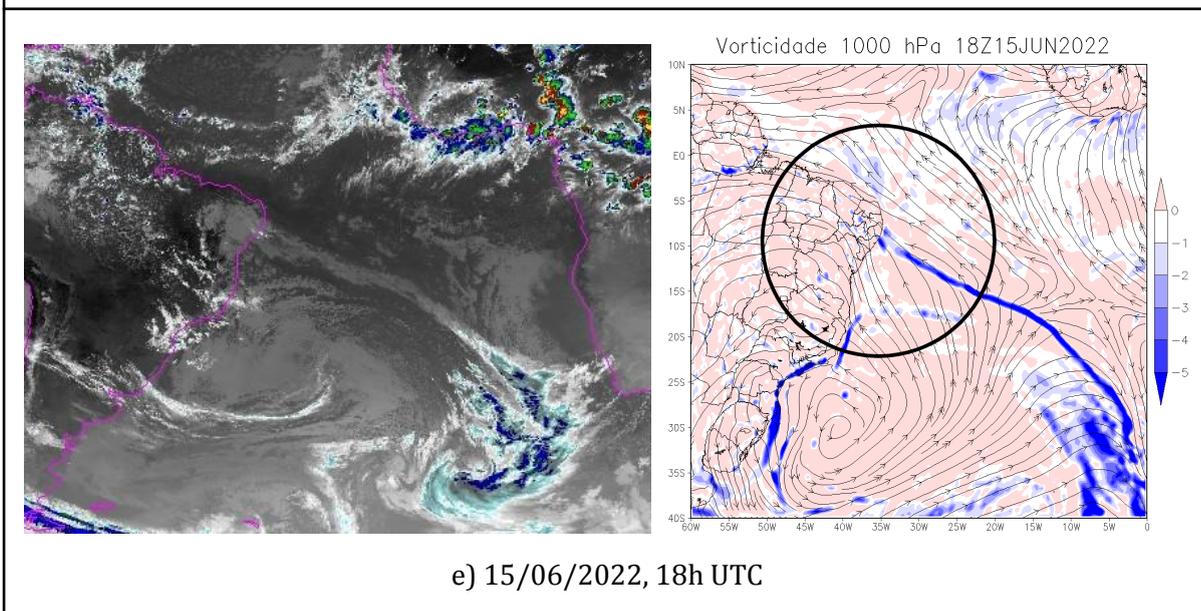
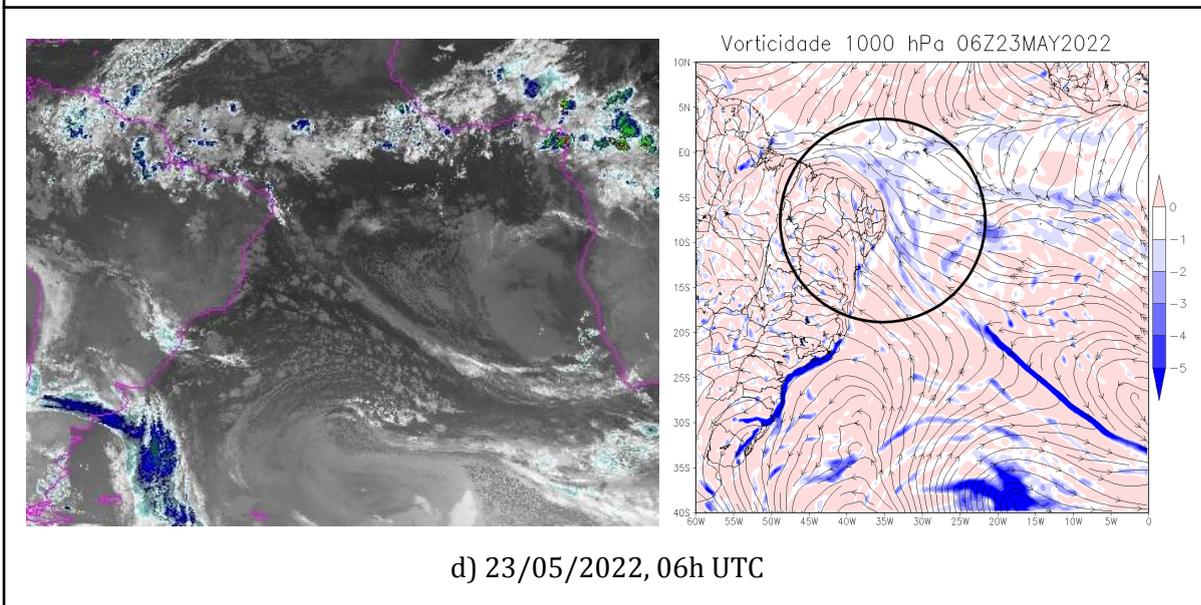
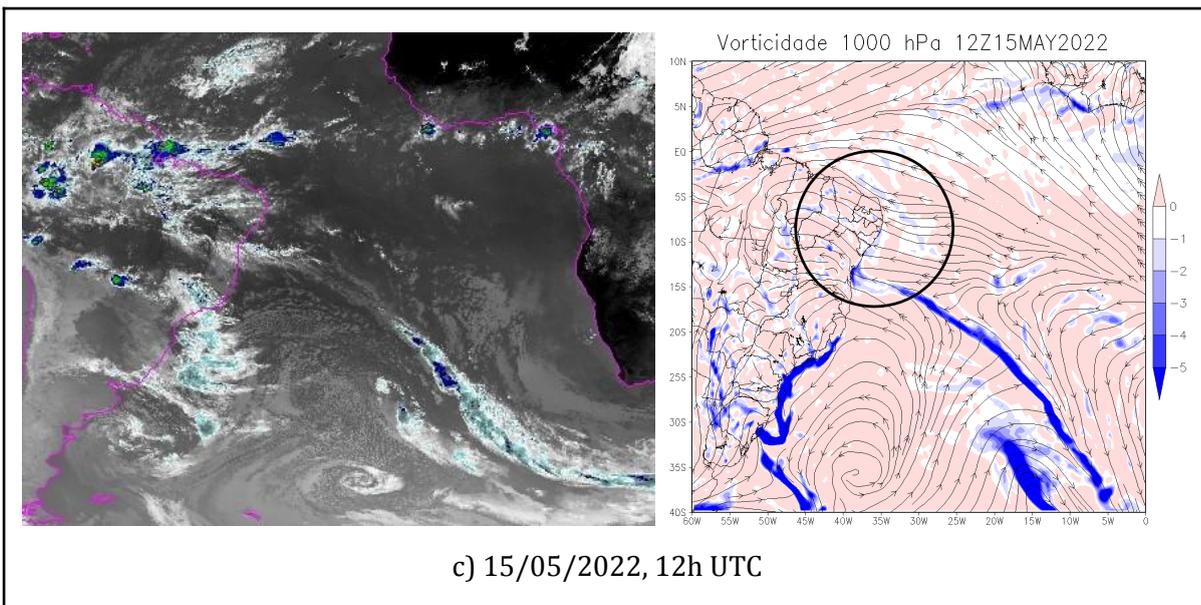


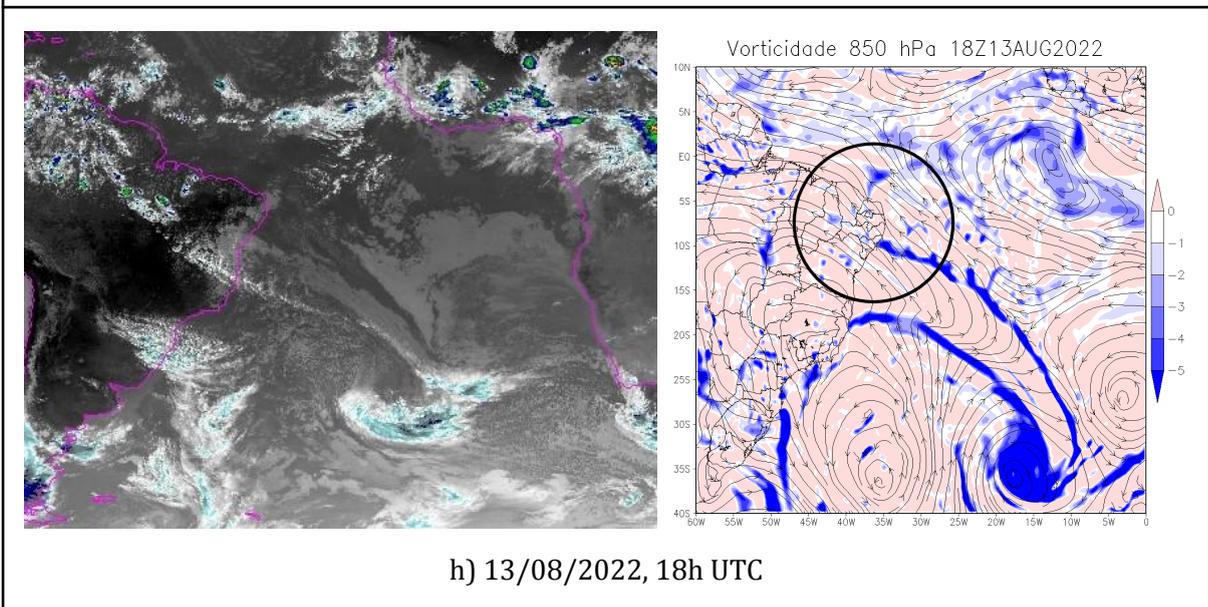
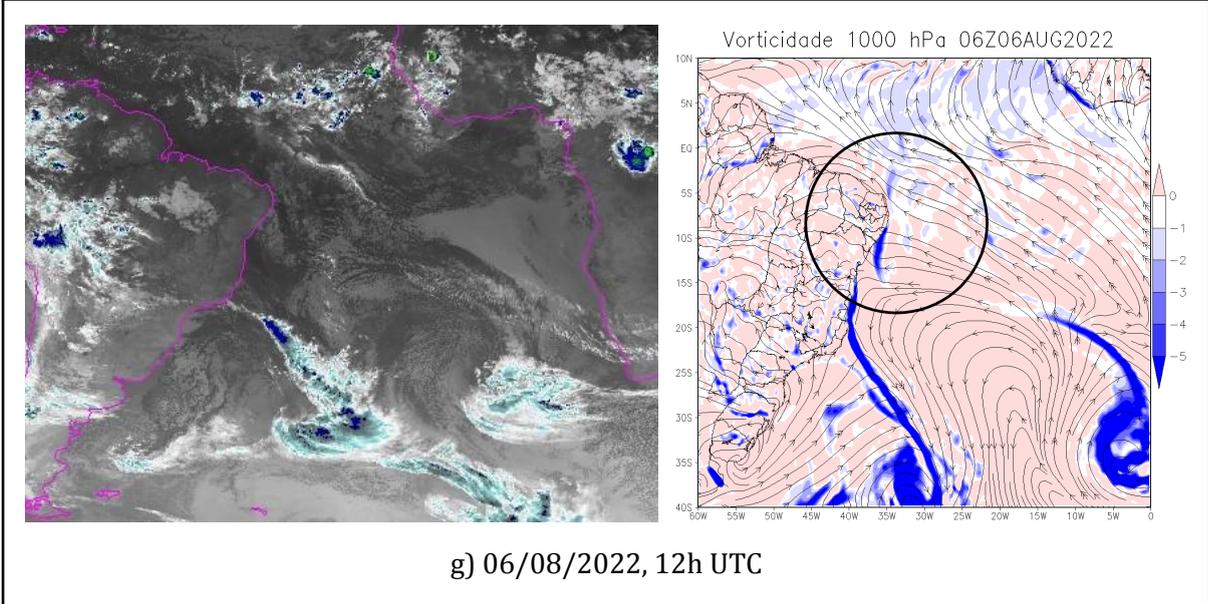
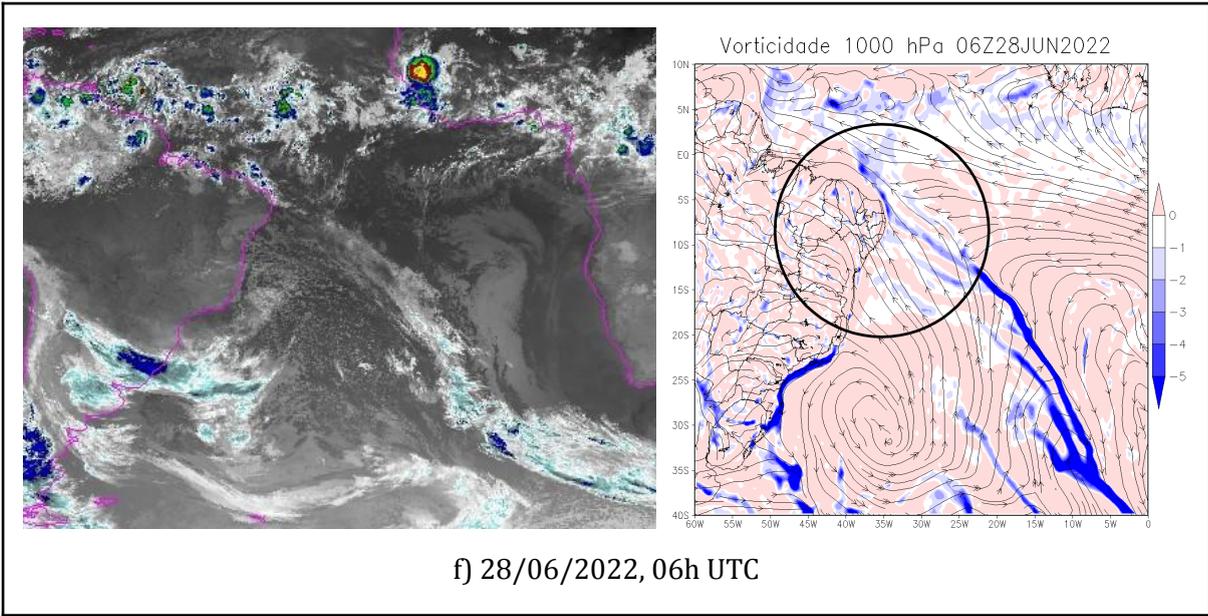
Figura 45: Diferenciação da Altura Geopotencial em 200 hPa para os casos do Tipo 1. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

APÊNDICE 2 - Casos do Tipo 2

Imagens de satélite e campo de vorticidade (850 - 1000 hPa) para os casos do Tipo 2. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 45).







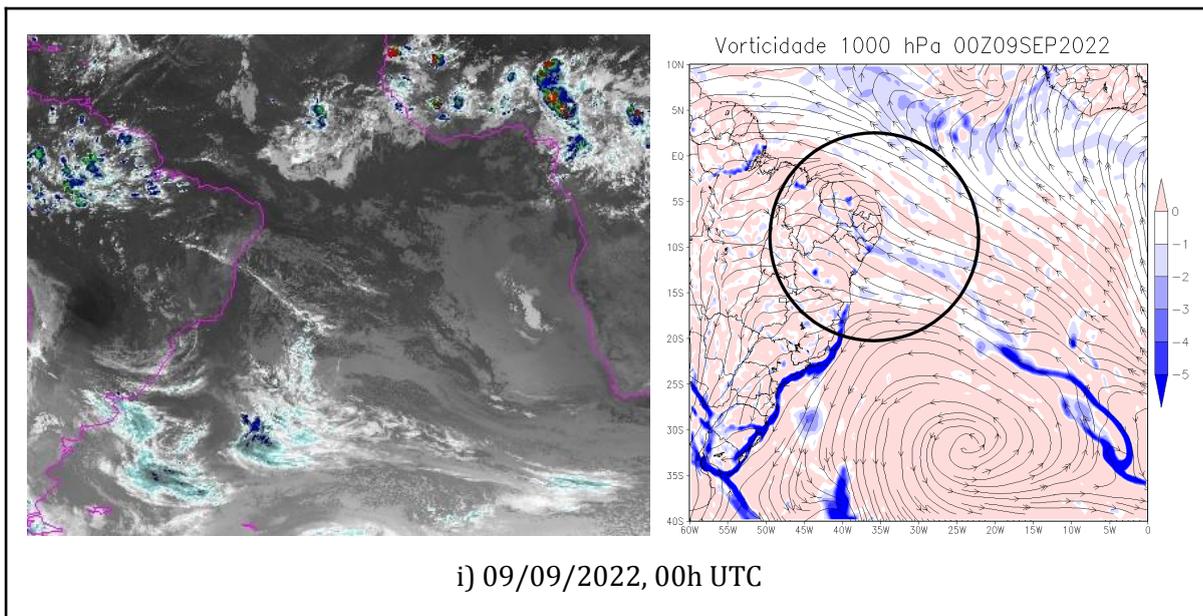
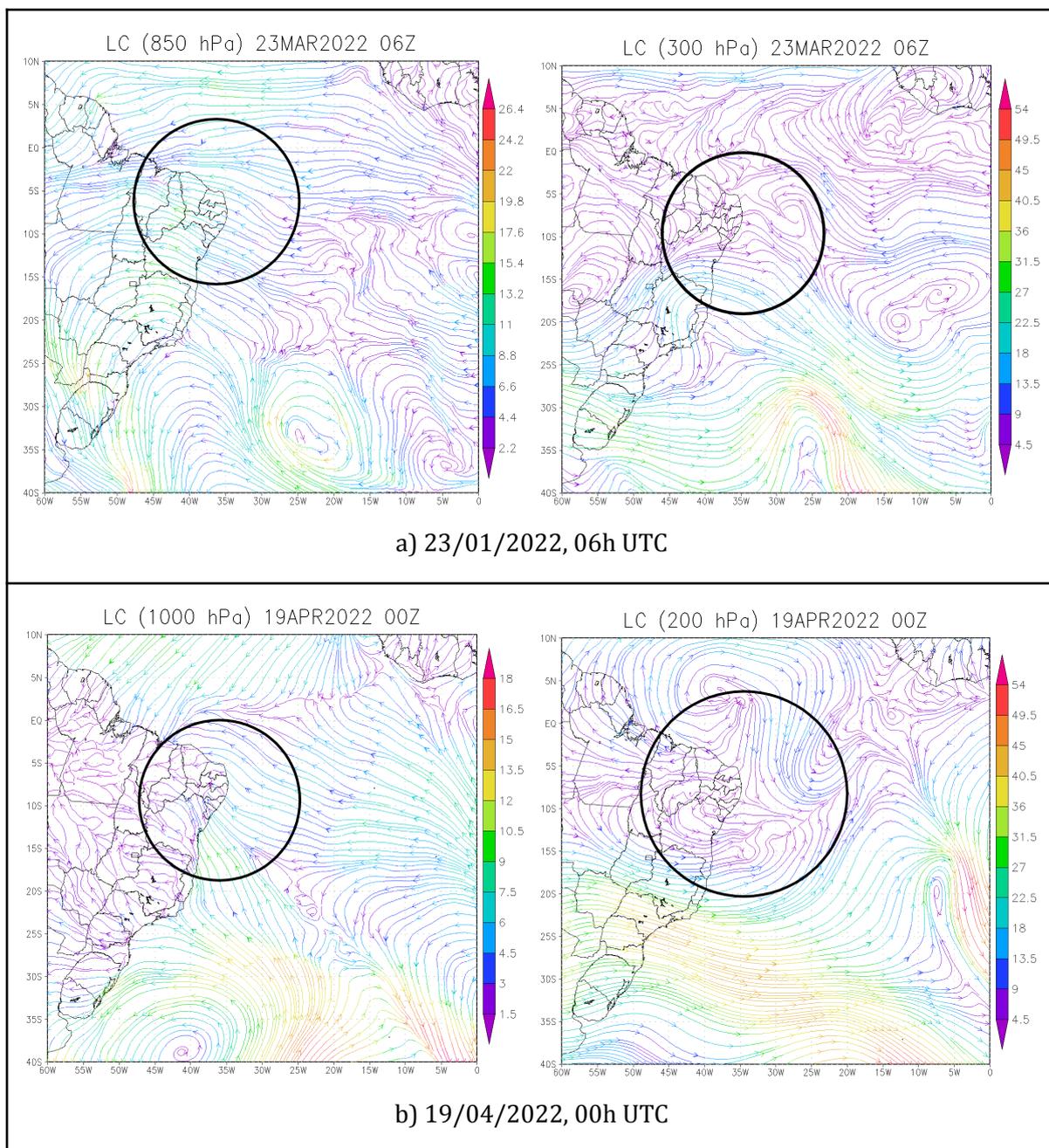
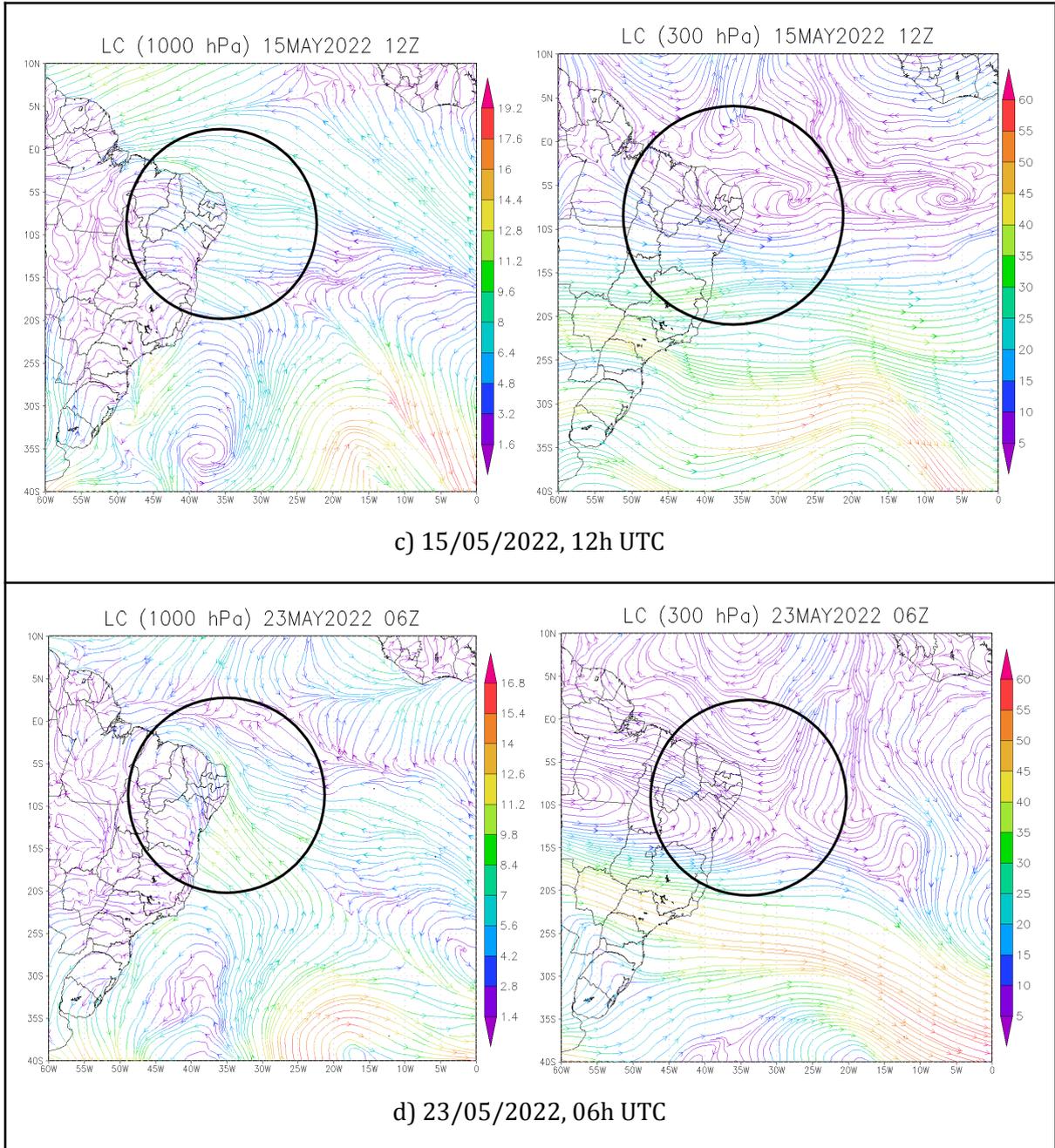
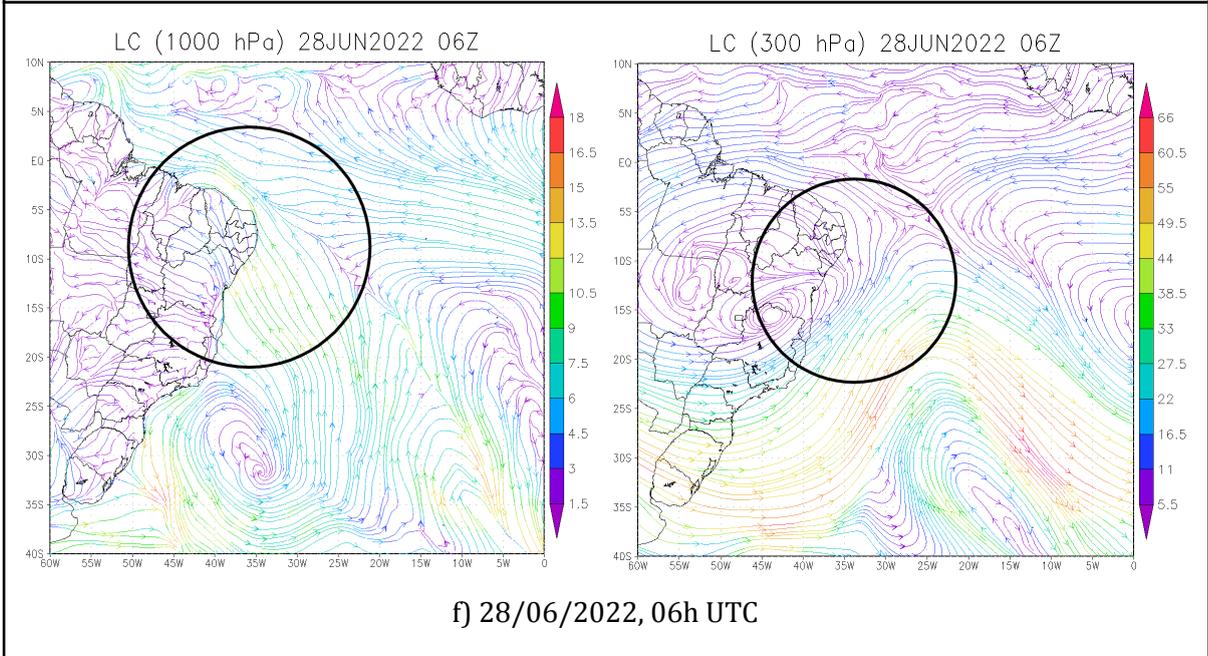
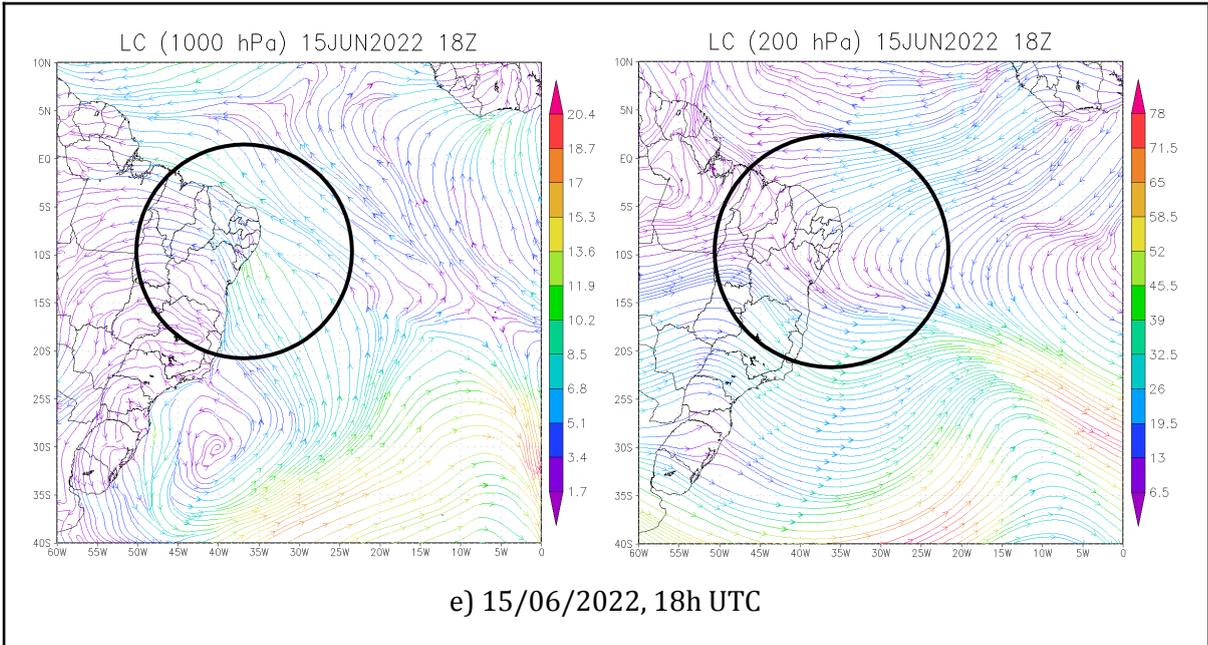


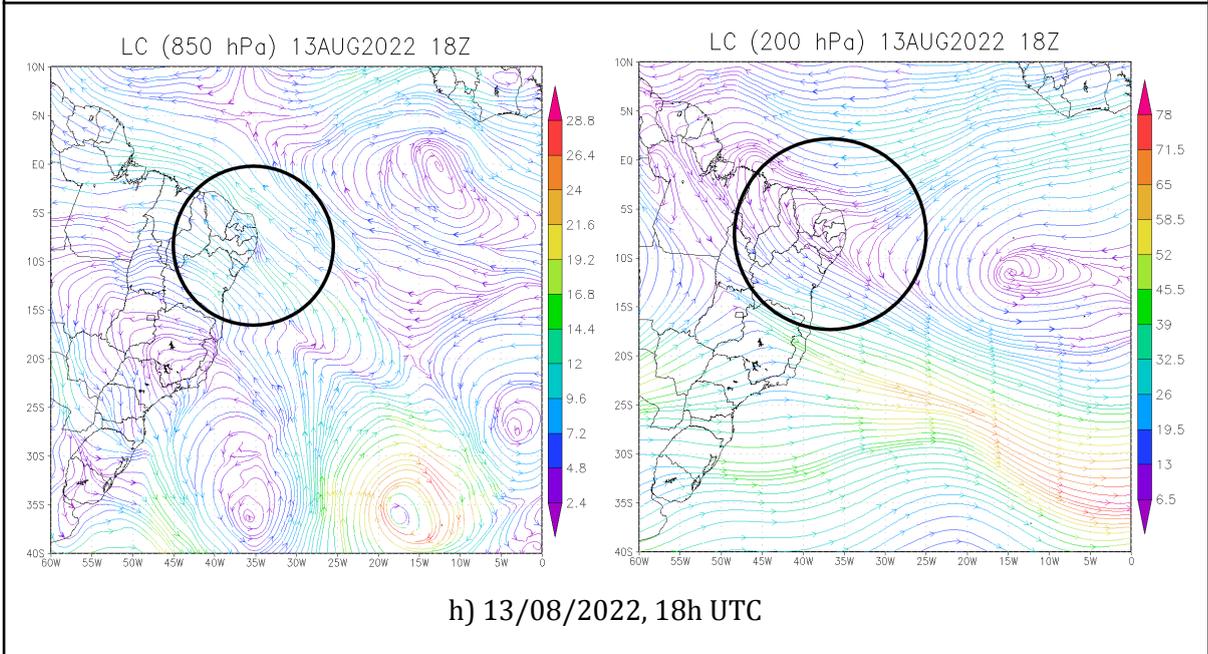
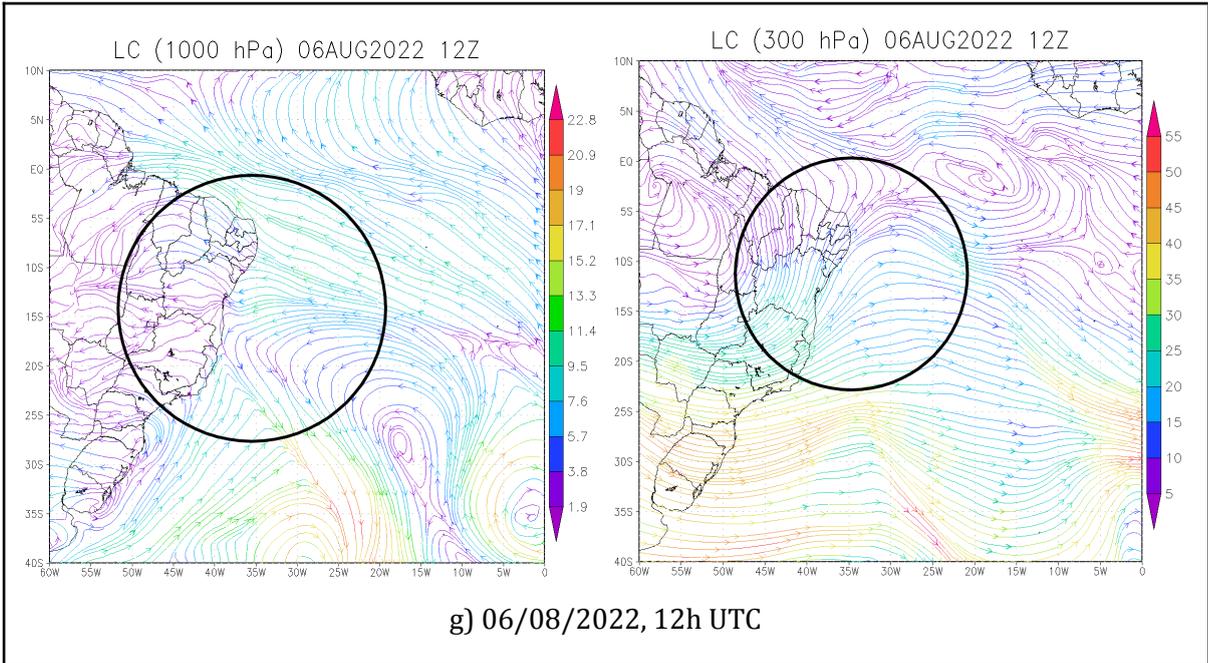
figura 46: Imagens de satélite e campo de vorticidade (850 - 1000 hPa) para os casos do Tipo 2. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

Linhas de corrente em baixos níveis (1000 - 850 hPa) e altos níveis (300 - 200 hPa) para os casos do Tipo 2. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 46).









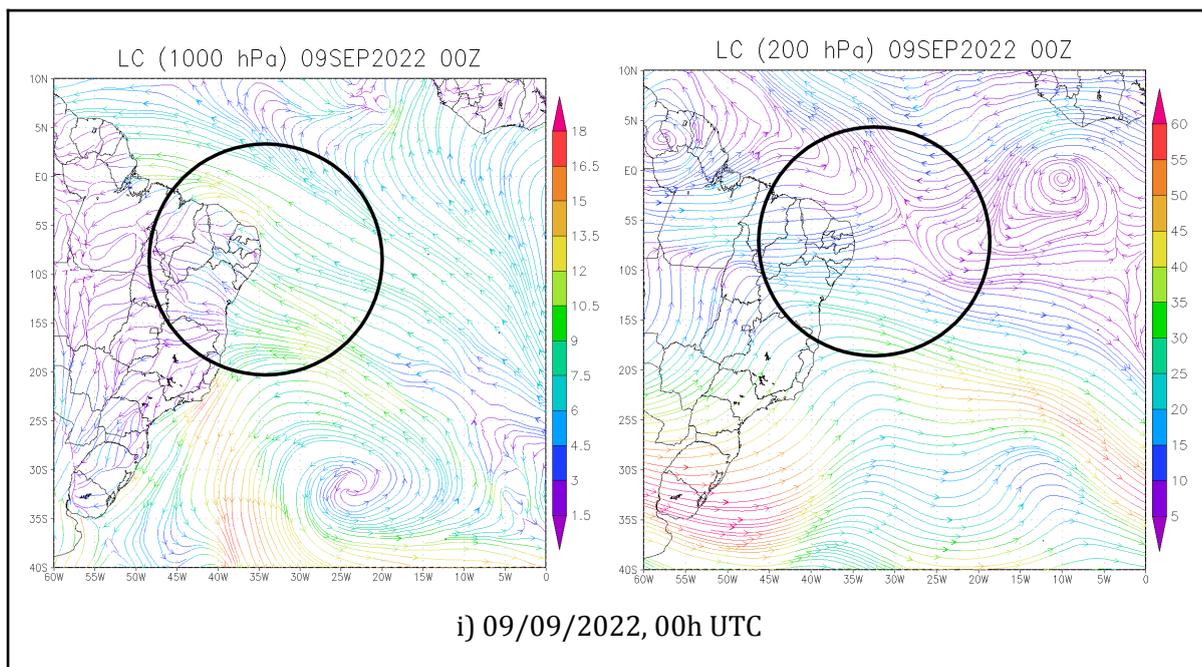
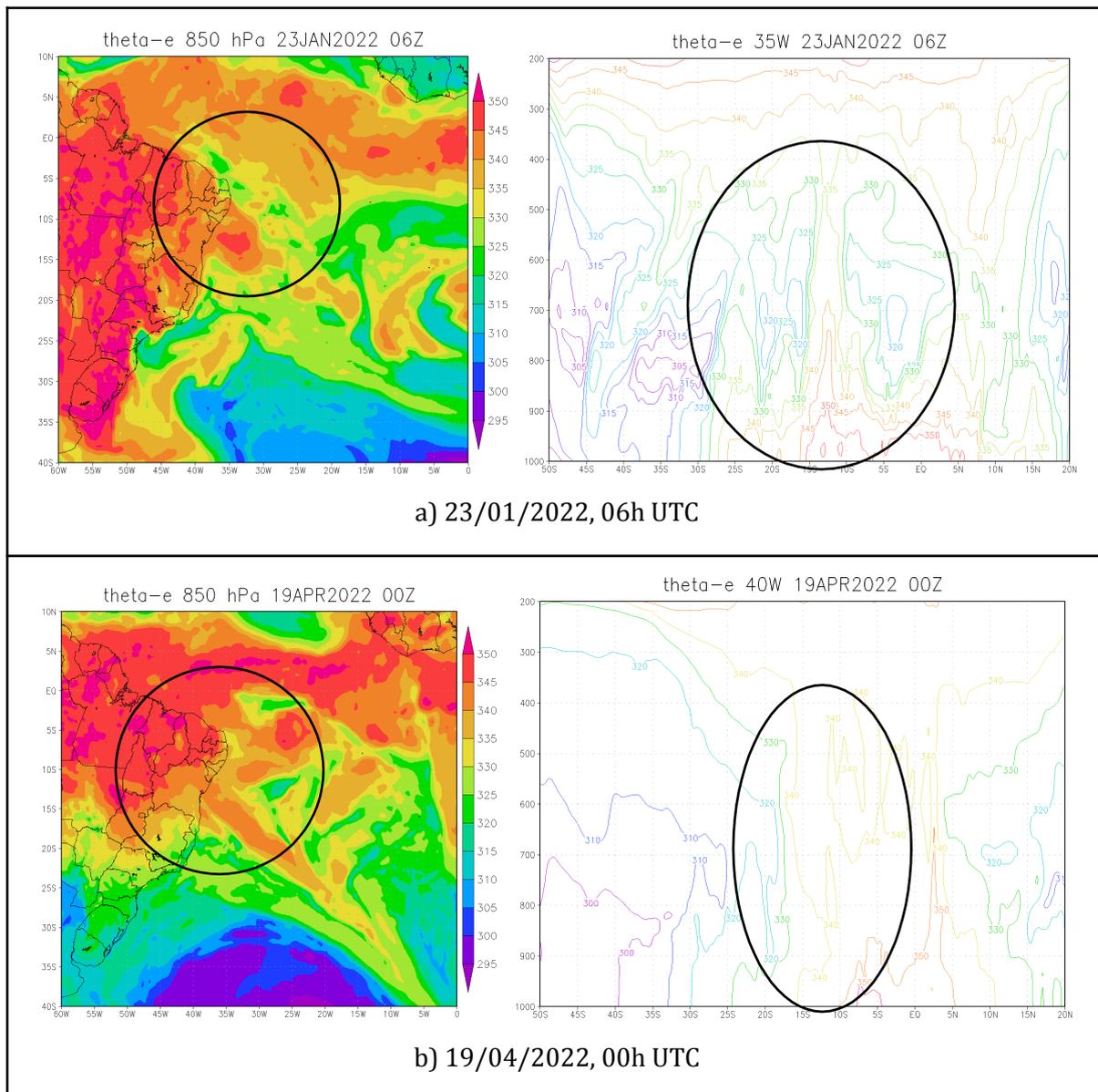
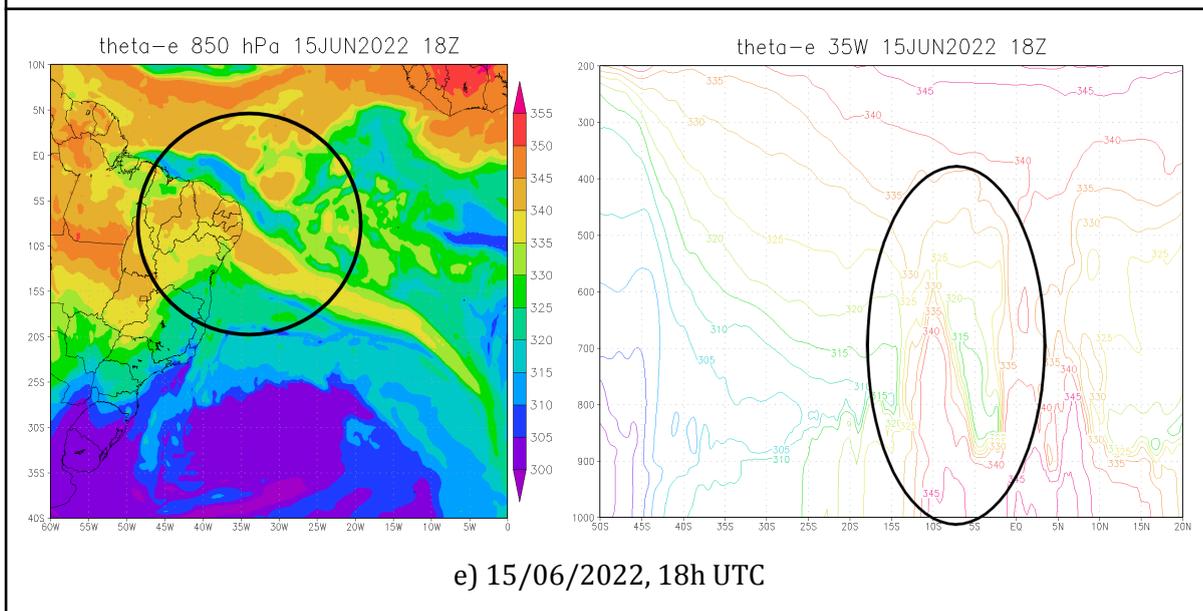
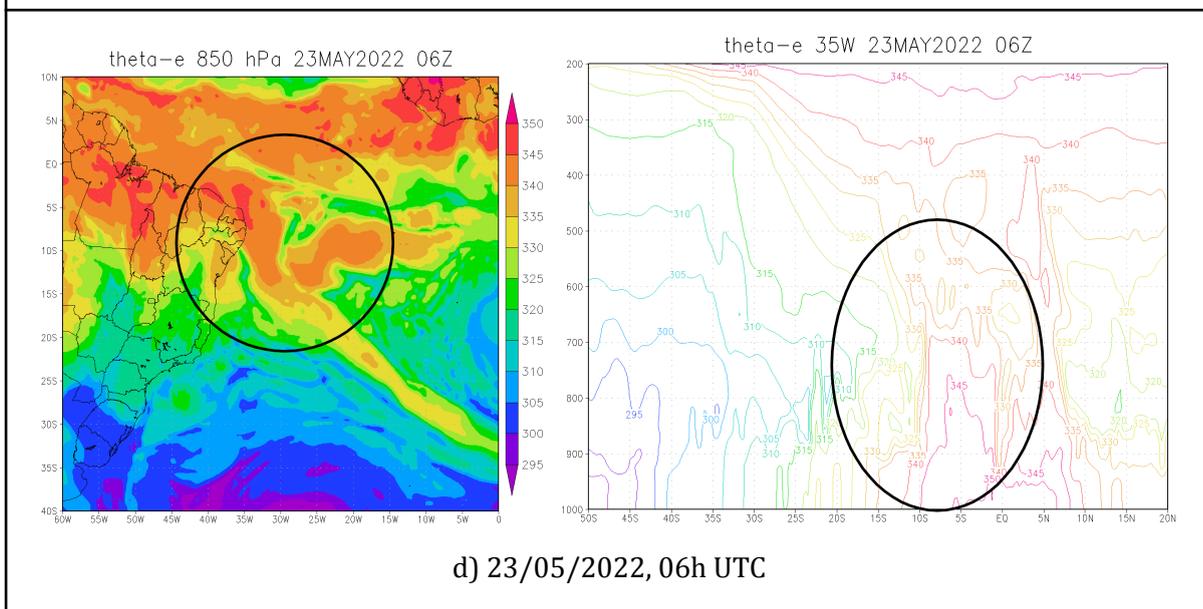
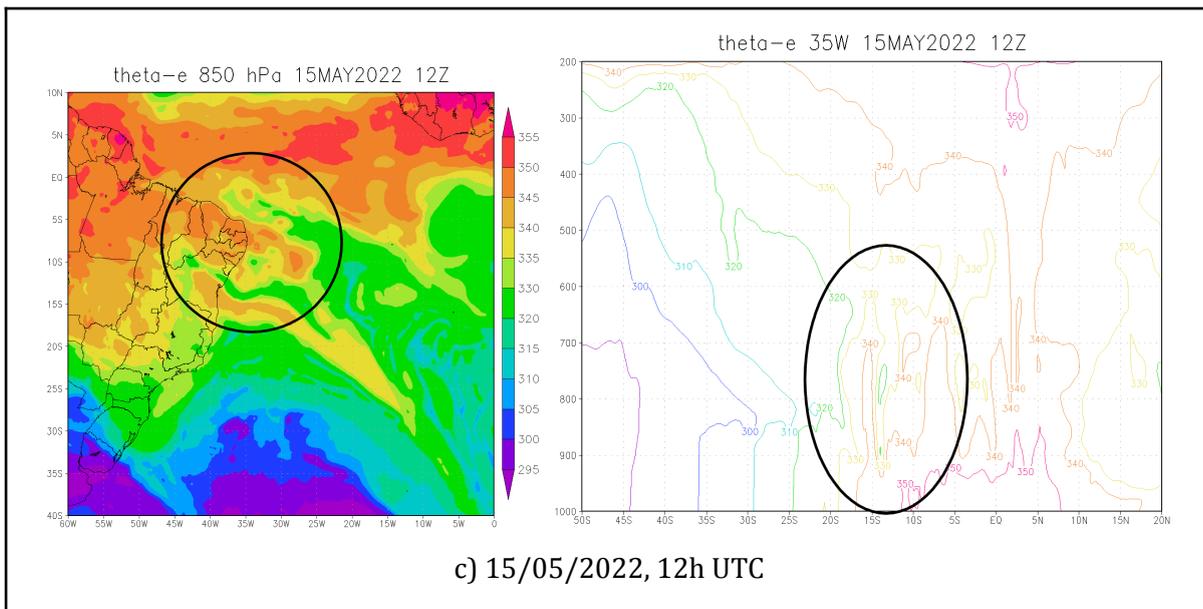
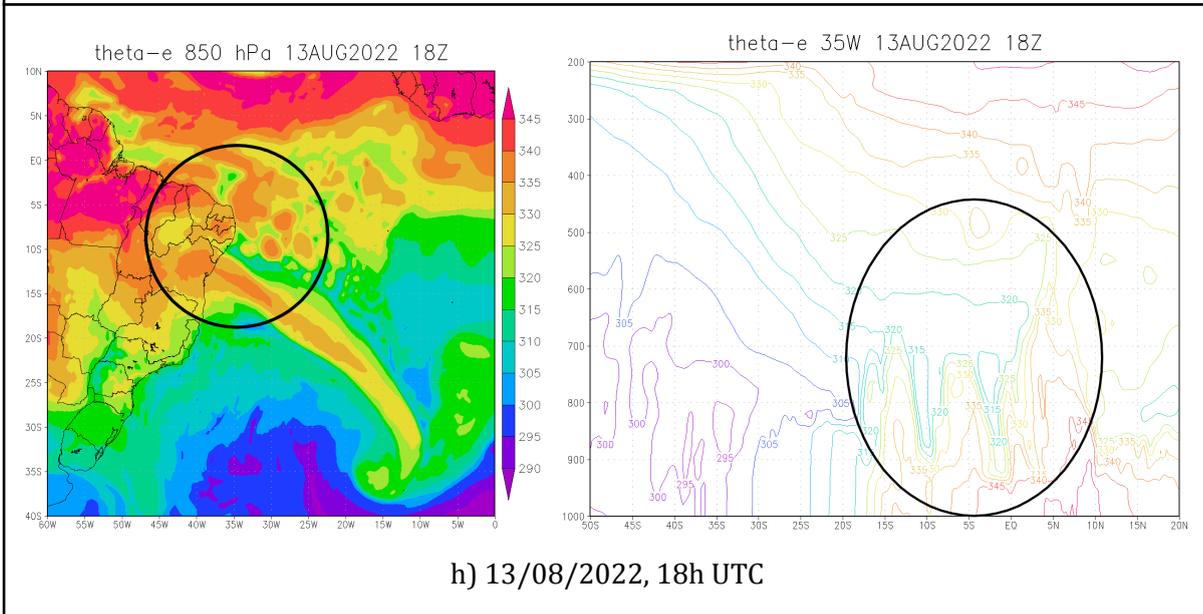
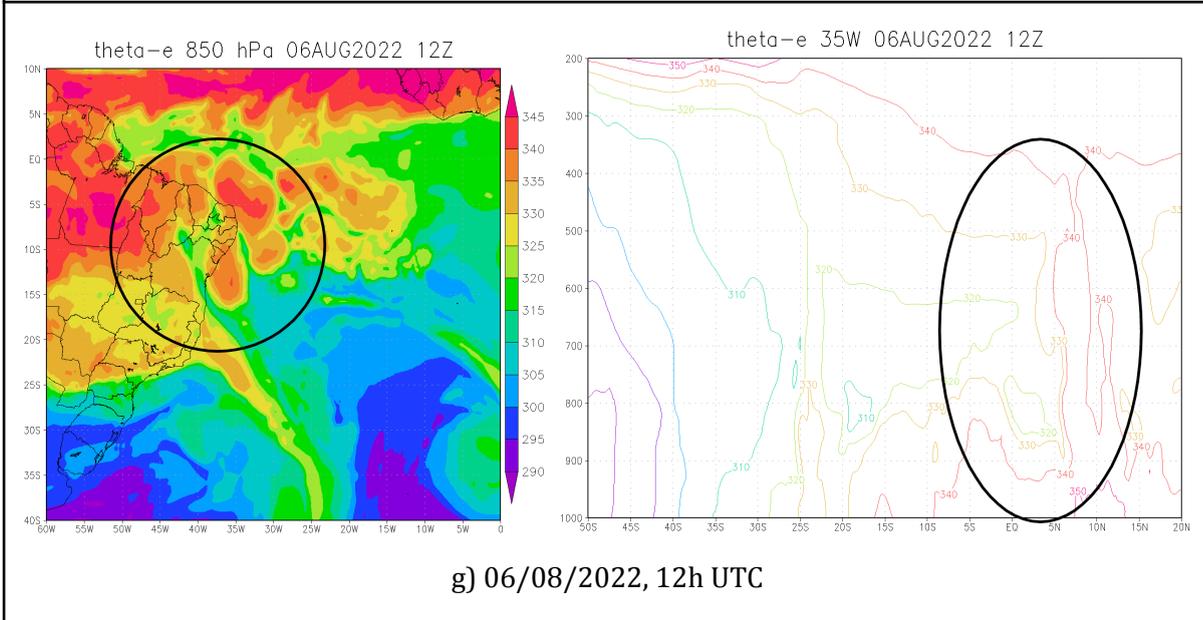
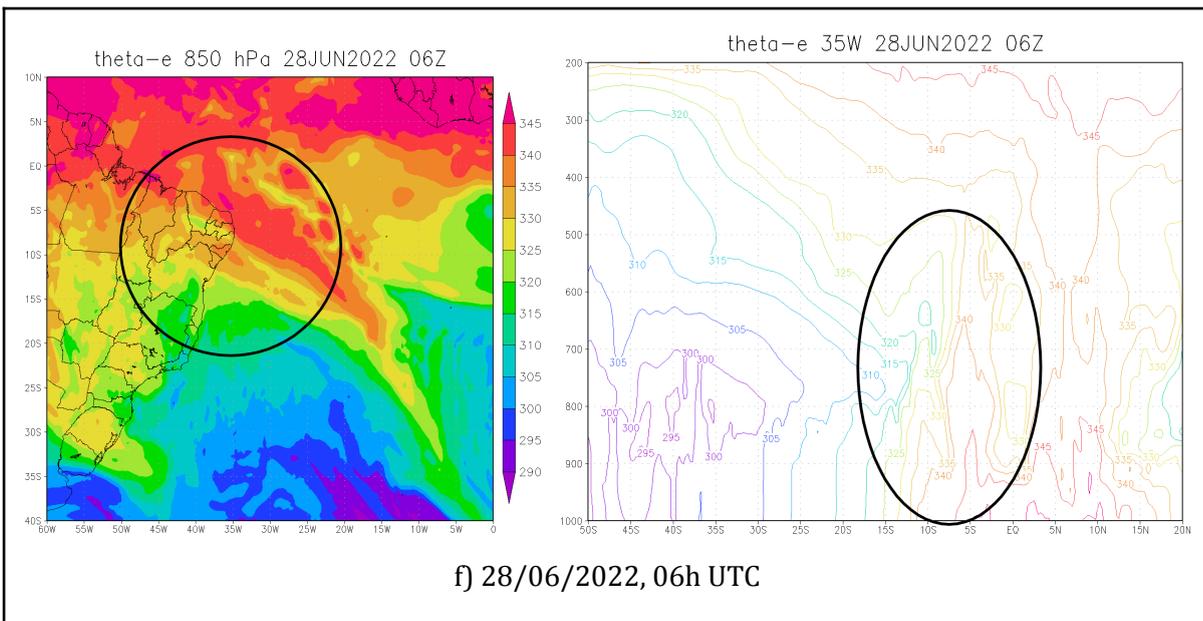


figura 47: Linhas de corrente em baixos níveis (1000 - 850 hPa) e altos níveis (300 - 200 hPa) para os casos do Tipo 2. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

Temperatura potencial equivalente no campo horizontal (1000 - 850 hPa) e na secção vertical (30° W - 35° W - 40° W) para os casos do Tipo 2. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 47).







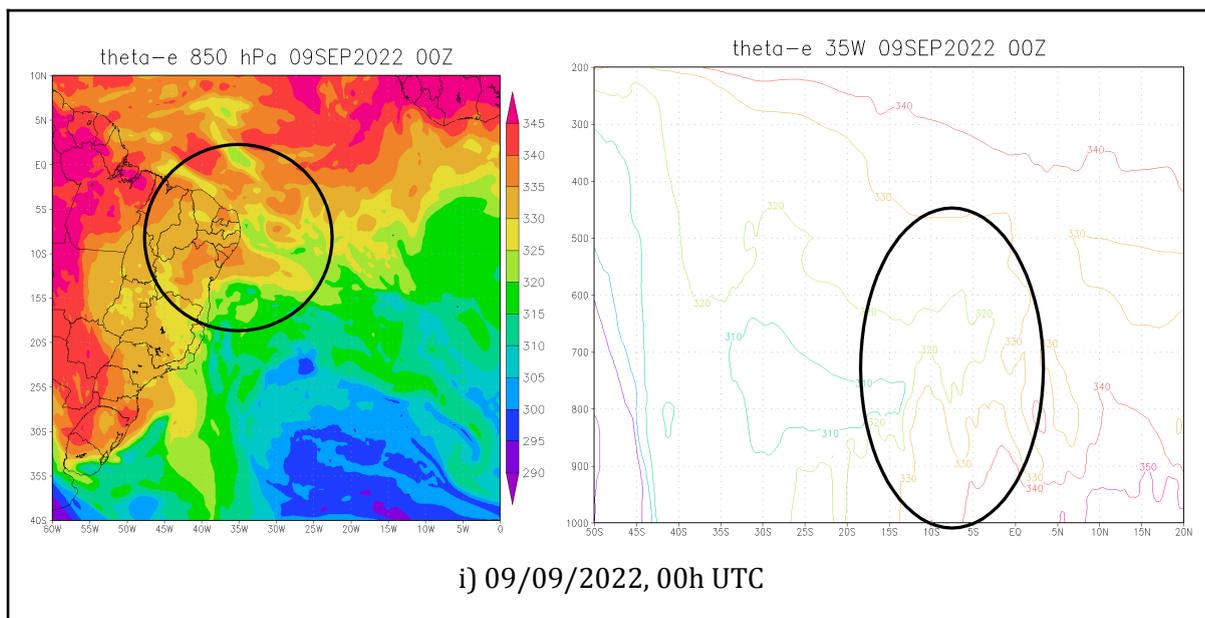
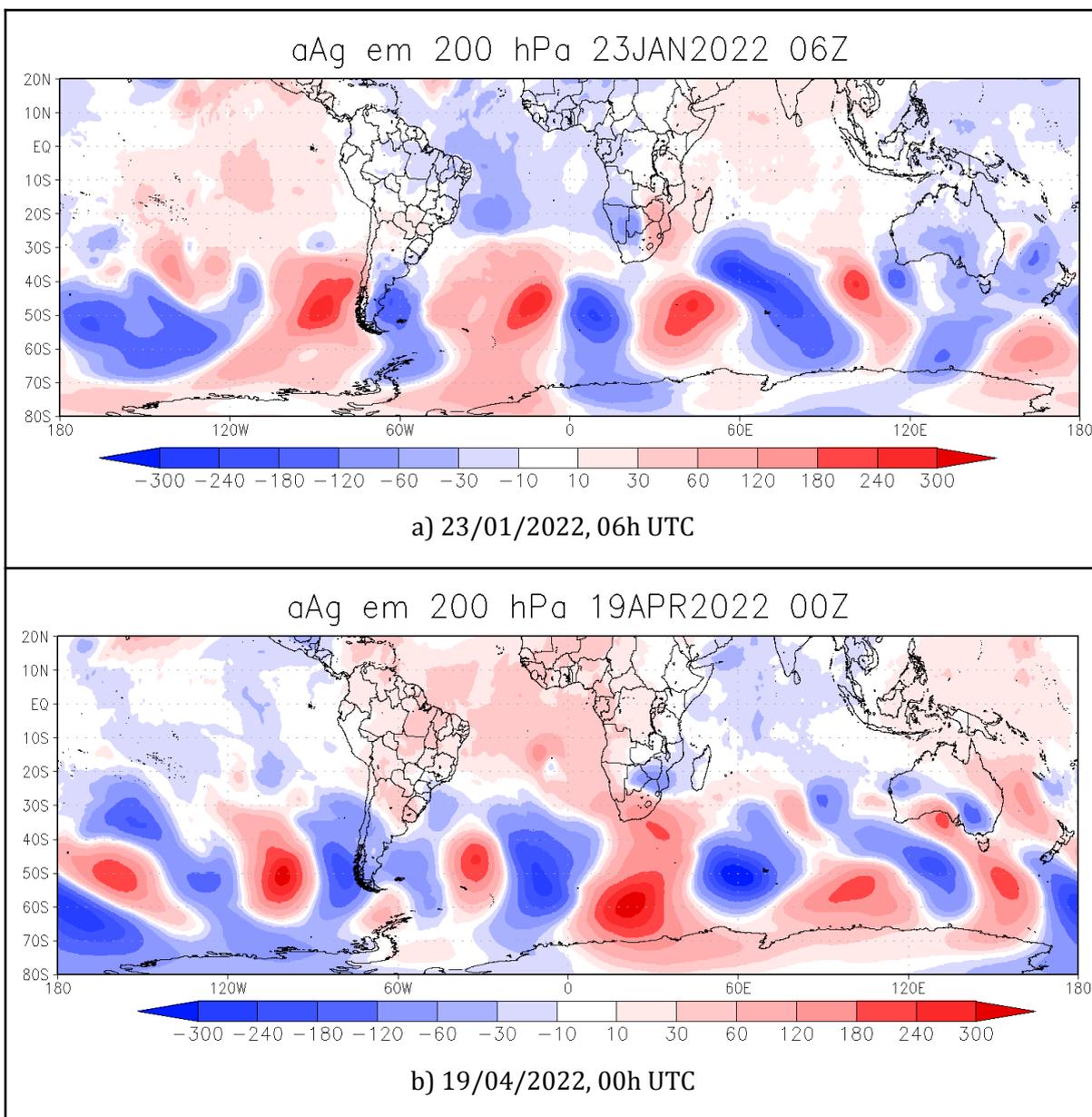
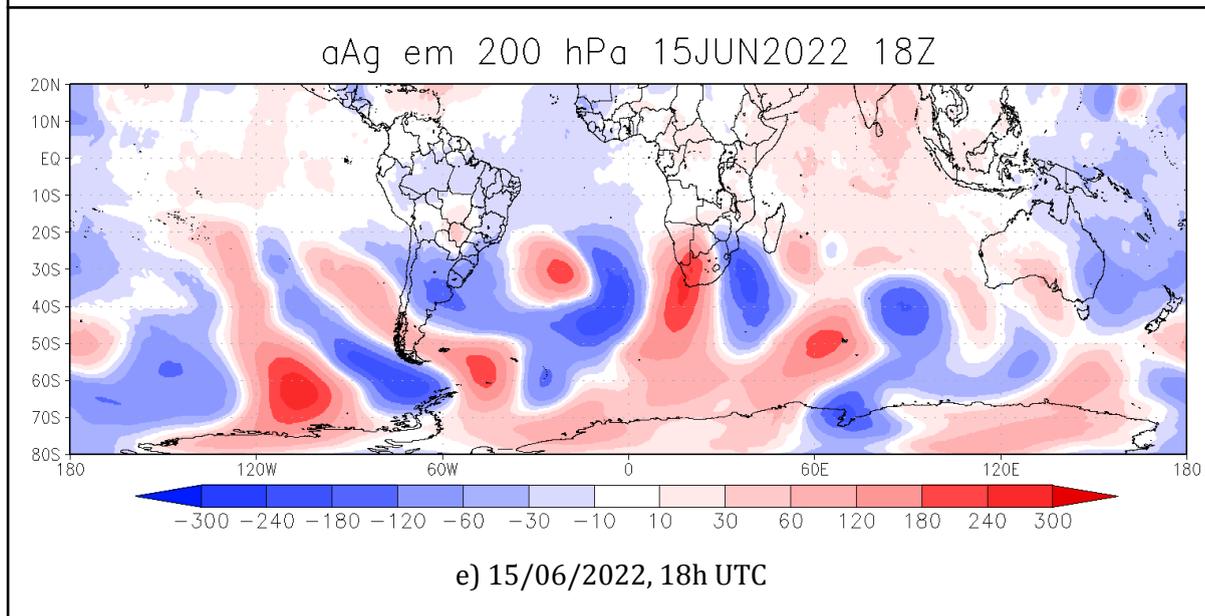
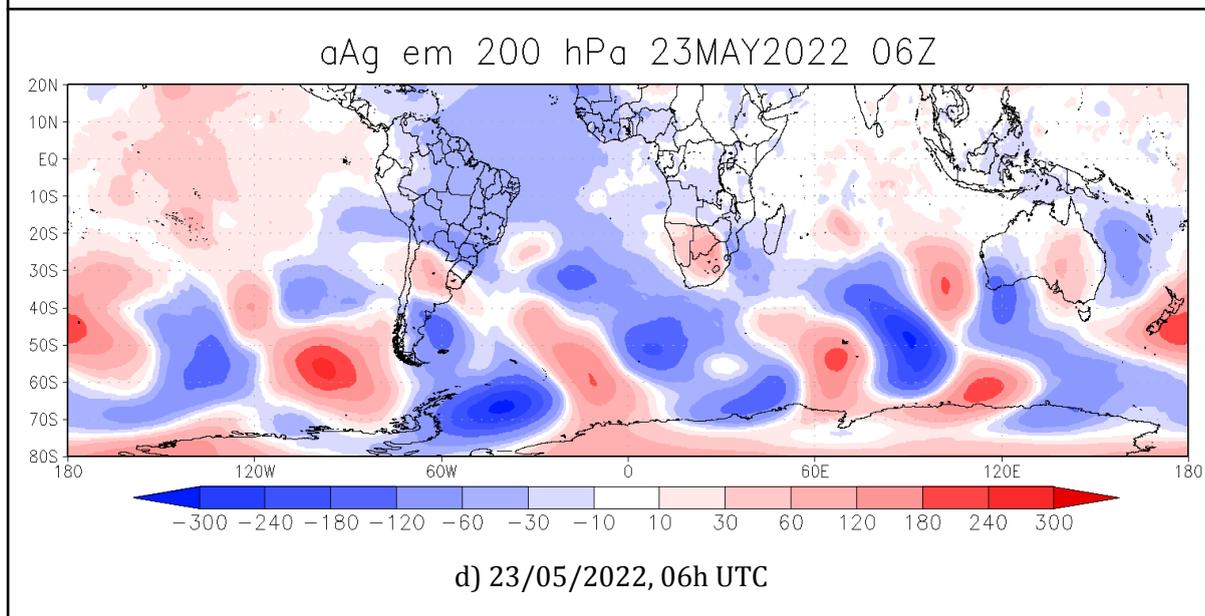
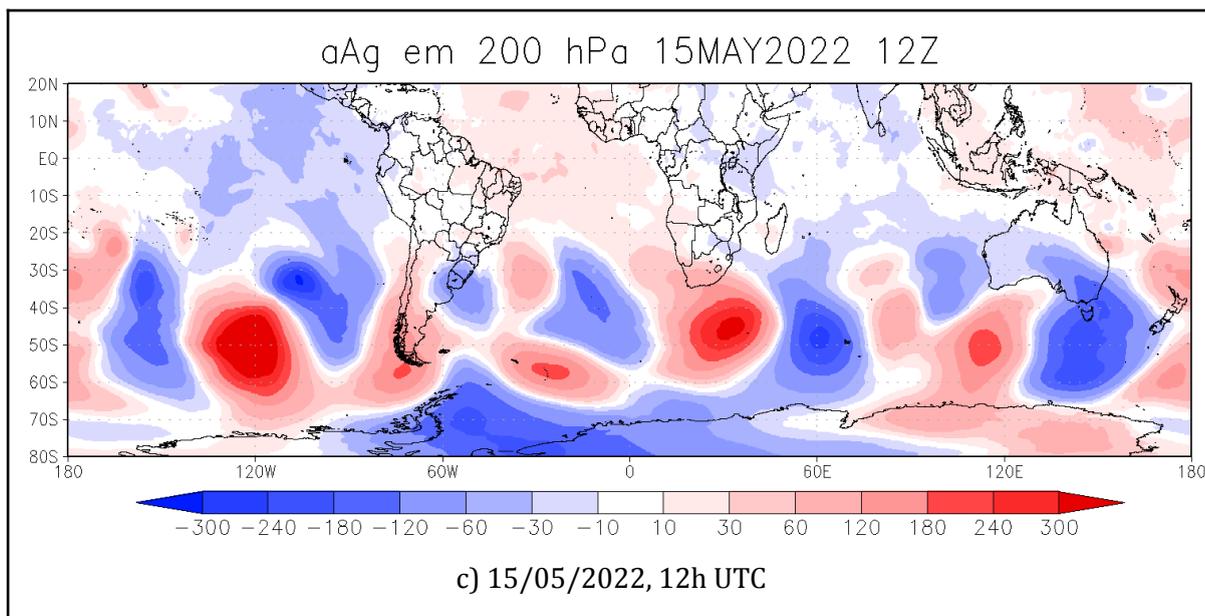
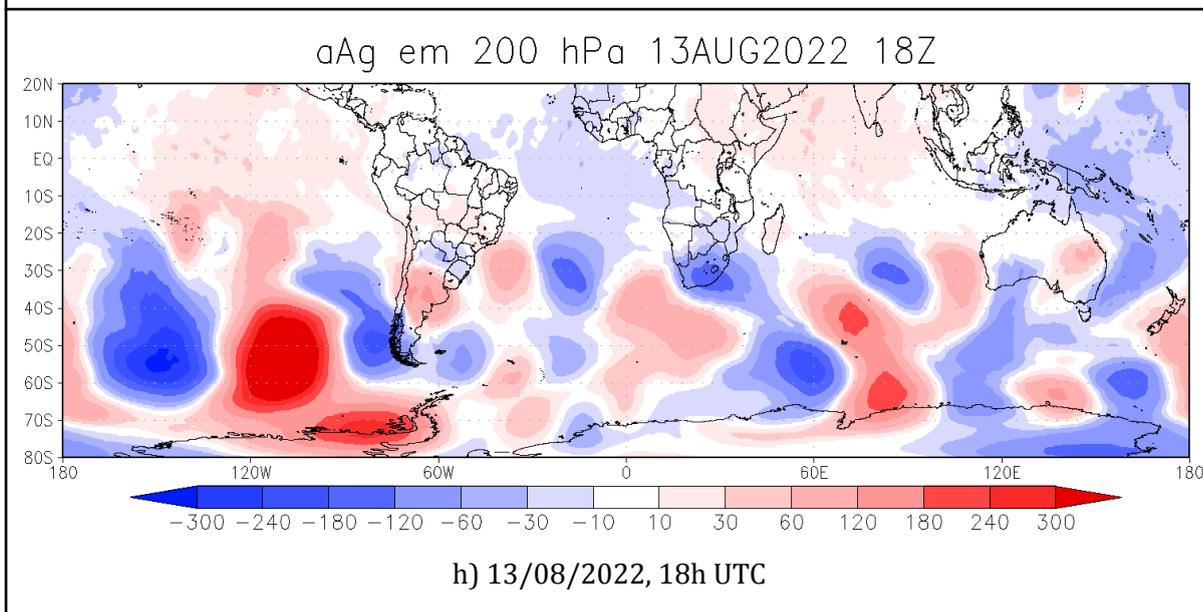
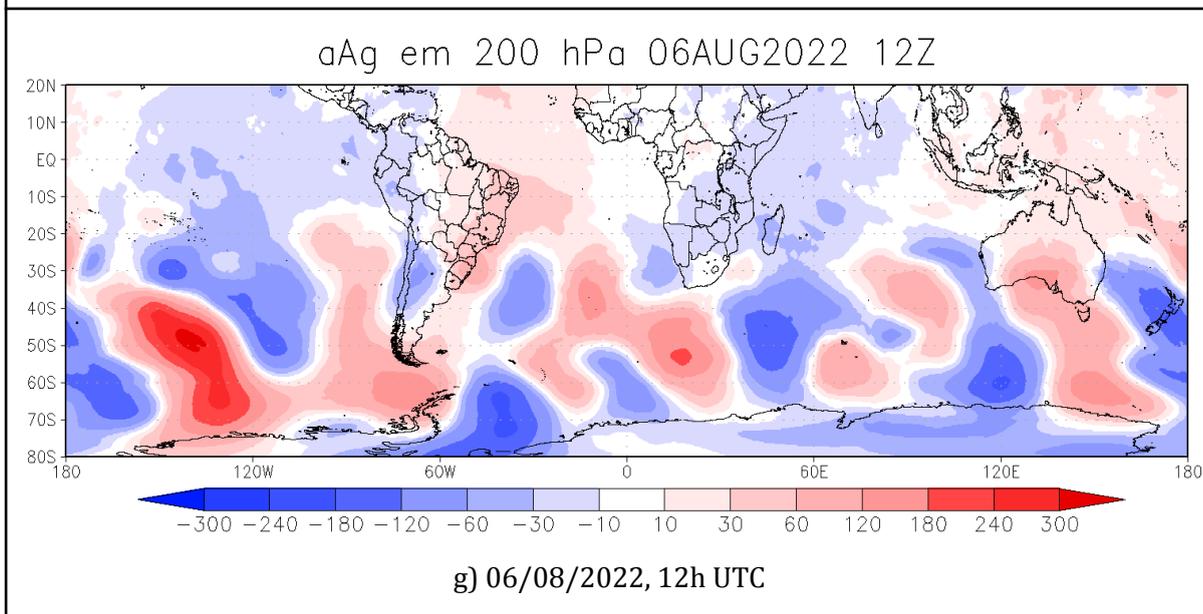
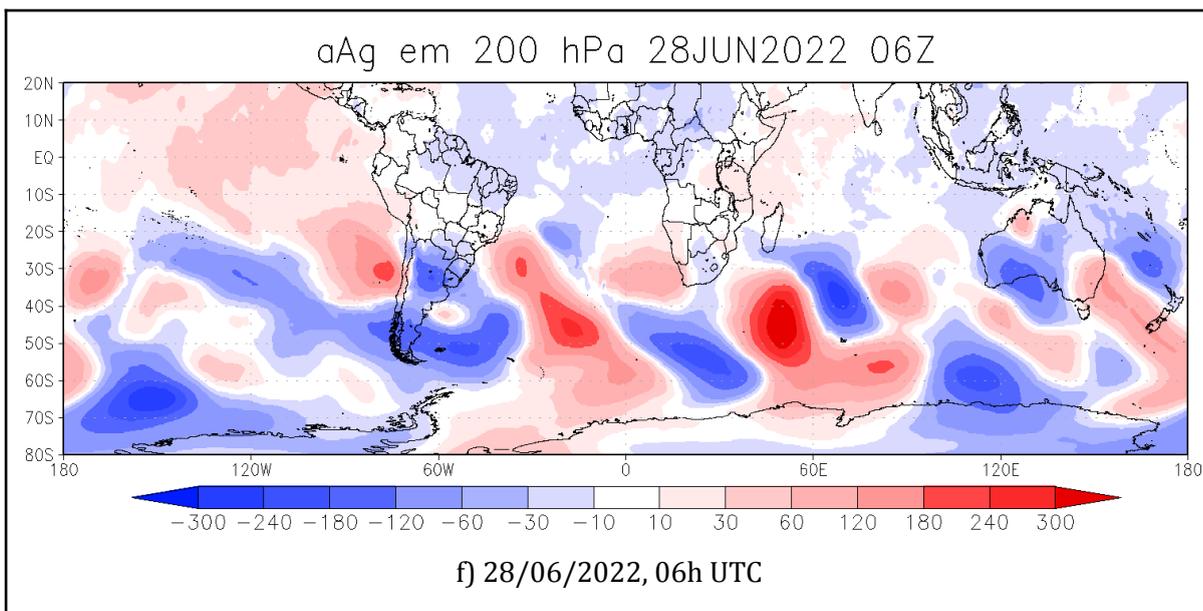


figura 48: Temperatura potencial equivalente no campo horizontal (1000 - 850 hPa) e na secção vertical (30° W - 35° W - 40° W) para os casos do Tipo 2. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

Diferenciação da Altura Geopotencial em 200 hPa para os casos do Tipo 2. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 48).







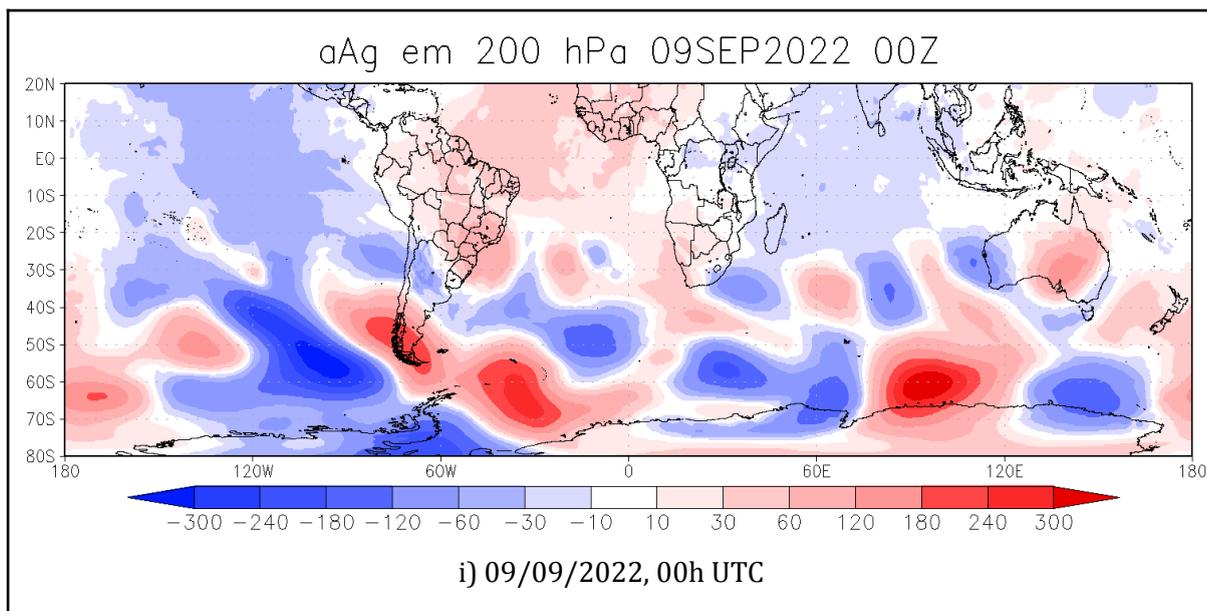
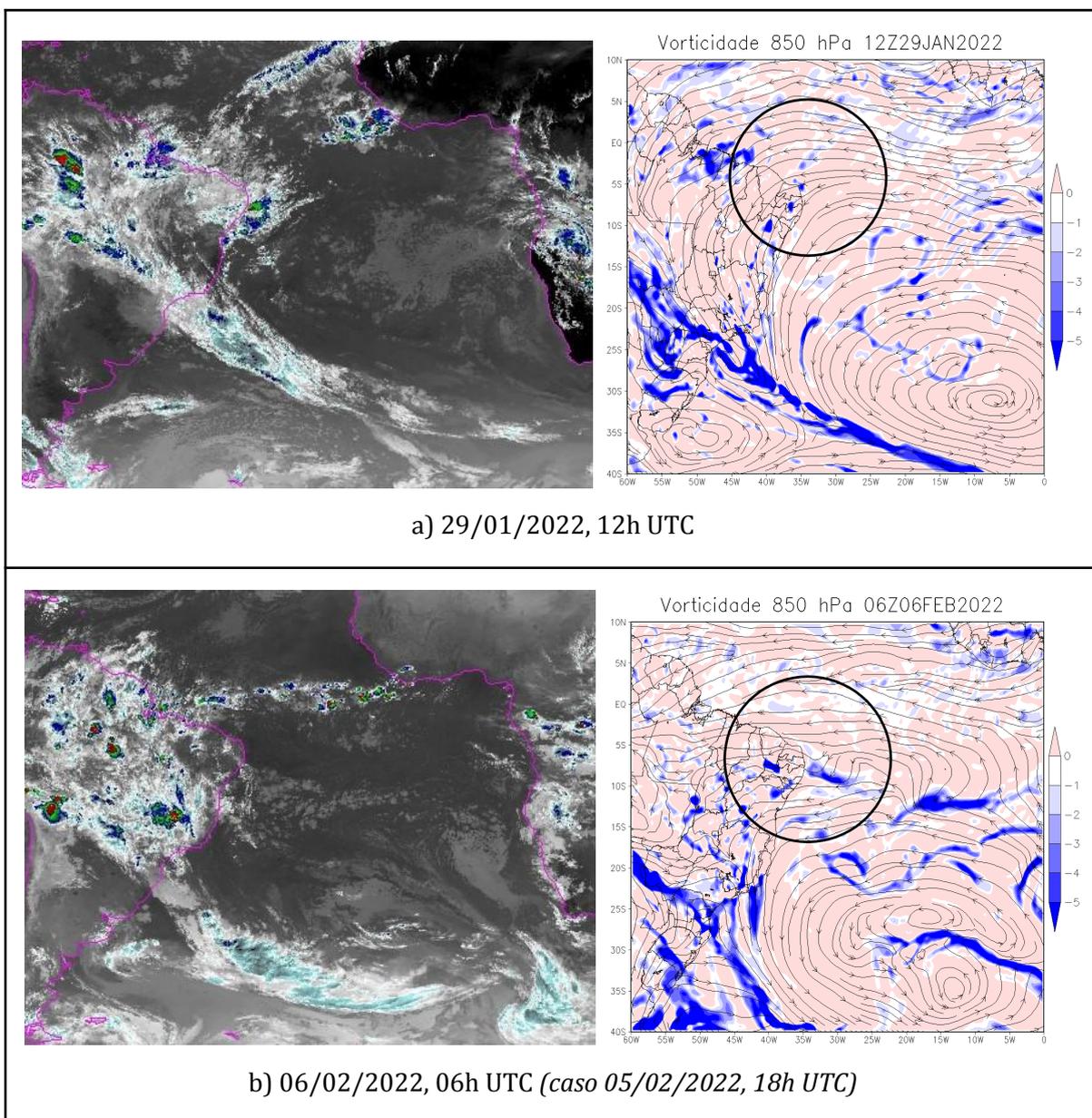
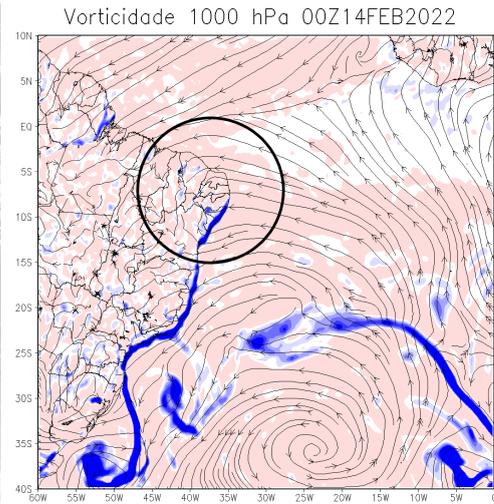
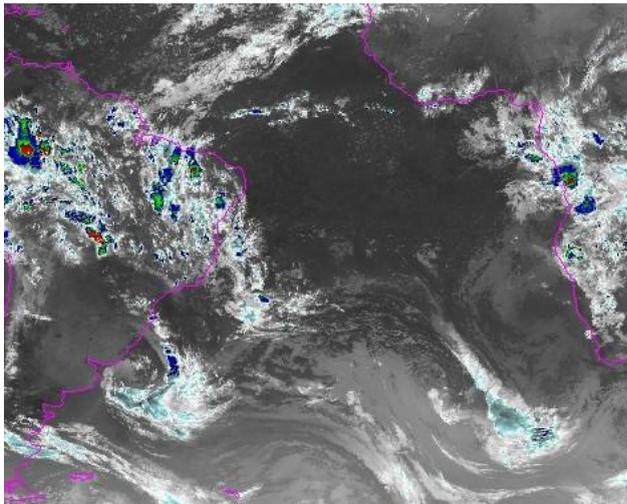


figura 49: Diferenciação da Altura Geopotencial em 200 hPa para os casos do Tipo 2. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

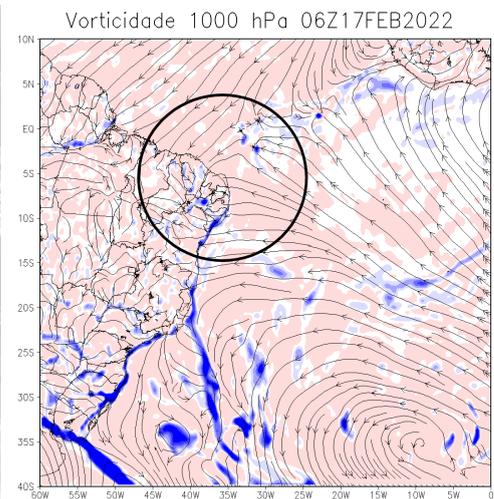
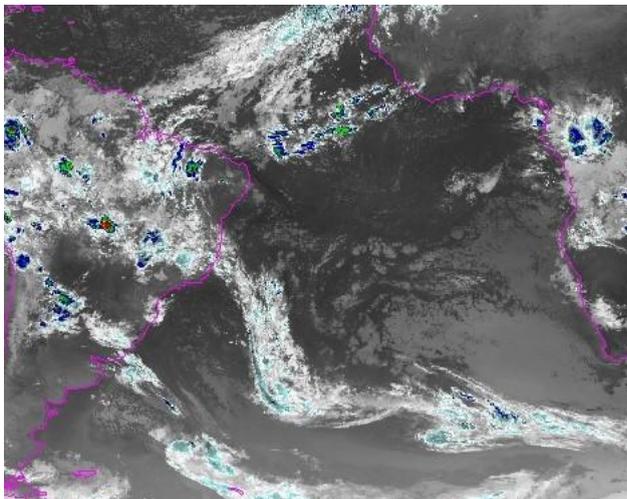
APÊNDICE 3 - Casos do Tipo 3

Imagens de satélite e campo de vorticidade (850 - 1000 hPa) para os casos do Tipo 3. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 49).

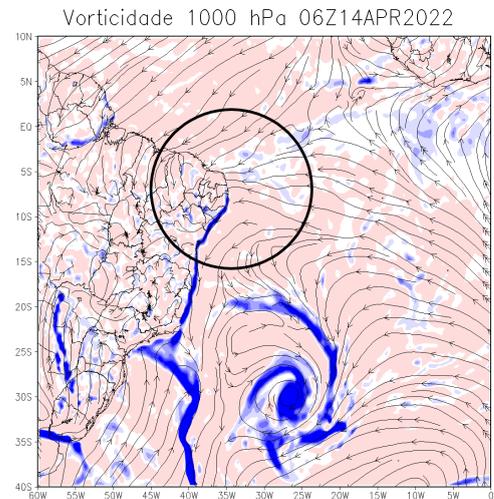
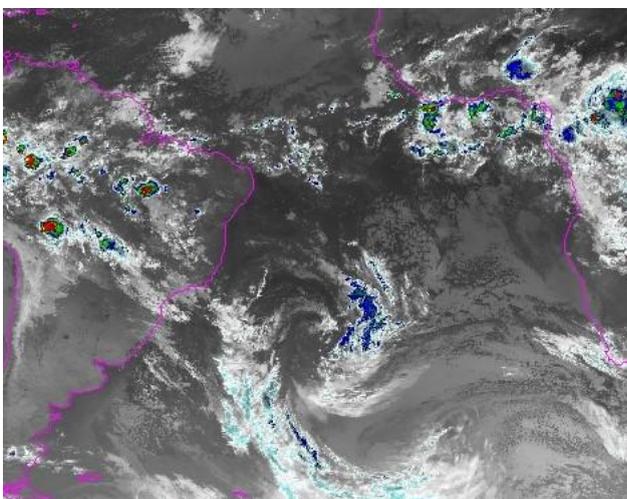




c) 14/02/2022, 00h UTC



d) 17/02/2022, 06h UTC



e) 14/04/2022, 06h UTC

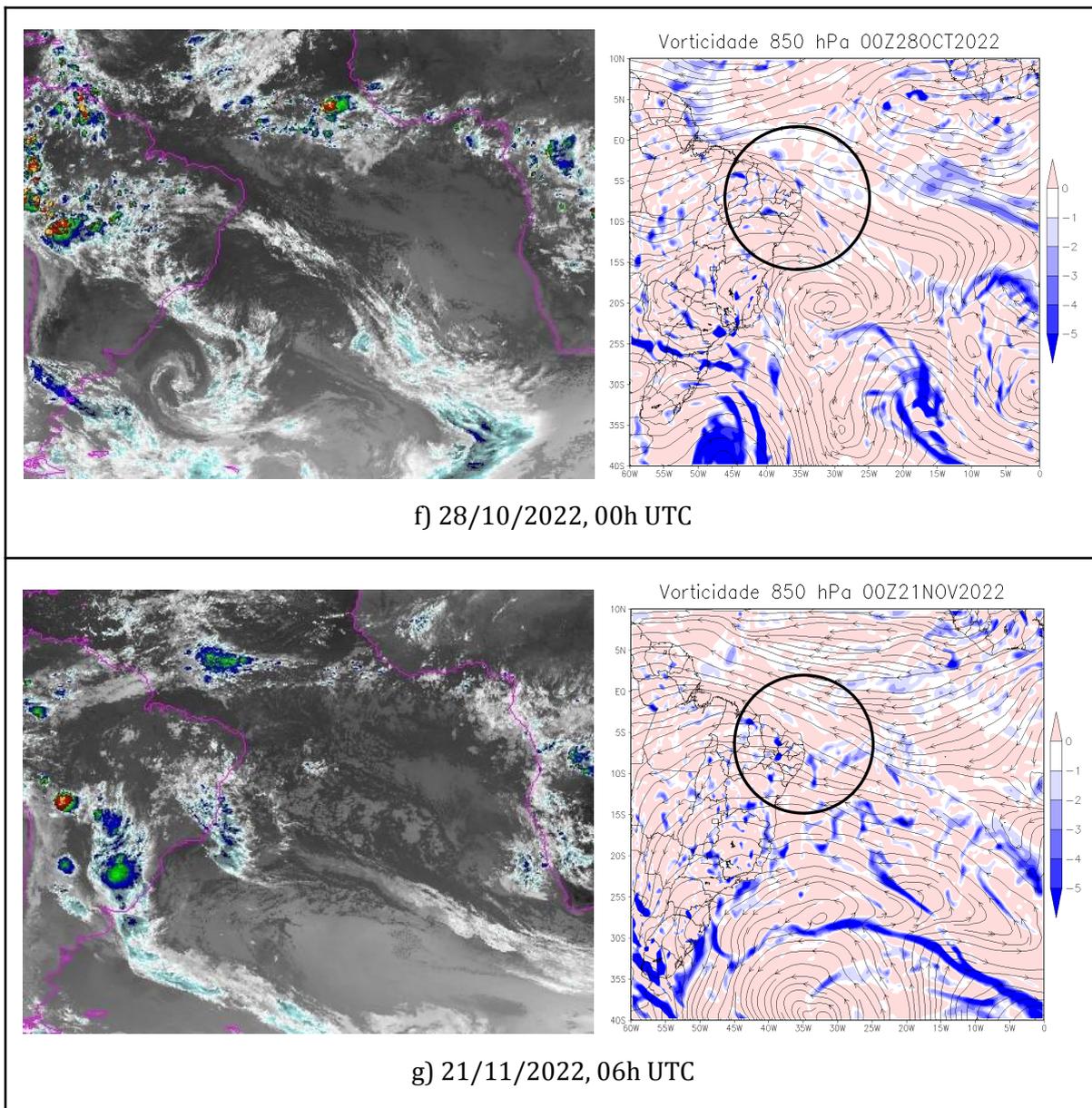
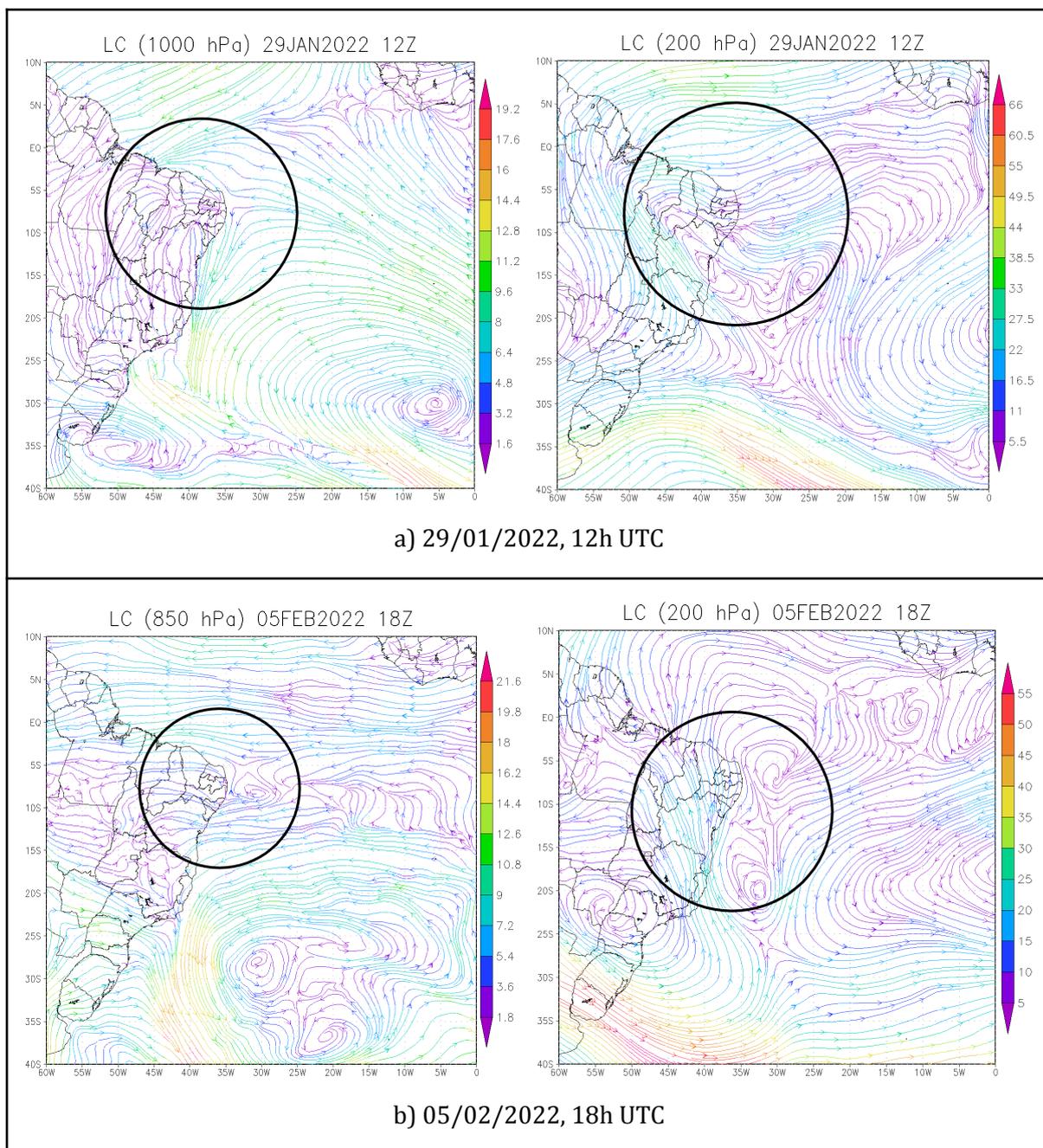
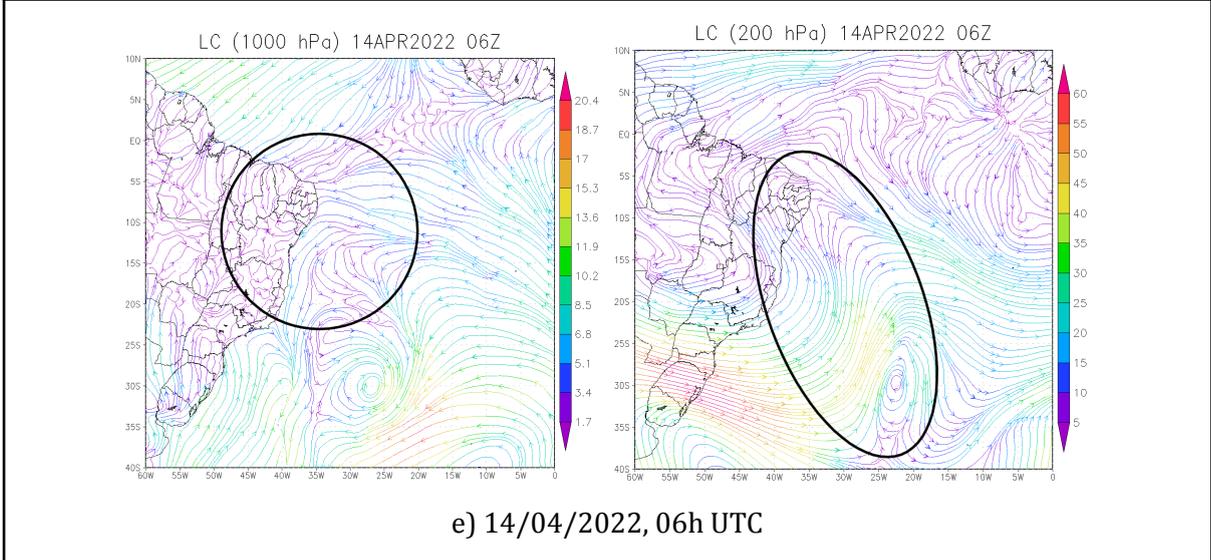
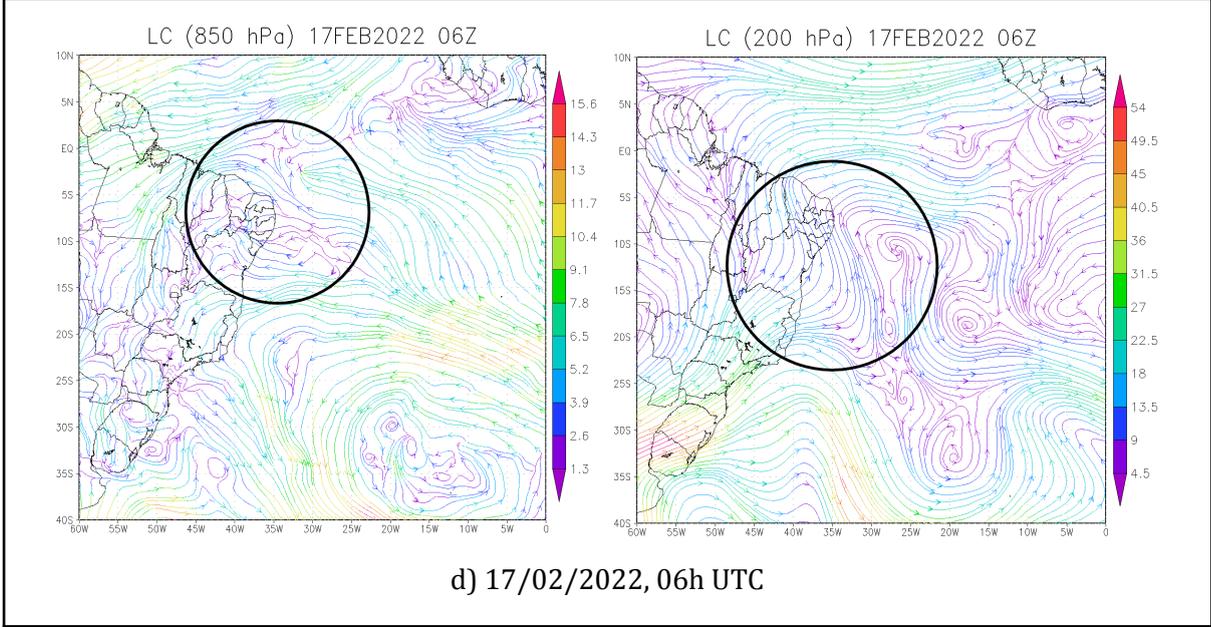
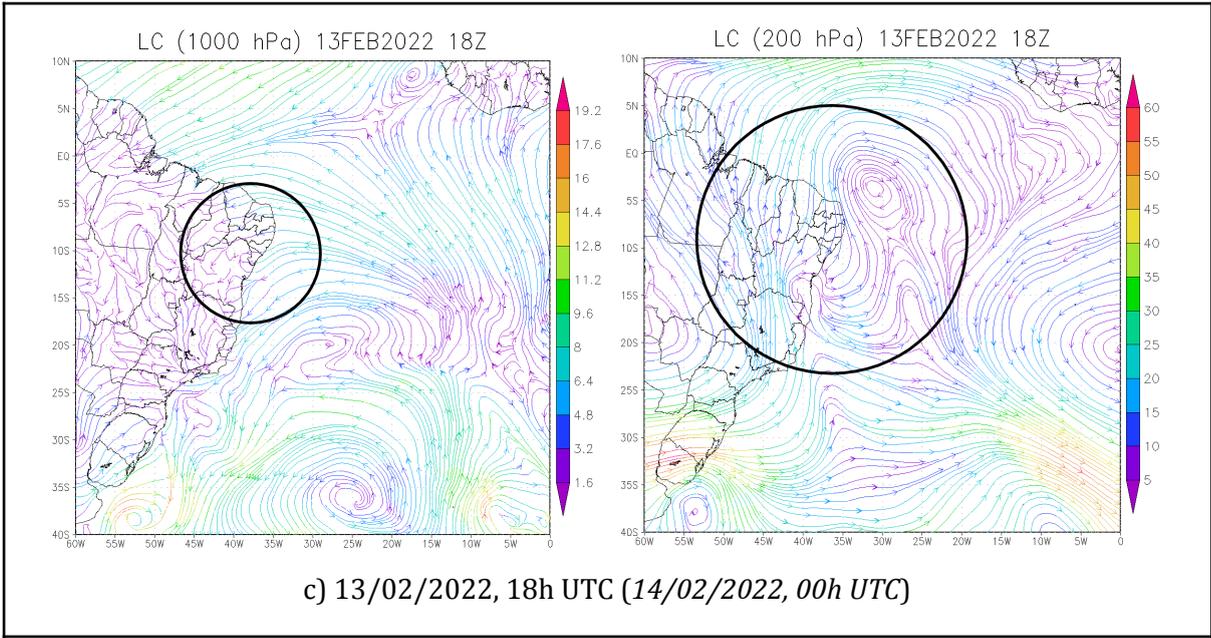


figura 50: Imagens de satélite e campo de vorticidade (850 - 1000 hPa) para os casos do Tipo 3. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

Linhas de corrente em baixos níveis (1000 - 850 hPa) e altos níveis (300 - 200 hPa) para os casos do Tipo 3. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 50).





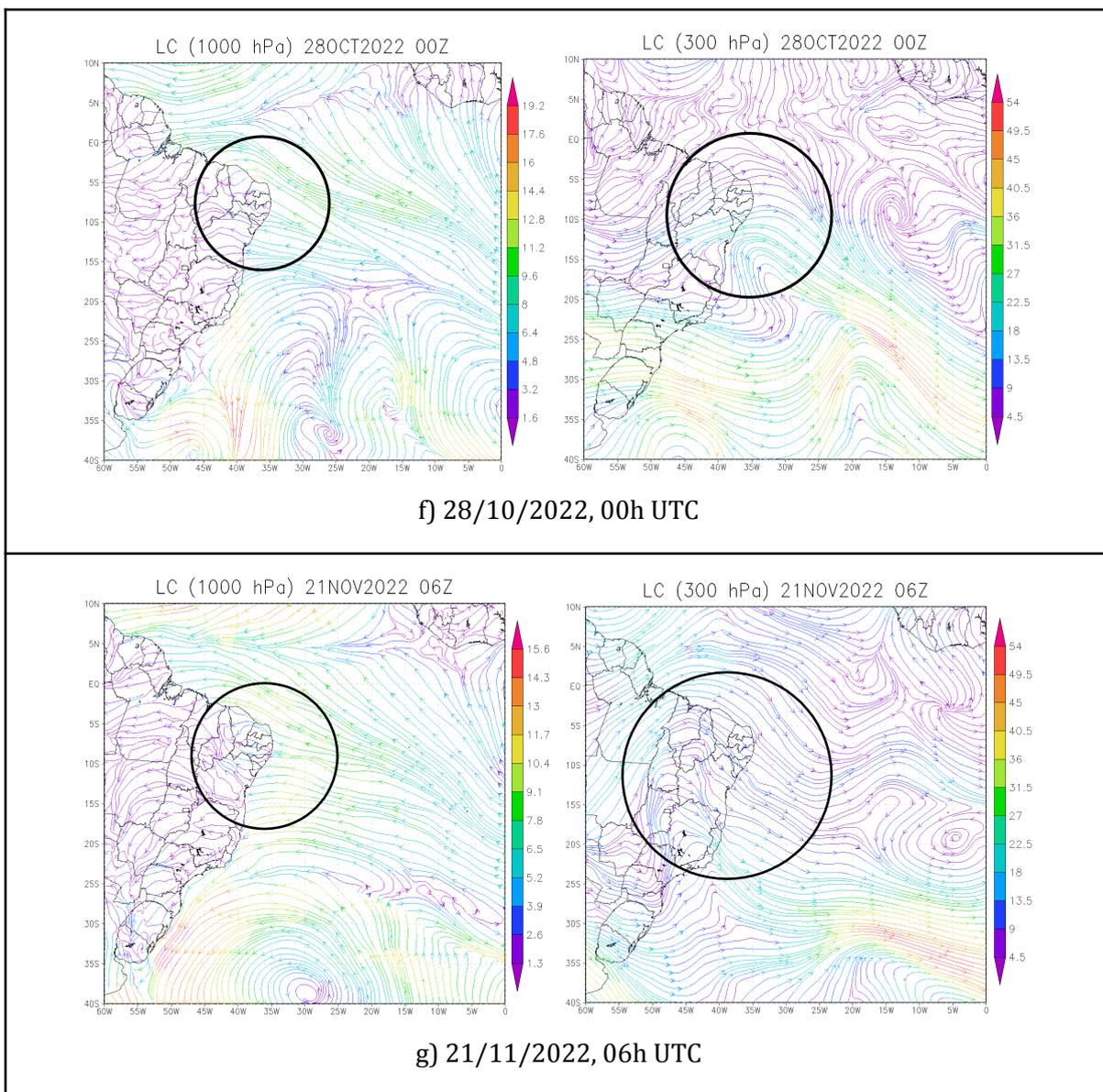
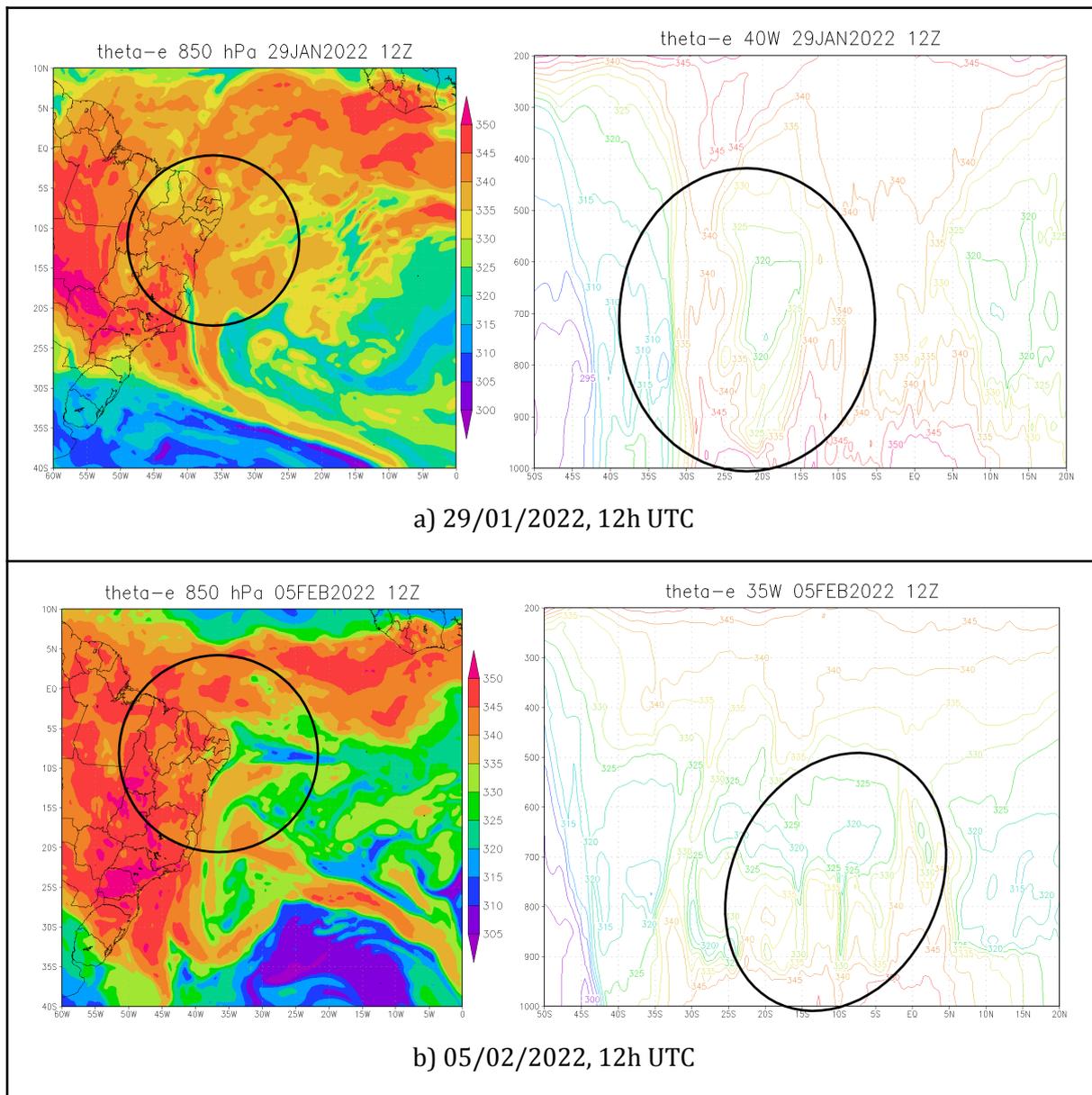
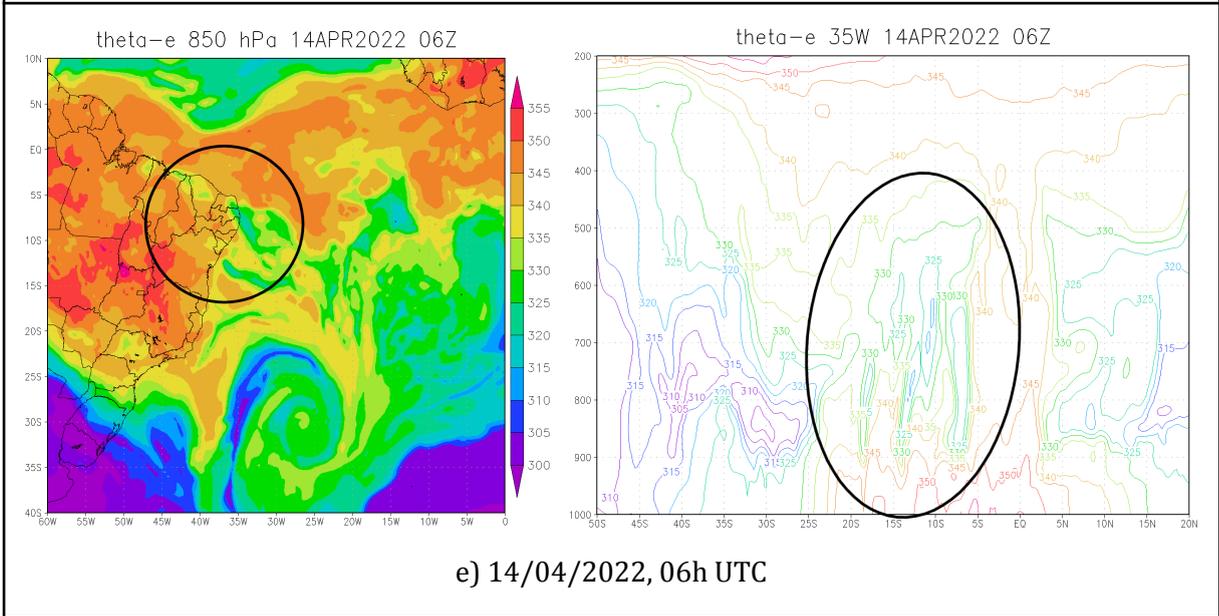
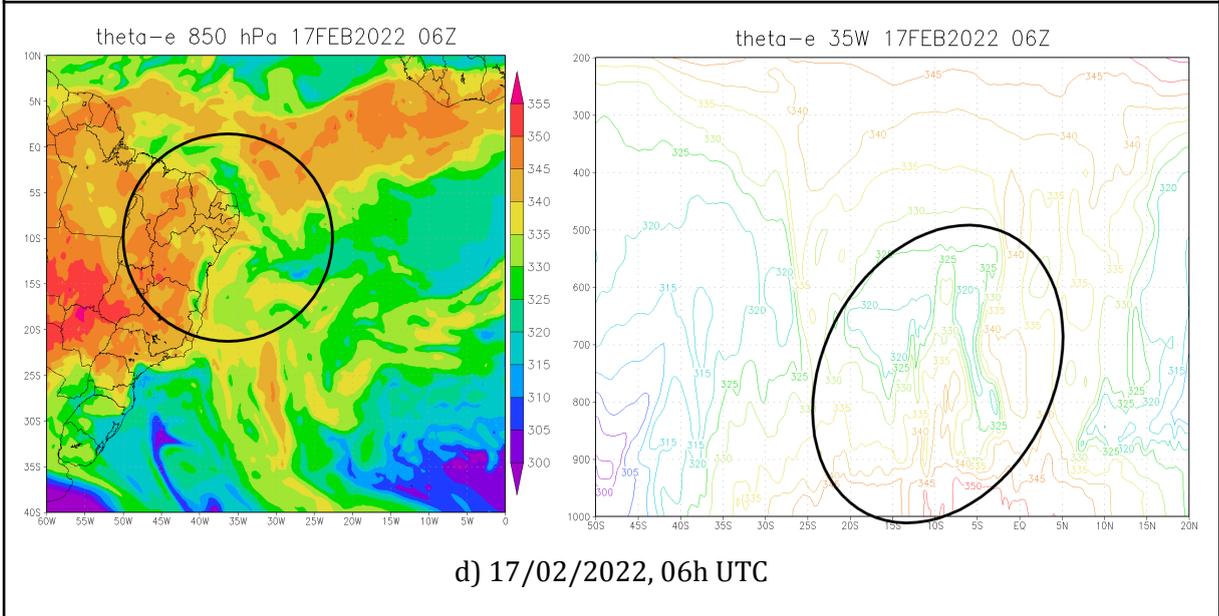
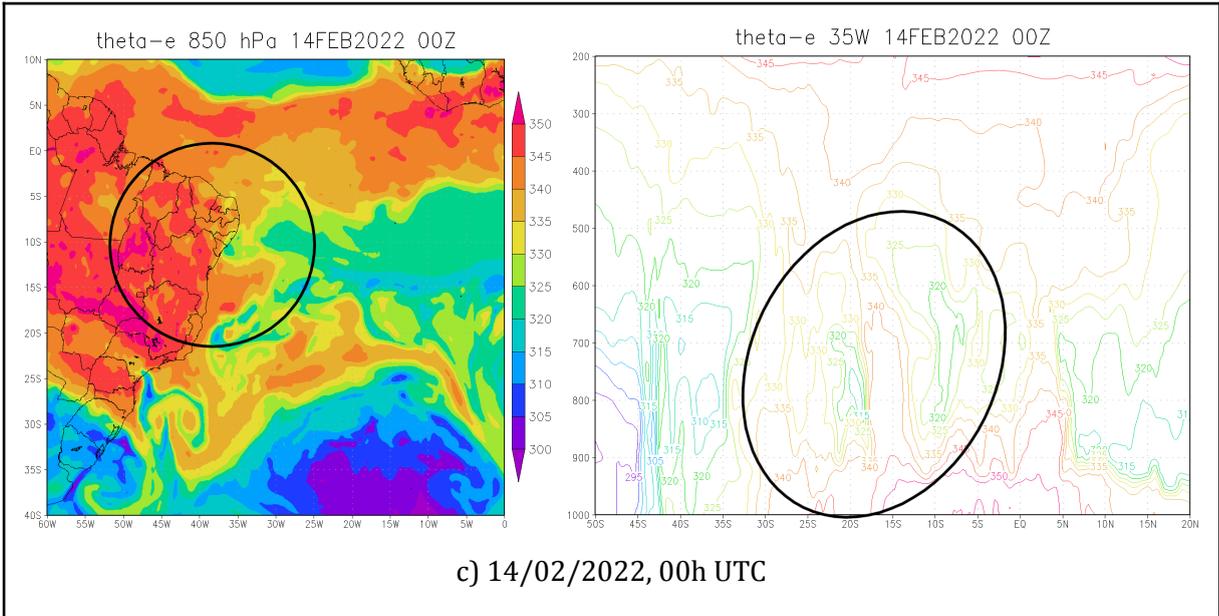


figura 51: Linhas de corrente em baixos níveis (1000 - 850 hPa) e altos níveis (300 - 200 hPa) para os casos do Tipo 3. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

Temperatura potencial equivalente no campo horizontal (1000 - 850 hPa) e na secção vertical (30° W - 35° W - 40° W) para os casos do Tipo 3. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 51).





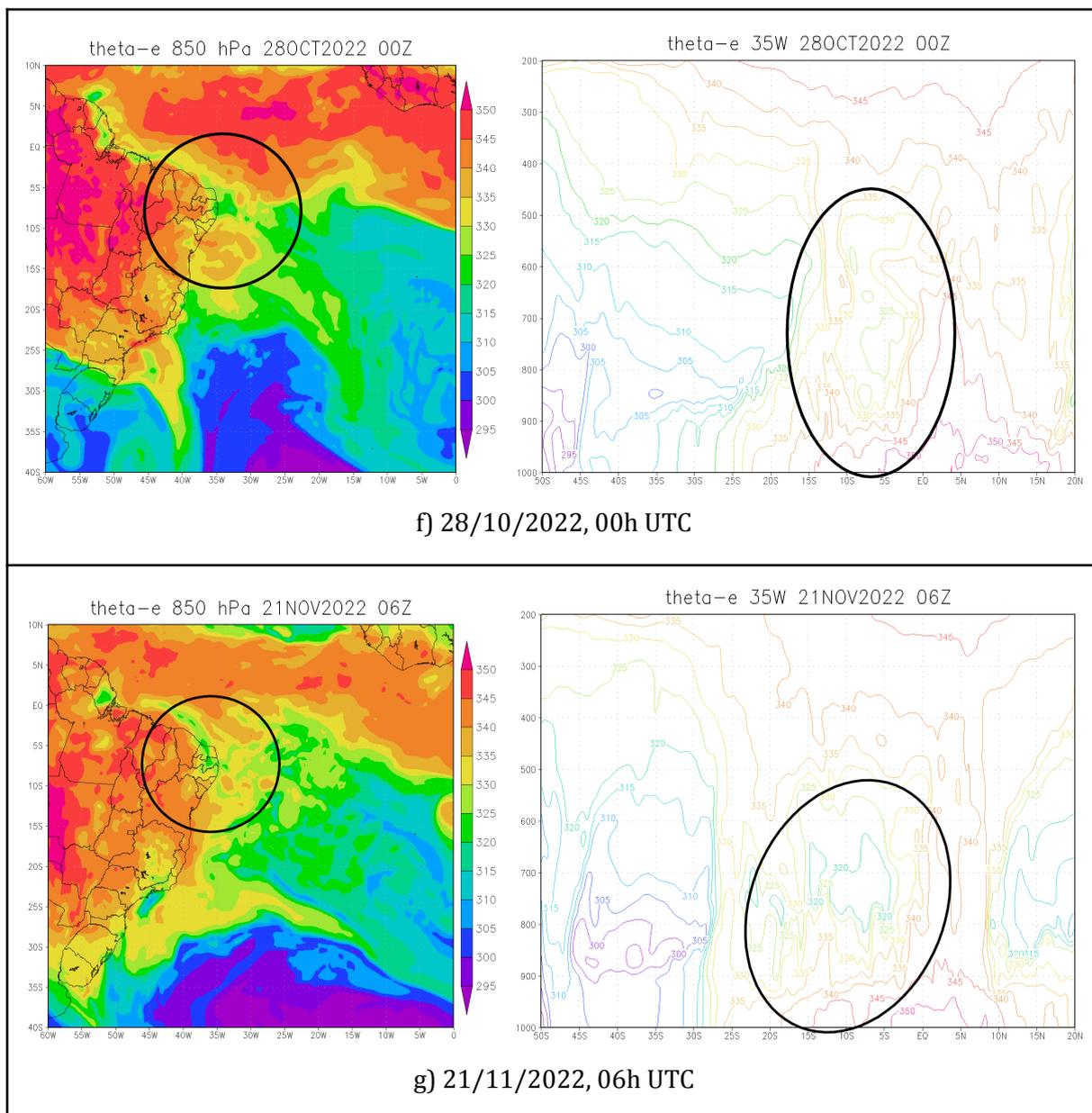
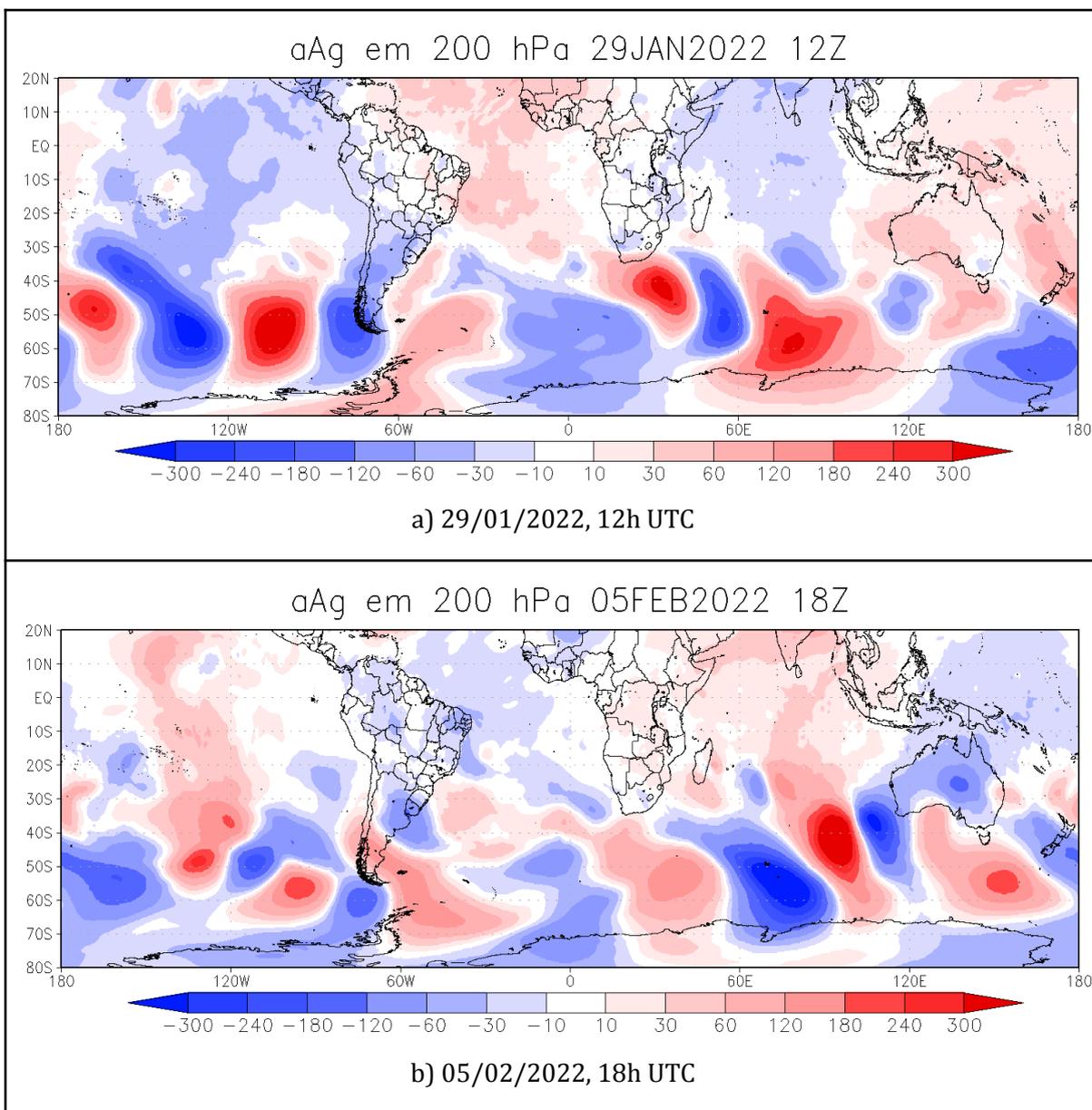
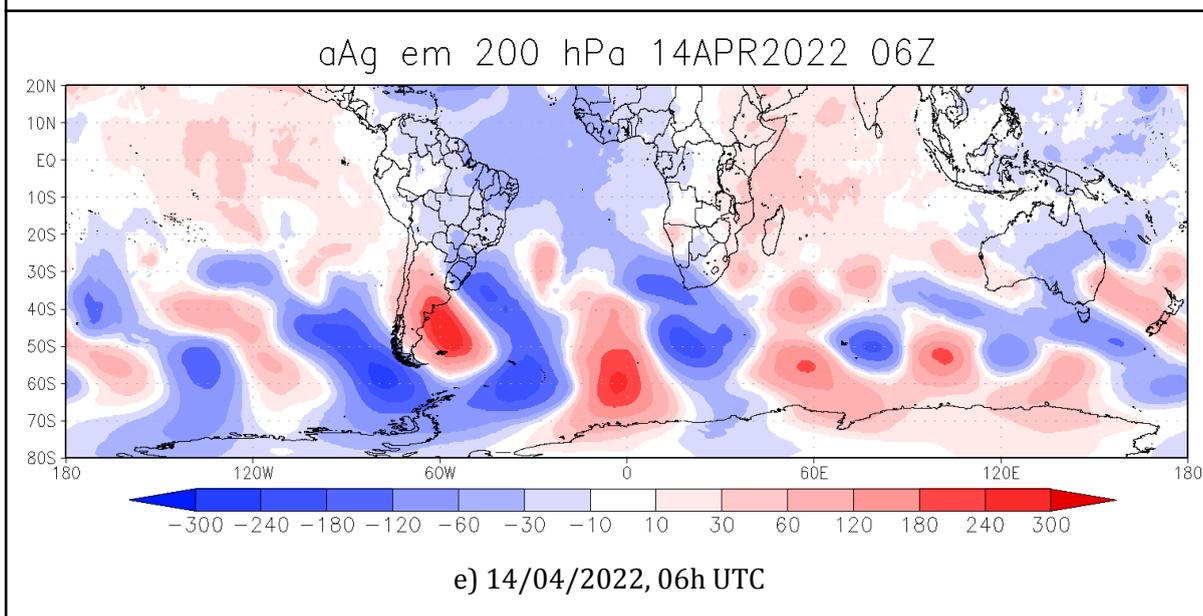
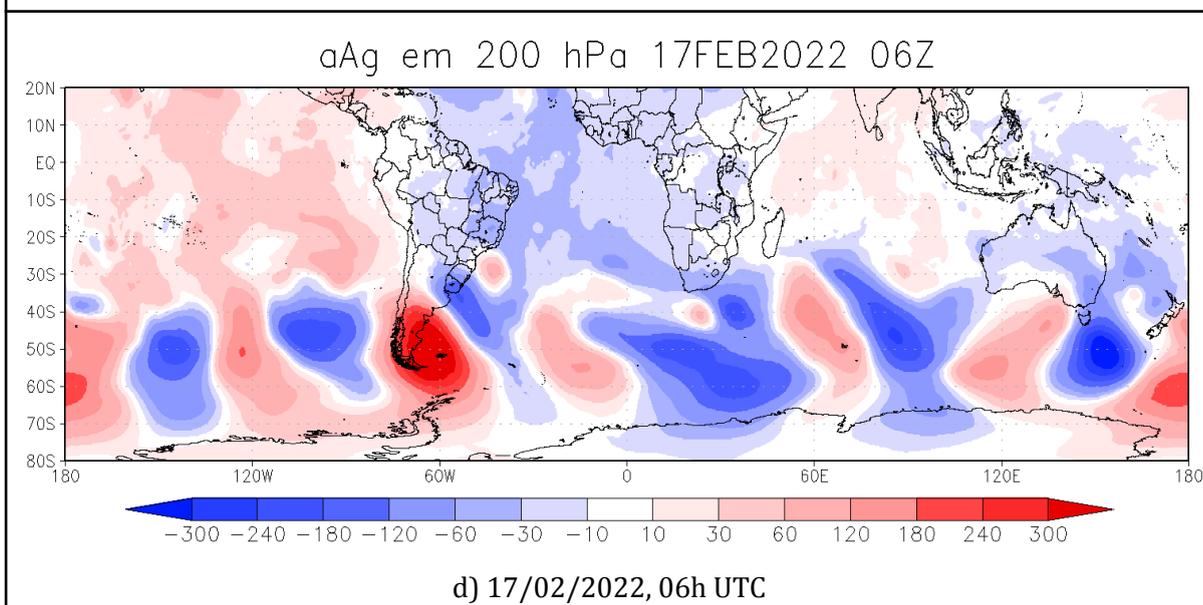
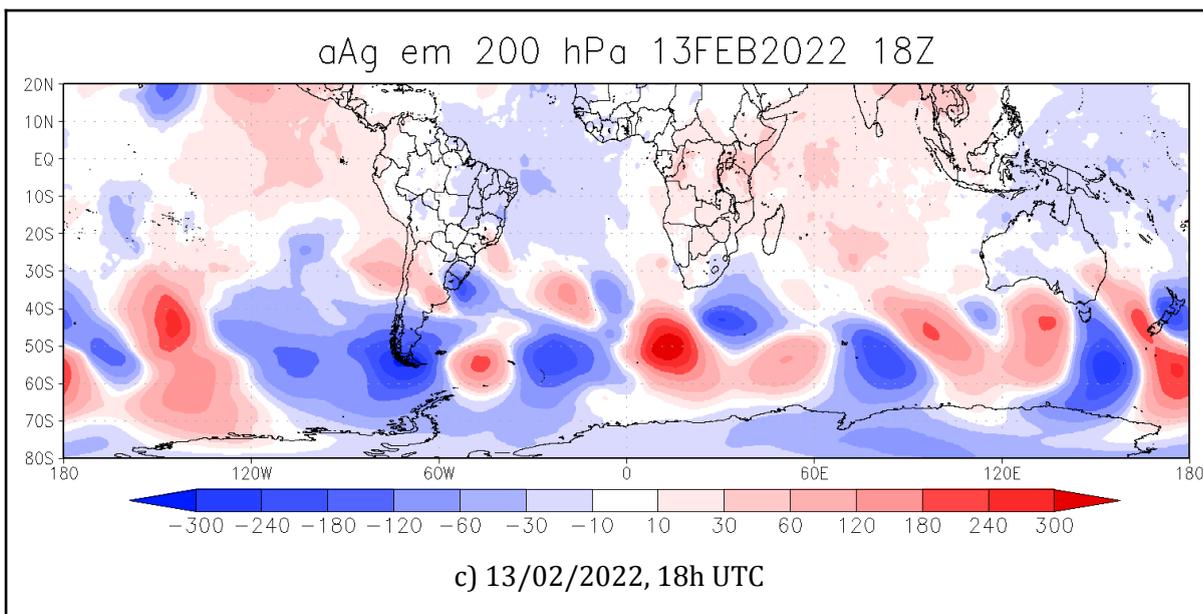


figura 52: Temperatura potencial equivalente no campo horizontal (1000 - 850 hPa) e na secção vertical (30° W - 35° W - 40° W) para os casos do Tipo 3. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

Diferenciação da Altura Geopotencial em 200 hPa para os casos do Tipo 3. Exibido momento de conexão / intensificação (Fig. 52).





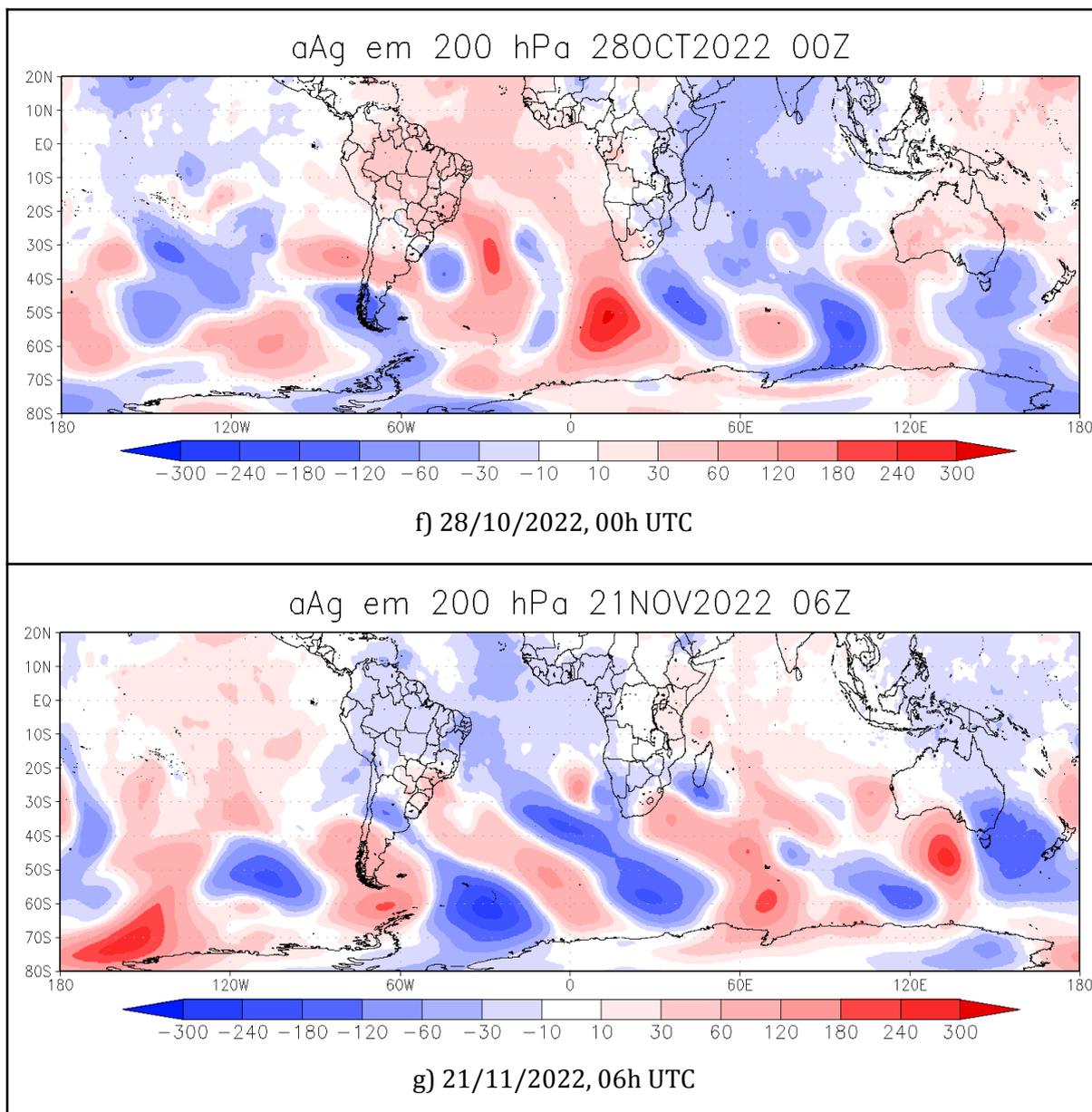
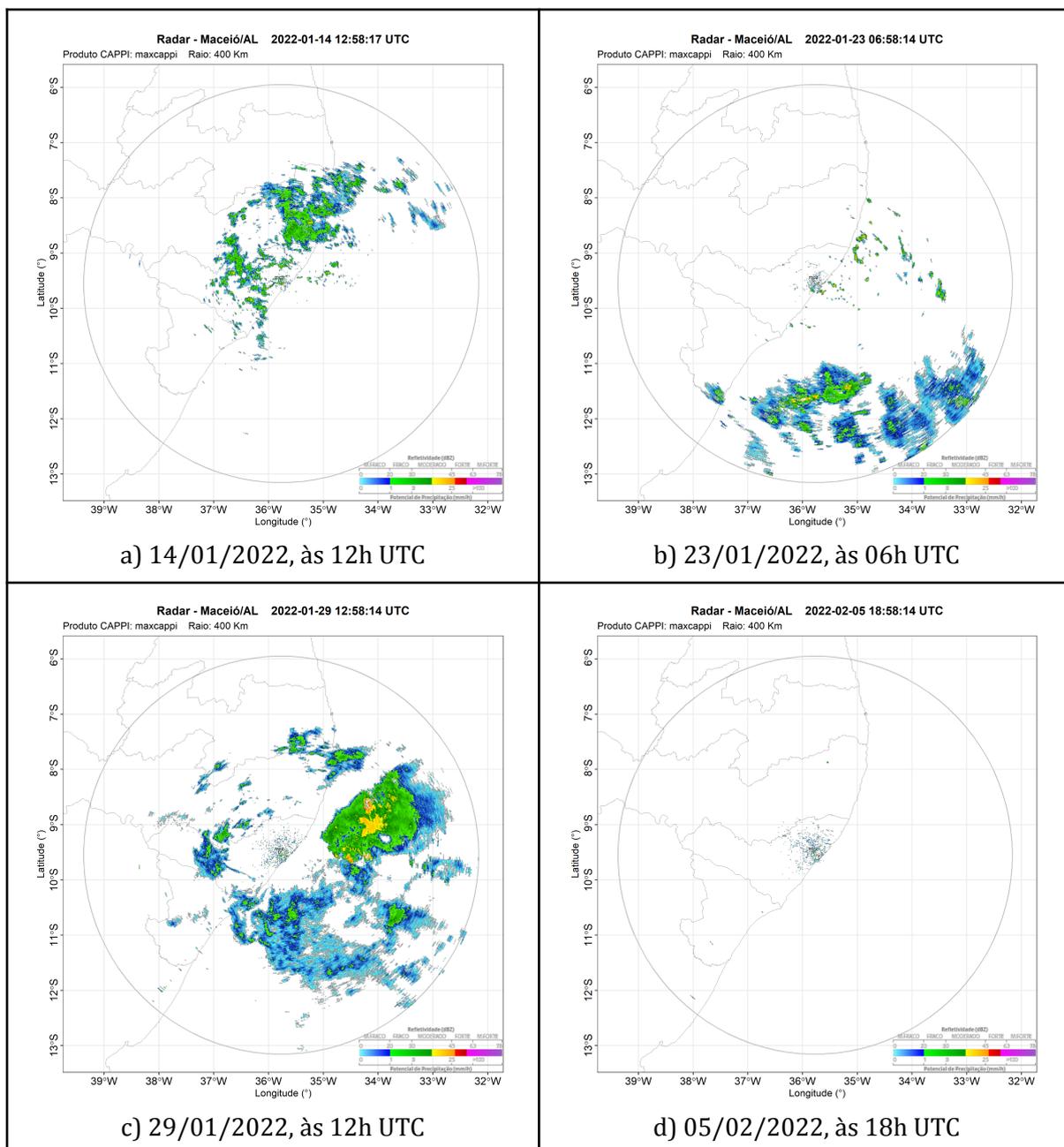
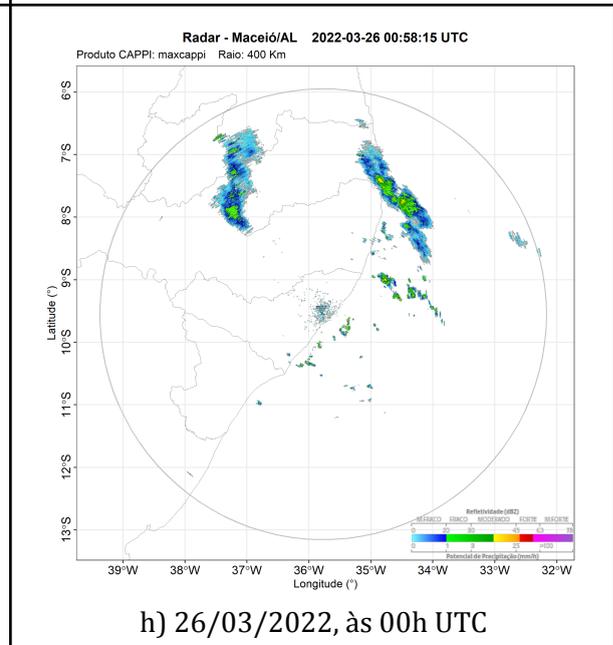
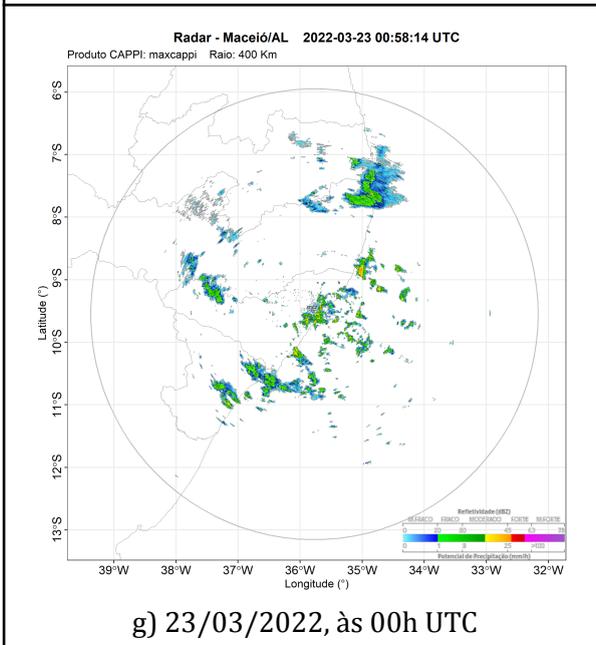
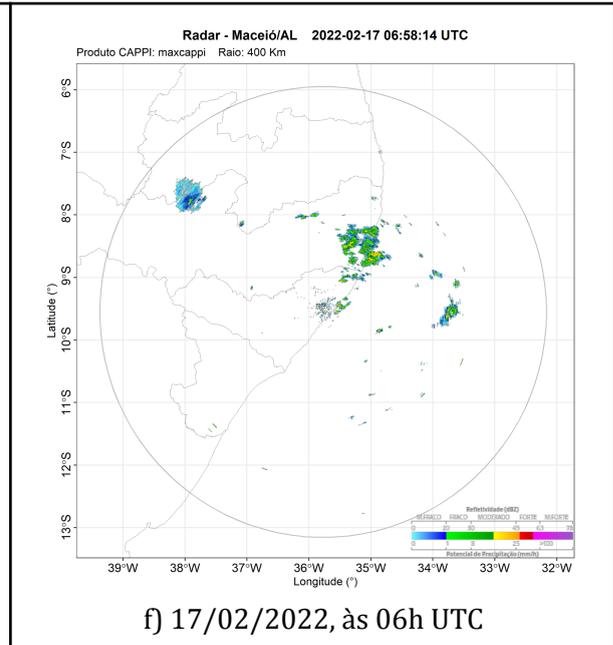
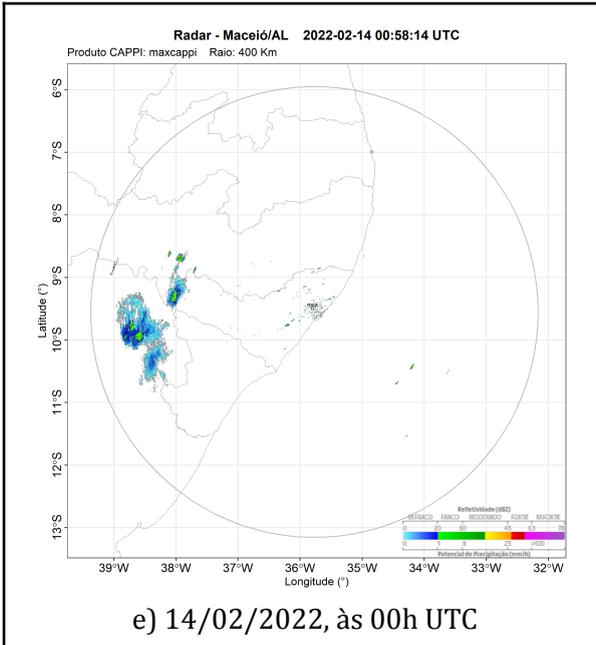


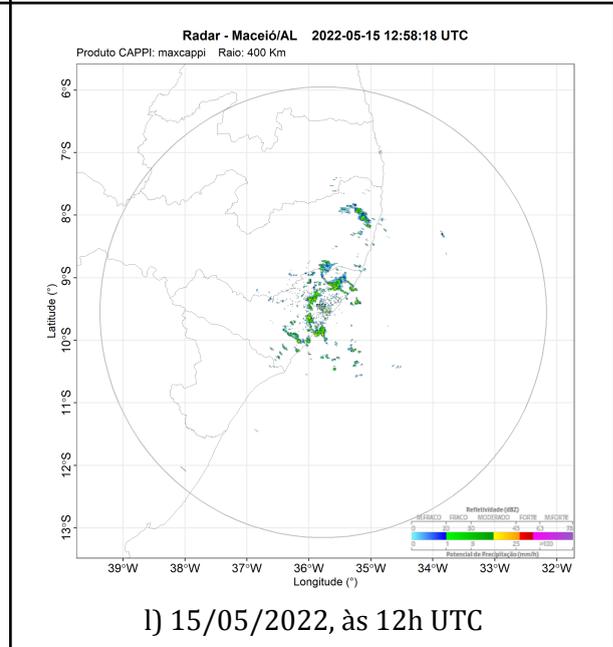
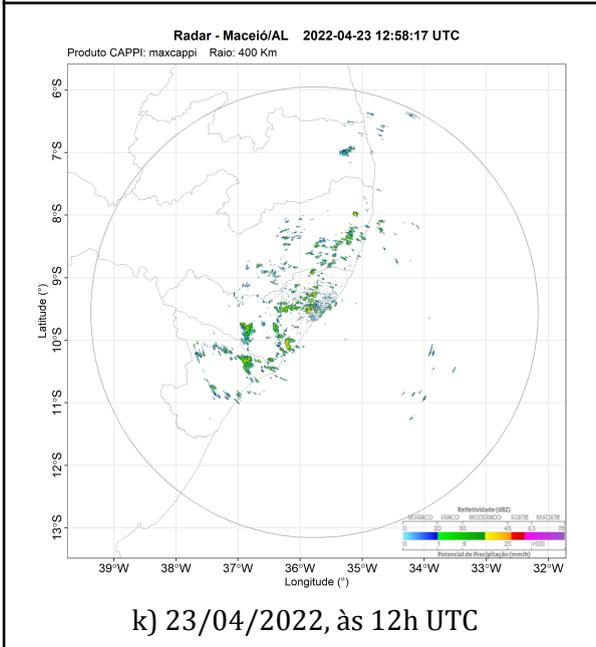
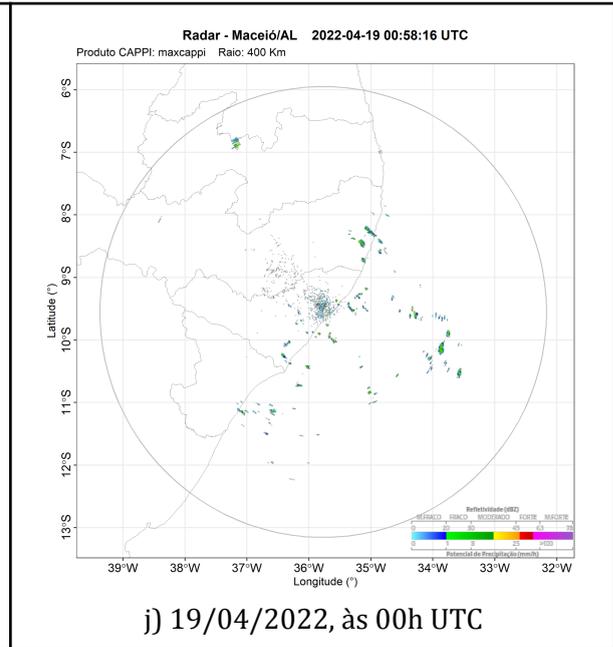
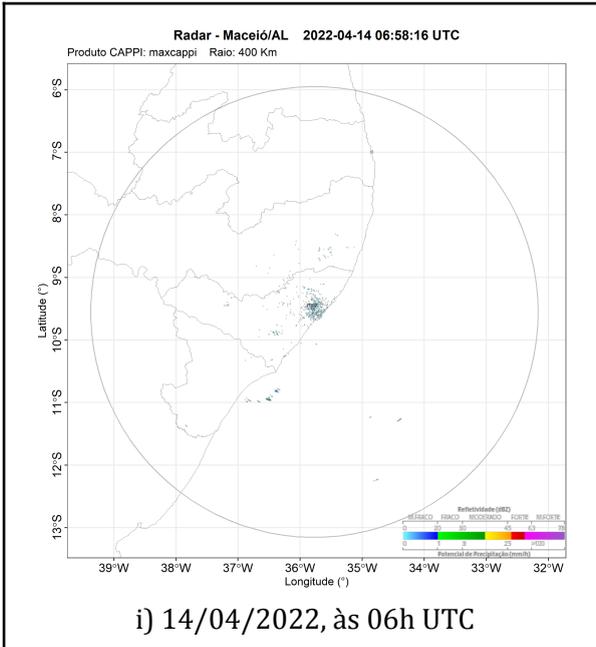
figura 53: Diferenciação da Altura Geopotencial em 200 hPa para os casos do Tipo 3. Exibido momento de conexão / intensificação. Fonte: ERA 5.

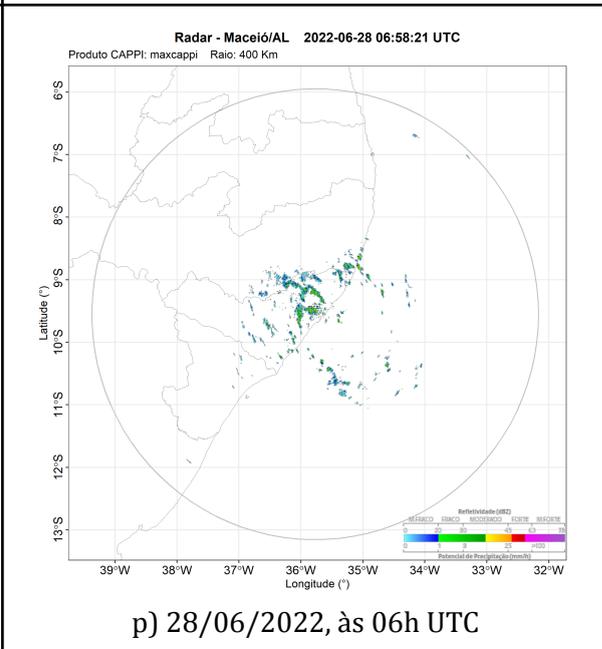
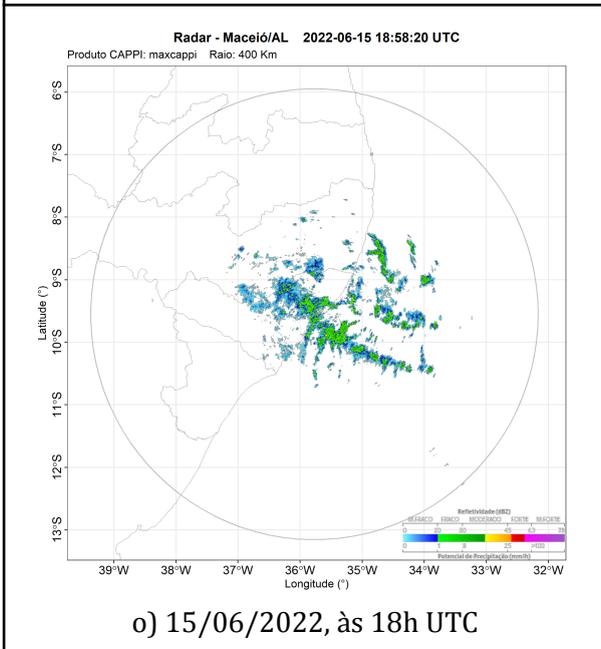
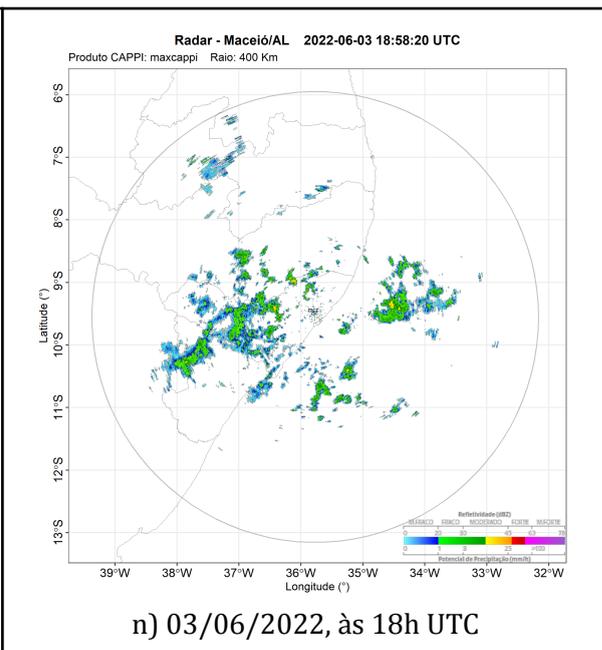
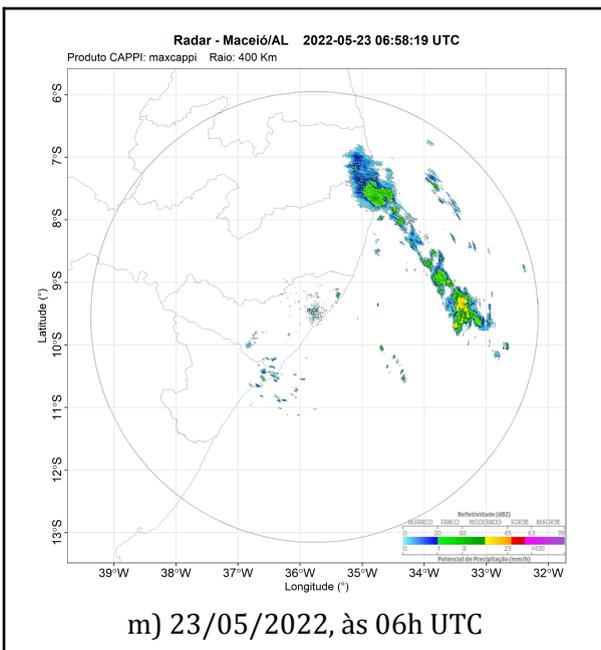
APÊNDICE 4 - Produtos do RADAR

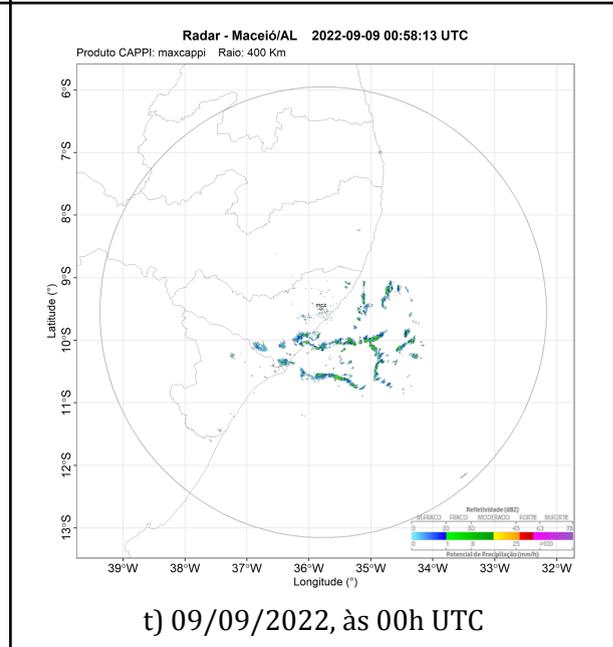
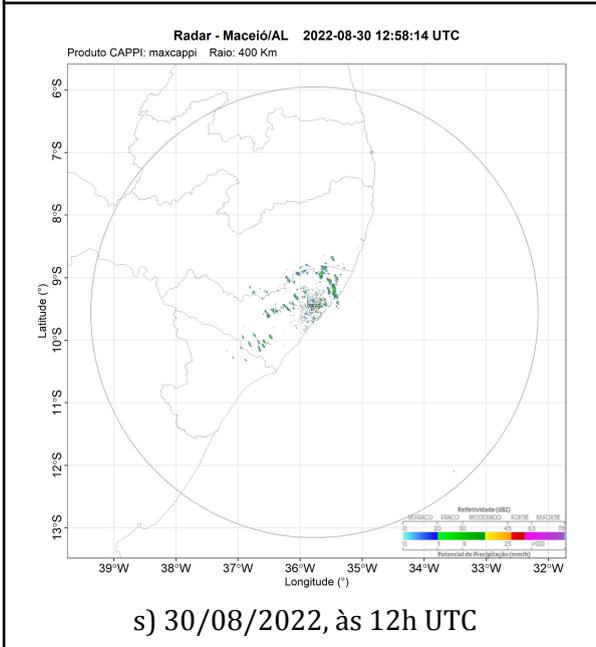
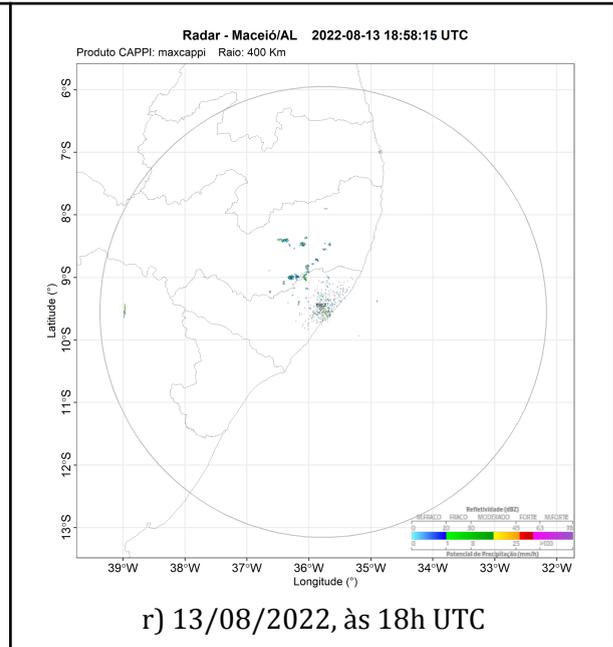
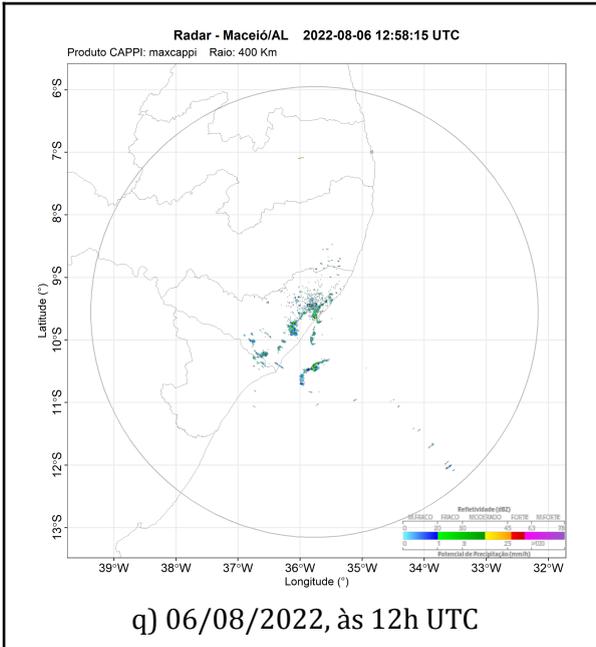
Imagens de refletividade maxcappi do RADAR de banda S localizado no campus UFAL - A. C. Simões (Fig. 53). Os dados estavam disponíveis até a data 30/09/2022, portanto 6 casos não foram exibidos.











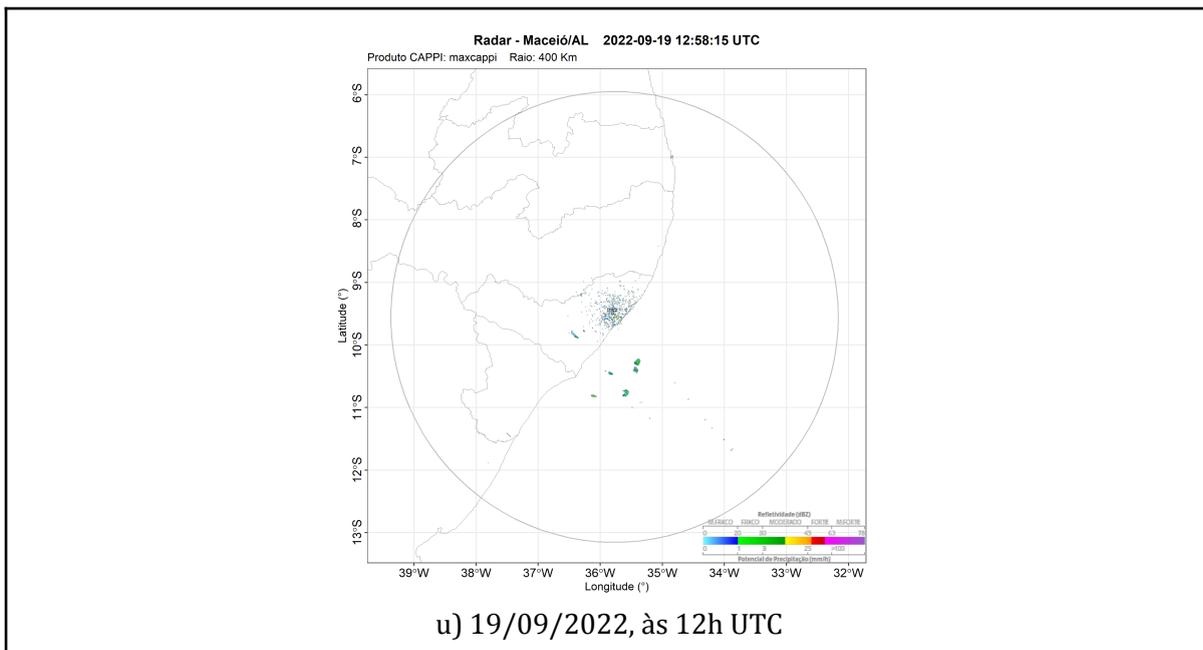


Figura 54: Imagens de refletividade maxcappi do RADAR de banda S. Fonte: REDEMET.

