

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

LUCAS CARVALHO VIEIRA CAVALCANTE

**INFLUÊNCIA DOS CICLONES TROPICAIS NA FORMAÇÃO DOS FENÔMENOS
ADVERSOS NO NORDESTE BRASILEIRO ENTRE 2013 E 2015.**

**MACEIÓ
2018**

LUCAS CARVALHO VIEIRA CAVALCANTE

INFLUÊNCIA DOS CICLONES TROPICAIS NA FORMAÇÃO DOS FENÔMENOS
ADVERSOS NO NORDESTE BRASILEIRO ENTRE 2013 E 2015.

Dissertação submetida ao colegiado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas como parte dos requisitos necessários para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Natalia Fedorova

Coorientador: Prof. Dr. Vladimir Levit

MACEIÓ

2018

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central

Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale – CRB4-661

C376i Cavalcante, Lucas Carvalho Vieira.
Influência dos ciclones tropicais na formação dos fenômenos adversos no
nordeste brasileiro entre 2013 e 2015 / Lucas Carvalho Vieira Cavalcante. – 2018.
150 f. : il.

Orientadora: Natalia Fedorova.

Coorientador: Vlademir Levit.

Dissertação (mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas.
Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2018.

Bibliografia: f. 128-138.

Apêndices: f. 139-150.

1. Ciclones – Brasil, Nordeste. 2. Precipitação (Meteorologia). 3. Previsão do
tempo. I. Título.

CDU: 551.515.2 (812/813)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-155.

**“INFLUÊNCIA DOS CICLONES TROPICAIS NA FORMAÇÃO DOS
FENÔMENOS ADVERSOS NO NORDESTE BRASILEIRO ENTRE 2013 E
2015.”**

Lucas Carvalho Vieira Cavalcante

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Prof. Dra. Natalia Fedorova
(Orientadora)

Prof. Dr. Vladimir Levit
(Coorientador)

Prof. Dra. Maria Luciene Dias de Melo
(Membro Interno)

Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho
(Membro Externo)

Junho /2018

AGRADECIMENTOS

Aos meus familiares, em especial aos meus pais Luciano Cavalcante da Silva e Rogéria Lucia de Carvalho Vieira Cavalcante, pelo apoio, compreensão e, principalmente, paciência.

Ao professor Lielson do Nascimento Wanderley por me ajudar na revisão do texto.

Aos meus orientadores Vladimir Levit e Natalia Fedorova por terem confiado essa pesquisa a mim, e por todo conhecimento passado desde a época da graduação. Não tenho palavras para expressar minha gratidão.

À professora Maria Luciene de Melo e ao professor Augusto Jose Pereira Filho por aceitarem fazer parte da banca examinadora.

Aos meus colegas do mestrado, em especial, ao “Ítalo e Osmar”, por me acompanhar nas filas quase infinitas do RU, e ao Rafael, por me salvar do Eustáquio Gomes Ponta Verde das 12h.

Aos vários amigos que conheci no Laboratório de Sinótica e Física, em especial, ao Matheus Lyra, por ter me acompanhado desde o início da minha trajetória na meteorologia, e cuja sagacidade muito me ajudou na hora de baixar os dados para a elaboração desta dissertação. Também não posso esquecer do João Pedro, Nídia Maria, Thaise Gomes e de todos os meus amigos Angolanos (são muitos, e cada um tem vários nomes) pela ajuda, momentos de descontração; e por aguentarem todas as coisas sem sentido (e bom senso) que eu falava.

Por fim, aos meus antigos e novos amigos do ICAT/UFAL: Hugo Alves, Thomás (Thomas), Gabriel (Aquele Bicho) e Rodrigo (Menino Saty).

Desculpa se esqueci alguém.

RESUMO

Este estudo analisa a influência dos ciclones tropicais, entre 2013 e 2015, nos fenômenos adversos nos estados do Nordeste do Brasil (NEB). Devido aos ciclones tropicais não serem mencionados na literatura como causadores de fenômenos como nevoeiro ou trovoada, no NEB, o objetivo principal deste estudo é avaliar a existência de tal influência de modo a melhorar o método de previsão do tempo nesta área. As informações dos Ciclones Tropicais usadas neste estudo foram do National Hurricane Center (NHC) da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). A investigação de fenômenos adversos no NEB utilizou dados METAR do Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA), mapas SYNOP do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), e imagens do sensor Lightning Image (LIS) a bordo do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). A análise dos sistemas sinóticos foi baseada nas imagens dos satélites GOES 13 e METEOSAT 10, no Canal Infravermelho; nos mapas de linhas de corrente e magnitude do vento, divergência e velocidade vertical do vento. Esses mapas foram plotados por meio do software GrADS, com dados de reanálise do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Ao todo foram estudados 10 ciclones tropicais. Durante a passagem desses sistemas pelo do intervalo de longitude do NEB, observou-se, em sua maioria, fenômenos de atmosfera estável, em especial névoa úmida com precipitação. Muitos distúrbios tropicais, que não se desenvolveram em ciclones tropicais, formaram-se próximos a eles durante esse período. Por meio da análise sinótica, em baixos níveis (1000hPa), observou-se uma crista nos alísios, sobre o NEB, e um cavado sobre o litoral. Foram identificados 2 tipos de formação desses cavados. O Tipo 1 resulta dos ciclones e distúrbios tropicais, enquanto o Tipo 2 envolve, também, um ciclone extratropical no hemisfério sul (HS). Em médios (500hPa) e altos níveis (300/200hPa) foram identificados 2 tipos de convergência entre as correntes do hemisfério norte (HN) e hemisfério sul (HS). Em médios níveis, as correntes do HN foram compostas pelos ciclones e distúrbios tropicais. No Tipo 1, essas correntes convergiram com o cavado associado ao ciclone extratropical do HS, e no Tipo 2 a convergência ocorreu com o anticiclone posicionado a norte deste cavado. A formação de 4 Vórtices Ciclônicos de Médios Níveis foram associados aos ciclones e distúrbios tropicais. Em altos níveis, as correntes do HN resultaram dos mesmos sistemas e também da Alta Subtropical à leste. No Tipo 1, a convergência ocorreu com o cavado do HS, enquanto que, no Tipo 2, ocorreu com o anticiclone do HS. Uma região de movimentos ascendentes foi observada nos centros dos ciclones e distúrbios tropicais, e de movimentos descendentes foi observada sobre os estados do NEB, onde ocorreram os fenômenos de atmosfera estável. Os resultados confirmam que, embora esses sistemas estejam no HN, sua influência estende-se para o HS. Essas informações são de grande importância para o aperfeiçoamento do método de previsão de fenômenos de estabilidade.

Palavras-chave: Ciclone Tropical. Fenômeno adverso. Nordeste do Brasil. Previsão do tempo.

ABSTRACT

This study analyzes the impact of Tropical Cyclones on adverse phenomena in the Northeast Brazil (BNE) within three years from 2013 to 2015. Due to the absence of tropical cyclones mentioned in previous papers as causing phenomena such as fog or thunderstorm on BNE, the main purpose of the study is to evaluate the existence of such influence and thus improve the weather forecasting in this area. The Tropical Cyclone's information from the National Hurricane Center (NHC) of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) was used. METAR data from the Brazilian Department of Airspace Control (DECEA), SYNOP maps from the Center for Weather Forecasting and Climate Studies (CPTEC/INPE) and images from the Lightning Image Sensor (LIS) aboard Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite were used for the Adverse phenomena study on BNE. Analysis of the synoptic systems was based on GOES 13 and METEOSAT 10 satellite's Infrared images; and the streamline with the wind magnitude, divergence, and vertical speed wind maps. All maps were built by the GrADS software using reanalysis data from the European Center for Medium-term Meteorological Forecasting (ECMWF). A total of 10 tropical cyclones were studied. During their passage through the NEB longitude range, most phenomena associated to the stable atmosphere, especially mist with rain were observed. Tropical disturbances which did not develop in the tropical cyclones, were formed close to the tropical cyclones during this period. Ridge in the trade winds on BNE and a trough over the BNE's coast were observed through the synoptic analysis, at the low levels (1000hPa). Two types of these troughs formation were identified. Type 1 results only from cyclones and tropical disturbances, while Type 2 also involves an extratropical cyclone in the southern hemisphere (HS). At the middle (500hPa) and high (300 / 200hPa) levels two types of the convergence were identified between the currents from the northern (HN) and southern hemisphere (HS). At the middle levels, in the Type 1 events, the regions of divergence linked with the cyclones and tropical disturbances formed currents from the HN that cross the equator and converged with the trough associated to the extratropical cyclone on the HS. In the Type 2 events, convergence occurs with the HS anticyclone on the northern part of trough's. Formation of 4 Middle Tropospheric Cyclonic Vortexes associated with cyclones and tropical disturbances was observed. At the high levels currents from the HN resulted from the same systems and from the Subtropical High at the east. In Type 1 events, the convergence occurred with the trough from HS, while in Type 2 events it occurs with the anticyclone from HS. At these levels, a region of lifting was observed over the centers of cyclones and tropical disturbances and a region of sinking over the NEB in the region of the convergence between two currents. The stable atmosphere phenomena occurred at the region of sinking. The results confirm that systems from HN influence to the systems in HS. This information is of the great importance for the improvement of the weather forecasting methods.

Key-words: Tropical cyclone. Severe weather phenomena. Northeast Brazil. Weather forecasting.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa das sub-regiões nordestinas: Meio-Norte (1), Sertão (2), Agreste (3), Zona da Mata (4).....	24
Figura 2 - Modelo metodológico de classificação climática.....	25
Figura 3 - Mapa da média da precipitação acumulada anual durante o período de 1961 a 1990.....	26
Figura 4 - Seções transversais através do desenvolvimento de uma célula de tempestade. As setas indicam a direção da corrente de ar dentro da célula.....	29
Figura 5 - Eventos de descargas elétricas observadas por meio do sensor LIS durante o período de 1998 a 2013.....	32
Figura 6 - Climatologia dinâmica dos complexos convectivos de mesoescala que atingem a América do Sul.....	32
Figura 7 - Distribuição mensal dos eventos com trovoadas, em Alagoas, dentre o período de 15 anos (1998-2012).....	33
Figura 8 - Número de dias no ano com nevoeiro no Brasil.....	37
Figura 9 - Mapa de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) no nível de 1000hPa (a) e 200hPa (b), ambos as 12Z do dia 8 de junho de 2003. Em destaque as altas pressões (H), divergência (D), as correntes de jato do HN (JS-N) e HS (JS-S).....	39
Figura 10 - Mapa de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) no nível de 1000hPa (a) e 500hPa (b) para 06Z do dia 11 de junho de 2010. E para o dia 13 de junho de 2010 nos níveis de 1000hPa (c) e 200hPa (d). Em destaque as depressões tropicais.....	41
Figura 11 - Interação da ZCIT com a TSM na estação chuvosa (a) e seca (b).....	44

- Figura 12 - Esquema das ZCIT resultante da convergência dos alísios (a) e das monções (b) e (c). No (b) é representado a ZCIT do oceano Índico durante o mês de janeiro e, no (c), a ZCIT típica da bacia do Pacífico Noroeste no mês de agosto. O cisalhamento vertical do vento entre o fluxo de baixos e altos níveis é indicado na linha inferior..... 45
- Figura 13 - Esquema da rota das perturbações ondulatórias no campo dos alísios (POA) de sudeste no Atlântico Sul, no período de maio a agosto..... 46
- Figura 14 - Campos de linhas de corrente no nível de 1000hPa para eventos típicos com eixo no sentido Nordeste-Sudoeste (a) e no sentido Norte-Sul (b)...47
- Figura 15 - Padrões dos cavados nos processos de formação do VCMN. Tipo I, cavados na corrente de leste com o eixo: noroeste-sudeste (a), norte-sul (b) e nordeste-sudoeste (c). Tipo II, cavados na corrente de oeste com o eixo: sul-norte (d), de sudeste-noroeste (e) e sudoeste-nordeste (f). Linha tracejada: eixo do cavado..... 49
- Figura 16 - Padrões dos processos de formação do VCMN do Tipo III: Encontro das Correntes do HN e HS (a), cavado Entre as Correntes (b), cavado na Corrente Meridional de Sul (c) e na Corrente Meridional de Norte (d). Linha tracejada: eixo do cavado..... 51
- Figura 17 - Circulação de um ciclone extratropical em baixos níveis no HN. As correntes de ar frio são ilustradas pelas linhas grossas, as correntes de ar quente pelas linhas finas duplas, as frentes fria e quente são ilustradas pelas linhas tracejadas, e linha contínua tracejada representa o deslocamento para leste do ciclone.....55
- Figura 18 - Estágio de onda. 1. Isóbaras; 2. Isoípsas no nível de 700hPa; 3. Isoípsas da topografia relativa entre 500 e 1000hPa; 4. Mudança da pressão devido à componente térmica; 5. Mudança da pressão devido ao transporte da vorticidade.....57

Figura 19 - Estágio do ciclone jovem. 1. Isóbaras; 2. Isoípsas no nível de 700hPa; 3. Isoípsas da topografia relativa entre 500 e 1000hPa; 4. Mudança da pressão devido a componente térmica; 5. Mudança da pressão devido ao transporte da vorticidade.....	57
Figura 20 - Estágio de desenvolvimento máximo do ciclone. 1. Isóbaras; 2. Isoípsas no nível de 700hPa; 3. Isoípsas da topografia relativa entre 500 e 1000hPa; 4. Mudança da pressão devido a componente térmica; 5. Mudança da pressão devido ao transporte da vorticidade.....	58
Figura 21 - Estágio de dissipação do ciclone ou ciclone velho. 1. Isóbaras; 2. Isoípsas no nível de 700hPa; 3. Isoípsas da topografia relativa entre 500 e 1000hPa; 4. Mudança da pressão devido à componente térmica; 5. Mudança da pressão devido ao transporte da vorticidade.....	59
Figura 22 - Representação esquemática de uma esteira transportadora quente com levantamento inclinado para frente. A linha tracejada indica a frente fria em altitude.....	61
Figura 23 - Representação esquemática de uma anafrente (a) e uma catafrente (b).....	62
Figura 24 - Posição media e variabilidade das correntes de jato subtropical (a) e polar (b) para os períodos de verão e inverno médio, e extremo.....	64
Figura 25 - Padrão idealizado de movimento ageostrófico e divergência próximo à corrente de jato (a); Circulação transversal direta na entrada da CJ (b); Circulação transversal indireta na saída da CJ (c).....	65
Figura 26 - Tipos de CJNEB: a, b - Tipo I, CJNEB de sul entre a alta da bolivia e o cavado (a) /VCAN (b) (a - jatos de sudoeste, b - jatos de sudeste e sul); c, d - Tipo II, CJNEB de norte entre a Alta subtropical e o cavado (c) /VCAN (d) (d - jatos de noroeste, c – jatos de norte); e - Tipo III, CJNEB de oeste entre VCAN no NH e o cavado no HS.....	66

Figura 27 - Estrutura vertical e horizontal de um ciclone barotrópico nos hemisférios norte e sul.....	68
Figura 28 - Esquemas idealizados dos padrões de nuvens observados no satélite associados à ciclogênese tropical.....	72
Figura 29 - Um modelo conceitual das mudanças importantes nas nuvens convectivas profunda associadas (Cb), pressão mínima ao nível do mar (MSLP) e velocidade máxima do vento à superfície (Vmax) durante a ciclogênese tropical e estimativas dos valores numéricos associados. No gráfico, Cb é uma representação idealizada das áreas de IR frias com as variações diurnas removidas. Da mesma forma, as tendências associadas à MSLP e ao Vmax não incluem variações diurnas e de curto prazo.....	75
Figura 30 - Frequência sazonal de ciclones tropicais para o (a) Atlântico Norte, (b) Nordeste do Pacífico, (c) Noroeste do Pacífico, (d) Norte da Índia, (e) Sudoeste da Índia, (f) Austrália e Sudeste da Índia, e (g) Austrália e Sudoeste do Pacífico. Os limites superiores e inferiores representam a frequência para os ciclones com ventos máximos maiores ou iguais a 17.5 m s^{-1} , e os inferiores para 30 m s^{-1}	78
Figura 31 - Os pontos da gênese dos ciclones tropicais, no período de 1851-2015 para o Norte do Atlântico e 1949-2015 para o Nordeste do Pacífico, durante a temporada de furacões. Essas figuras representam apenas as tempestades registradas pelo banco de dados HURDAT de 1 a 10 de julho (a), 1 a 10 de setembro (b), e de 21 a 31 de outubro (c).....	82
Figura 32 - Área de estudo com a localização da região nordeste em vermelho.....	84
Figura 33 - Exemplo de dado METAR (a) e mapa SYNOP (b).....	86
Figura 34 - Mapa com as estações meteorológicas dos aeroportos que se encontram no território nordestino. A linha tracejada divide o estado da Bahia em Norte e Sul.....	87

Figura 35 - Regiões com informação (em azul/amarelo) e sem informação (em branco/cinza), produzida pelo sensor LIS do Satélite TRMM.....	88
Figura 36 - Imagem composta dos satélites GOES 13 e METEOSAT 10 no canal infravermelho.....	89
Figura 37 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) (a), secção vertical da velocidade vertical do vento ($Pa s^{-1}$) fixado na longitude $36^{\circ}W$ (b), divergência (s^{-1}) (c) e velocidade vertical do vento no plano horizontal ($Pa s^{-1}$) (d).....	91
Figura 38 - Casos de nevoeiro (a) e trovoadas (b) registrados pelos dados METAR. Em amarelo, as estações onde foram identificados tais fenômenos.....	94
Figura 39 - Descargas elétricas que ocorreram, por volta das 16Z, no norte dos estados de Maranhão, Ceará e Piauí, registradas pelo satélite TRMM....	94
Figura 40 - Trajetória do furacão Bertha com a área de estudo marcada em preto..	97
Figura 41 - Caso de nevoeiro observado pelo mapa SYNOP das 12Z do dia 29 de julho de 2014 (b), e mapa com os casos de névoa úmida registrados pelos dados METAR (a). Em amarelo, as estações onde foram identificados os casos.....	99
Figura 42 - Imagens dos satélites GOES 13 e METEOSAT 10 para as 06Z dos dias 29 (a), 30 (b) e 31 (c) de julho de 2014. Em destaque o ciclone tropical Bertha passando pelo intervalo de longitude do NEB, o distúrbio tropical (DT) à leste e o NEB marcado em preto.....	99
Figura 43 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) para as 06Z do dia 29 de julho de 2014 nos níveis 1000 (a), 500 (b), 300 (c) e 200hPa (d). Linhas: tracejada (Cavado), pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone).....	102

- Figura 44 - Mapa sinóticos, para as 06Z do dia 29 de julho de 2014, de: velocidade vertical do vento (Pa s^{-1}) no plano horizontal em 300hPa (a), divergência (s^{-1}) em 300hPa (b), linhas de corrente em 300hPa (c) e secção vertical da velocidade vertical do vento (Pa s^{-1}) fixada na longitude 37.1°W (d). Linhas: tracejada (Cavado), pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone)..... 104
- Figura 45 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento (m s^{-1}) para o nível de 1000hPa às 06Z dos dias 30 (a), 31 julho (b) e 01 de agosto (c); para o nível 500hPa às 06Z dos dias 30 (d), 31 julho (e) e 01 de agosto (f); e para o nível de 300hPa as 06Z dos dias 30 (g), 31 julho (h) e 01 de agosto (i). Linhas: tracejada (Cavado), pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), A (Anticiclone) e CJ (Corrente de Jato)..... 105
- Figura 46 - Mapas de divergência (s^{-1}) em 500hPa (a) e 300hPa (b), e de velocidade vertical do vento (Pa s^{-1}) fixado na longitude 43.0°W (c), todos para as 06Z do dia 30 de julho de 2014. Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e CJ (Corrente de Jato)..... 107
- Figura 47 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento (m s^{-1}) às 12Z dos dias 01 de setembro nos níveis 1000hPa (a) e 300hPa (b). Linhas: tracejada (Cavado), pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone)..... 108
- Figura 48 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento (m s^{-1}) para o nível de 1000hPa às 00Z dos dias 07 (a), 08 e 09 de setembro (c). Linhas pontilhadas (Crista). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e B (Baixa Pressão)..... 109

Figura 49 - Tipos de formação dos cavados em baixos níveis (1000hPa). Tipo 1: resultante do ciclone/distúrbio tropical (a). Tipo 2: resultante do ciclone/distúrbio tropical e da extremidade frontal (c). Em azul, o vento associado a Alta Subtropical do Atlântico Sul e, em preto, a zona frontal associada ao ciclone extratropical. Linhas: tracejada (Cavado) e pontilhada (Crista). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), B (Baixa Pressão/Ciclone Extratropical) e A (Anticiclone)..... 110

Figura 50 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$), no nível de 1000hPa, para os dias: 22 de julho de 2013 às 18Z (a); e para o dia 23 às 00Z (b), 06Z (c). E imagens do Satélite GOES 13 e METEOSATE 10, no canal infravermelho, para os dias: 22 de julho de 2013 às 18Z (d); e para o dia 23 às 00Z (e), 06Z (f). Em destaque o NEB marcado em preto. Linhas: tracejada (Cavado) e pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical) e DT (Distúrbio Tropical)..... 111

Figura 51 - Tipos de convergência em médios níveis entre os ventos de norte e sul (500hPa). Tipo 1: ventos de norte do ciclone tropical e do distúrbio tropical, e ventos de sul do cavado do ciclone extratropical (a). Tipo 2: ventos de norte do ciclone tropical e do distúrbio tropical, e ventos de sul do anticiclone (b). O vento associado: ao ciclone/distúrbio tropical em vermelho; e ao ciclone extratropical em preto. Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone)..... 113

Figura 52 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$), no nível de 500hPa, para os dias: 16 de agosto de 2013 às 12Z (b); e para as 00Z dos dias 17 (b) e 18 (c). Linhas: tracejada (Cavado) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone)..... 114

- Figura 53 - Tipos de convergência em altos níveis entre os ventos de norte e sul (300/200hPa). Tipo 1: ventos de norte do anticiclone e do ciclone/distúrbio tropical, e ventos de sul do cavado do ciclone extratropical (a). Tipo 2: ventos de norte do anticiclone e do ciclone/distúrbio tropical, e ventos de sul do anticiclone (c). O vento associado: a Alta Subtropical do Atlântico Sul em azul; ao ciclone extratropical em preto; e ao ciclone/distúrbio tropical em vermelho. Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone)..... 115
- Figura 54 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) para as 12Z do dia 18 de setembro de 2015 nos níveis 300hPa. Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone)..... 115
- Figura 55 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) para o nível de 300hPa às 00Z dos dias 16 (a), 17 julho (b) e 18 de agosto (c). Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone)..... 116
- Figura 56 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) para as 06Z do dia 25 de julho de 2013 nível de 200hPa (b). Linhas: tracejada (Cavado) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone)..... 117
- Figura 57 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) no nível de 500hPa para os dias: 21 de julho de 2013 às 18Z (a); 22 às 00Z (b), 06Z (c); e 23 às 00Z (d), 06Z (e) e 12Z (f). E no nível de 300hPa, às 06Z do dia 23, mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) (g), divergência (s^{-1}) (h) e velocidade vertical do vento ($Pa s^{-1}$) (i). Linhas: tracejada (Cavado) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), B (Baixa Pressão) e A (Anticiclone)..... 118

- Figura 58 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$), no nível de 500hPa, para o dia 17 de agosto de 2013 às 06Z (a), 12Z (b) e 18Z (c). Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e B (Baixa Pressão)..... 120
- Figura 59 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$), no nível de 500hPa, para os dias 10 de setembro de 2014 às 06Z (a), 12Z (b) e 18Z (c); e dia 11 às 00Z (d). Linhas: tracejada (Cavado), pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), B (Baixa Pressão) e A (Anticiclone).. 121
- Figura 60 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$), no nível de 500hPa, para o dia 16 de setembro de 2015 às 12Z (a) e 18Z (b), e o dia 17 às 00Z (c) e 06Z (d). Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), B (Baixa Pressão) e A (Anticiclone).....122
- Figura 61 - Estrutura observada durante a passagem dos ciclones tropicais. Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), St (Estratos), BR (Nevoa Úmida), FG (Nevoeiro), HZ (Nevoa seca) e DZ (Chuvisco)..... 124
- Figura 62 - Tipos de formação de cavados, em 1000hPa, e tipos de convergência, em 500hPa e 300/200hPa, mais observados durante a passagem dos ciclones tropicais. Linha tracejada pontilhada (convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), B (Baixa Pressão/ Ciclone Extratropical) e A (Anticiclone)..... 125

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Escala Saffir-Simpson.....	69
Tabela 2 - Informações sobre os ciclones tropicais que se formaram entre os anos de 2013 a 2015, abaixo de 20°N, e passaram sobre o intervalo de longitude do NEB (entre 50°W e 35°W): estágio máximo de desenvolvimento do ciclone, datas de formação e dissipação, intervalo de tempo e estágio de desenvolvimento do ciclone durante sua passagem sobre as longitudes do NEB. Siglas: Baixa (B), Depressão Tropical (DT), Tempestade Tropical (TT), Furacão (F) e Dissipação (D).....	92
Tabela 3 - Casos de nevoeiro no NEB pelos dados SYNOP durante a passagem dos ciclones tropicais juntamente com as informações sobre esses sistemas: latitude (°N) e longitude (°W), estágio de desenvolvimento pela National hurricane center (NHC) Siglas: B (Baixa/Distúrbio/Onda), DET (Depressão Tropical), TT (Tempestade Tropical) e F (Furacão).....	93
Tabela 4 - Casos de nevoeiro identificados pelos dados METAR das diferentes estações dos aeroportos do NEB durante a passagem dos ciclones tropicais.....	95
Tabela 5 - Casos de trovoadas identificados pelos dados METAR das diferentes estações dos aeroportos do NEB durante a passagem dos ciclones tropicais.....	96
Tabela 6 - Informações sobre o ciclone tropical Bertha: latitude (°N), longitude (°W) e estágio de desenvolvimento pela National hurricane center (NHC), e fenômenos adversos no NEB pelos dados SYNOP.....	98
Tabela 7 - Fenômenos adversos identificados durante a passagem do ciclone tropical Bertha pelos dados METAR das diferentes estações dos aeroportos do NEB.....	101

Tabela 8 - Sistemas sinóticos e tipos encontrados em 1000hPa, 500hPa e 300/200hPa durante a passagem dos ciclones tropicais pelo Atlântico Norte. Siglas: 1 (Tipo 1), 2 (Tipo 2), VCMN (Vórtice Ciclone de Médios Níveis) e AC (Anticiclone).....	123
---	-----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A	Alta Pressão/ Anticiclone
AL	Alagoas
B	Baixa Pressão/Ciclone
BA	Bahia
Cb	Cumulonimbus
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CE	Ceará
CJ	Corrente de Jato
CJNEB	Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro
CPHC	Central Pacific Hurricane Center
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CT	Ciclone Tropical
D	Dissipação
DECEA	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
DT	Distúrbio Tropical
DET	Depressão Tropical
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ETQ	Esteira Transportadora Quente
F	Furacão
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellites
GrADS	Grid Analysis and Display System
h	Hora
hPa	Hectopascal
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INPE	Instituto de Pesquisas Espaciais
JTWC	Joint Typhoon Warning Center
K	Kelvin
LIS	Lightning Imaging Sensor
m	Metro

MA	Maranhão
mm	Milímetros
MSLP	Pressão Mínima ao Nivel do Mar
N	Norte
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEB	Nordeste Brasileiro
NESDIS	National Environmenta Satellite and Information Service
NHC	National Hurricane Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PB	Paraíba
PE	Pernambuco
PI	Piauí
RN	Rio Grande do Norte
s	Segundo
S	Sul
SE	Sergipe
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TT	Tempestade Tropical
VCAN	Vórtice Ciclônico em Altos Níveis
VCM	Vórtice Convectivo de Mesoescala
VCMN	Vórtice Ciclônico em Médios Níveis
Vmax	Velocidade Máxima do Vento à Superfície
W	Oeste
Z	Horário Zulu
ZCAS	Zona de Convergência da América do Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZF	Zona Frontal

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	21
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
2.1 Precipitação	23
2.1.1 Regime de chuva no NEB.....	23
2.2 Trovoada	27
2.2.1 Influência das trovoadas no NEB.....	31
2.3 Nevoeiro	34
2.3.1 Influência dos nevoeiro e nuvens estratos no NEB.....	36
2.4 Sistemas Sinóticos	42
2.4.1 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).....	42
2.4.2 Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POA).....	45
2.4.3 Cavados béricos.....	46
2.4.4 Vórtices Ciclônicos de Médios Níveis (VCMN)	48
2.4.5 Ciclones.....	51
2.4.5.1 Ciclones Subtropicais.....	52
2.4.5.2 Ciclones Extratropicais.....	54
2.4.5.2.1 Frentes Frias.....	60
2.4.5.2.2 Corrente de Jato (CJ).....	63
2.4.5.3 Ciclones Tropicais.....	67
2.4.5.3.1 Classificação dos ciclones tropicais.....	68
2.4.5.3.2 Ciclogênese.....	69
2.4.5.3.2.1 Estágios de formação do ciclone tropical.....	72
2.4.5.3.2.2 Desenvolvimento do Vórtice do Ciclone Tropical.....	75
2.4.5.3.2.3 Desenvolvimento do Núcleo Quente do Ciclone Tropical.....	76
2.4.5.3.3 Climatologia dos Ciclones Tropical.....	78
2.4.5.3.4 Ciclones Tropicais na Bacia do Atlântico Norte.....	81
3 DADOS E METODOLOGIA	84
3.1 Área de estudo	84
3.2 Seleção dos ciclones tropicais para o estudo	84
3.3 Identificação dos fenômenos adversos no NEB	85

3.4 Análise Sinótica	88
3.4.1 Análise sinótica por meio das imagens de satélite.....	88
3.4.2 Análise da estrutura tridimensional por meio dos mapas sinóticos.....	89
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	92
4.1 Ciclones tropicais estudados	92
4.2 Fenômenos adversos no NEB	93
4.3 Análise Sinótica	96
4.3.1 Análise do Furacão Bertha.....	97
4.3.2 Distúrbios tropicais.....	107
4.3.3 Tipos de circulação observadas.....	108
4.3.3.1 Tipos de formação do cavado em baixos níveis (1000hPa).....	109
4.3.3.2 Tipos de convergência em médios níveis (500hPa).....	112
4.3.3.3 Tipos de convergência em altos níveis (300/200hPa).....	114
4.3.4 Associação entre VCMN e os Ciclones Tropicais.....	117
4.3.4.1 Tempestade Tropical Dorian.....	117
4.3.4.2 Tempestade Tropical Erin.....	119
4.3.4.3 Tempestade Tropical Edouard.....	120
4.3.4.4 Tempestade Tropical Ida.....	121
4.3.5 Análise dos processos entre hemisférios e influência nos fenômenos adversos no NEB.....	123
5 CONCLUSÃO E SUGESTÕES	126
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	128
APÊNDICE A	139
APÊNDICE B	147

1 INTRODUÇÃO

Os fenômenos meteorológicos adversos, tanto ligados à atmosfera estável, como nevoeiro e névoa, quanto ligados à atmosfera instável, como trovoadas e chuva intensa, devido aos danos causados à sociedade são amplamente estudados ao redor do mundo. A redução da visibilidade, relacionada aos nevoeiros, acarreta grandes riscos aos transportes marítimo, rodoviário e, principalmente, aéreo. Além disso, em áreas industriais, a formação de tais fenômenos pode representar sérios riscos à saúde, pois esse ar estagnado pode ser contaminado com resíduos tóxicos (VAREJÃO-SILVA, 2006). Pinto (2010) constatou que, entre os anos 2000 e 2009, 1321 pessoas morreram atingidas por raios no Brasil; 18% de tais mortes ocorreram no Nordeste Brasileiro (NEB). Além dos inúmeros casos de enchentes e deslizamentos causados por precipitação intensa. Apesar dos amplamente noticiados transtornos às atividades socioeconômicas e perdas de vidas humanas, ainda há uma escassez de estudos relacionados a tais fenômenos no NEB. Dentre eles, encontram-se os estudos desenvolvidos no Laboratório de Meteorologia Sinótica e Física da Universidade Federal de Alagoas, em sua maior parte focados no estado de Alagoas (FEDOROVA et al, 2013; AFONSO, 2016; SILVA, 2012; CORDEIRO, 2013; BRITO, 2011; CAVALCANTE, 2016).

Entre os sistemas conhecidos que podem originar direta ou indiretamente esses fenômenos no NEB, encontram-se: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (MOLION e BERNARDO, 2002), Zonas Frontais (KOUSKY, 1979, FEDOROVA et al, 2016), Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POA) (MOLION e BERNARDO, 2002; PONTES DA SILVA, 2011; FEDOROVA et al, 2008), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (KOUSKY e GAN, 198; SATYAMURTY e SELUCHI, 2007), Vórtice Ciclônico de Medios Níveis (VCMN) (CARVALHO, 2004; FEDOROVA et al, 2006; SANTOS, 2012; SILVA, 2015 e 2017), Corrente de Jato do NEB (CJNEB) (GOMES, 2003; CAMPOS, 2010; FEDOROVA et al, 2017) e Distúrbios Ondulatórios de Leste (YAMAZAKI e RAO; SOUZA FILHO, 2003; GOMES, 2015). No entanto, os ciclones tropicais ainda não se encontram na literatura como causadores desses fenômenos. Recentemente, Fedorova e Levit (2016) identificaram casos de nevoeiro, névoa úmida e nuvens estratos, em diferentes pontos do NEB, associados a uma depressão tropical

e ao ciclone tropical Danny-15. Em ambos os casos, os sistemas do hemisfério norte (HN), interagiram com sistemas provenientes do hemisfério sul (HS).

Os ciclones tropicais, por serem sistemas com alto poder destrutivo, têm sido objeto de extenso estudo há muitos anos. Por meio das previsões do tempo foi possível determinar suas trajetórias e descrever seu comportamento detalhadamente; e, por meio da compilação das observações desses sistemas, foram realizadas experiências numéricas em um esforço para compreender suas fisiologias (GRAY, 1968). Apesar dos grandes avanços obtidos durante os últimos anos, devido a sua complexidade ainda há muitas coisas a serem descobertas, principalmente sobre influência indireta dos ciclones tropicais em regiões fora de seu raio de alcance. Por isso, este trabalho tem como objetivo avaliar a influência de tais sistemas na formação dos fenômenos adversos no NEB, durante sua passagem sobre do oceano Atlântico Norte, com o intuito de aperfeiçoar o método de previsão nesta região.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Precipitação

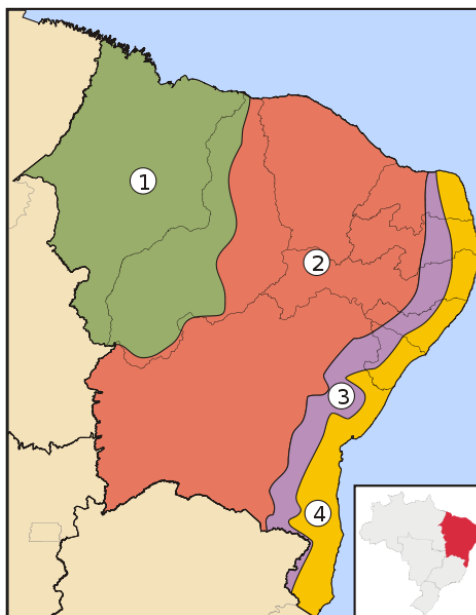
A Organização mundial de meteorologia (WMO, 2008) define precipitação como um produto líquido ou sólido da condensação de vapor de água que cai de nuvens ou é depositado na camada de ar próxima à superfície. Isso inclui chuva, granizo, neve, orvalho, geada, e precipitação de nevoeiro.

Dessa forma, a chuva é definida pela WMO (2008) como precipitação de gotas de água, que cai de uma nuvem, cujo o diâmetro e a concentração de gotas variam consideravelmente de acordo com a intensidade da precipitação e, especialmente, de acordo com sua natureza (chuva contínua, chuva de menor duração, pancadas de chuva, etc.). As chuvas contínuas geralmente provêm de camadas mais ou menos uniformes, ou camadas grossas de nuvens estratiformes (nimbostratus). As chuvas de menor duração e maior intensidade provêm de nuvens cumuliformes; e, as mais intensas, estão associadas à cumulonimbus. Quando a precipitação é bastante uniforme e apresenta-se sob a forma de pequenas gotas de água com diâmetro normalmente inferior a 0,5 mm, chama-se chuveiro. O chuveiro cai de uma camada contínua e bastante densa, geralmente baixa, de nuvens estratiformes, às vezes sobre a superfície (nevoeiro) (WMO, 2008).

2.1.1 Regime de chuva no NEB

O Nordeste brasileiro (NEB) é formado pelos Estados de Alagoas (AL), Bahia (BA), Ceará (CE), Paraíba (PB), Pernambuco (PE), Maranhão (MA), Piauí (PI), Rio Grande do Norte (RN) e Sergipe (SE). Esta região ocupa 1.554.291,107 km² do território nacional correspondente a 18% do território nacional (IBGE, 2016). Em função de suas diferentes características físicas, o NEB é dividido em quatro sub-regiões: Meio-Norte, Sertão, Agreste e Zona da Mata (Figura 1).

Figura 1 - Mapa das sub-regiões nordestinas: Meio-Norte (1), Sertão (2), Agreste (3), Zona da Mata (4).

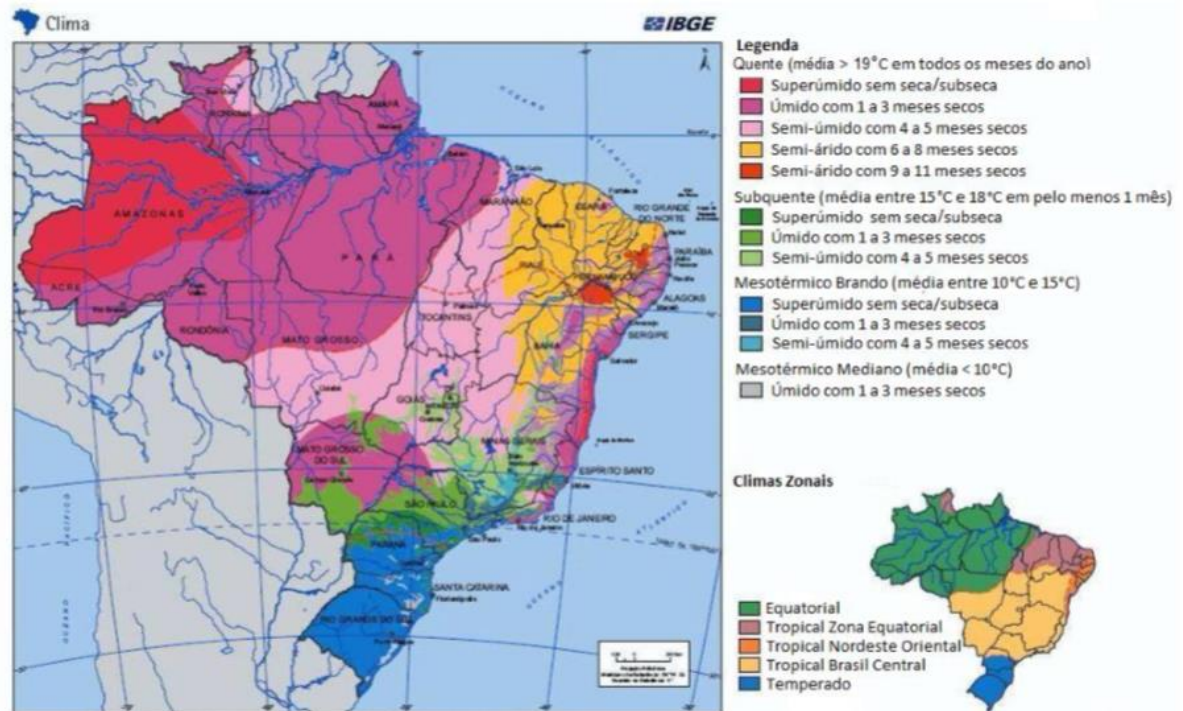


Fonte: Wikipédia, 2018.

Segundo Marengo (2008), essa região apresenta alta variedade climática, podendo-se observar desde o clima semi-árido até o clima chuvoso. O clima semi-árido representa 86% do território nordestino e é observado no interior do NEB, com precipitação acumulada inferior a 500 mm/ano. A região conhecida como Polígono das Secas, uma região semi-árida com 940 mil km², engloba parte dos nove Estados do NEB e enfrenta um problema crônico de falta de água, e chuva abaixo de 800 mm por ano. Sendo esta a região seca mais populosa do mundo. O clima chuvoso, é observado, principalmente, na costa leste com precipitação acumulada anual superior a 1.500 mm, e precipitação entre 1.000 e 1.200 mm/ano no litoral norte do NEB.

Baseado na classificação climática de Nunes (1979) (Figura 2), o NEB foi classificado como quente (média mensal de temperatura maior que 19°C) com clima superúmido (sem seca/subseca) no sul da Zona da Mata (costa da Bahia), úmido (1 a 3 meses secos) no norte da Zona da Mata, semi-úmido (4 a 5 meses) no Agreste, semi-árido (6 a 8 meses secos) no Meio-Norte, e semi-árido (9 a 11 meses) no Sertão do NEB.

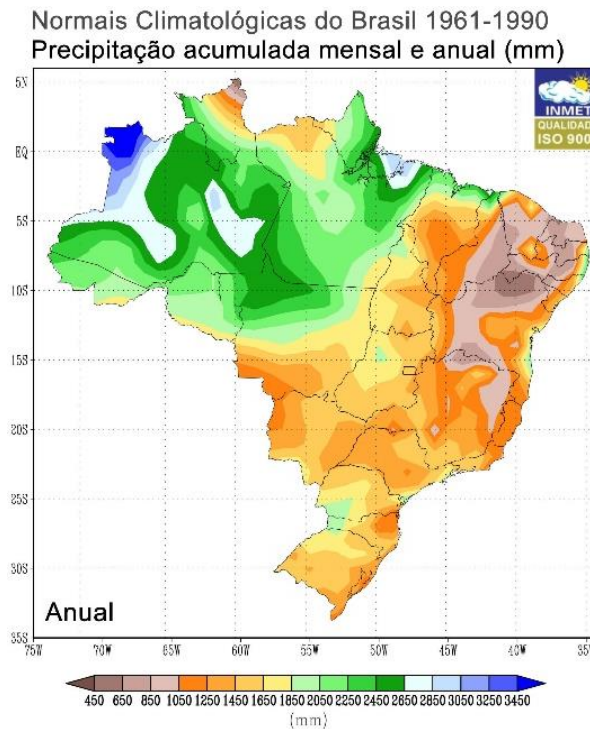
Figura 2 - Modelo metodológico de classificação climática.



Fonte Nunes, 1979.

São observados três diferentes regimes chuvosos no NEB (MARENGO, 2008): na parte Sul-Sudoeste do NEB, o principal período chuvoso ocorre entre os meses de outubro e fevereiro; no Norte, região que abrange a maior parte do Semi-Árido, o principal período chuvoso vai de fevereiro a maio; e no Leste ou Zona da Mata, o principal período chuvoso ocorre de abril a agosto (Figura 3).

Figura 3 - Mapa da média da precipitação acumulada anual durante o período de 1961 a 1990.



Fonte: IMMET, 2018.

Segundo Reboita (2010) um processo importante no regime de chuvas no litoral do NEB é o aquecimento radiativo da superfície, que favorece a convecção; e, conseqüentemente, a formação de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) que são sistemas associados a chuva intensa. Como esta região abrange uma grande zona litorânea, independente da época do ano, ocorre a atuação das brisas marítima e terrestre, a qual pode influenciar a chuva diurna. Por outro lado, a chuva noturna pode ser influenciada pela convergência entre a brisa terrestre e os ventos alísios de sudeste, que podem gerar linhas de instabilidade que adentram o continente (KOUSKY, 1980).

Apesar dos alísios de sudeste serem importantes para a precipitação no litoral do NEB, o mesmo não pode ser dito para a região mais a oeste, o sertão do NEB. A explicação apresentada por Reboita (2010) estaria associada com o relevo da região, como o planalto da Borborema que atua como uma barreira topográfica para o escoamento atmosférico. Dessa forma os ventos de leste, ao encontrarem a barreira topográfica, ascendam favorecendo precipitação orográfica no lado leste da montanha, fazendo com que os ventos de leste cheguem secos no sertão do NEB. Além disso, os ventos de leste transportam ar mais frio do oceano para o sertão do

Brasil e é possível que ao penetrarem nele se aqueçam e, conseqüentemente, diminuam a umidade relativa do ar. Entretanto, acredita-se que a causa dos baixos totais pluviométricos nesta região esteja mais associada com mecanismos dinâmicos de grande escala do que com a topografia regional.

2.2 Trovoada

As trovoadas são definidas como uma ou várias descargas bruscas de eletricidade atmosférica, manifestada por uma claridade breve e intensa (relâmpago) e por um ruído seco (trovão) (INMET, 1999). O termo “trovoada” trata-se de um nome usual para tempestade que, por sua vez, são fenômenos ligados às nuvens Cumulonimbus (Cb), e fortemente associados a instabilidade atmosférica (convecção profunda). Outros fenômenos adversos de grande intensidade estão associados a eles como: granizo, chuva forte ou moderada, raios, ventos fortes, tornados, entre outros. Na escala temporal, as trovoadas têm duração de sete horas a dois ou três dias e atuam em um espaço entre 20km a 1000km, aproximadamente; ou seja, é um fenômeno que compreende a mesoescala e a escala sub-sinótica (FELÍCIO, 2005). É um fenômeno que ocorre, com mais frequência, em latitudes baixas e mais sobre o continente do que sobre oceano, pois estão associadas a regiões de forte convecção, ou seja, com forte gradiente vertical de temperatura.

Para que haja o desenvolvimento da trovoada, é necessário que certas condições necessárias para o desenvolvimento convectivo estejam presentes (HANDBOOK OF AVIATION METEOROLOGY, 1994):

- 1) gradiente vertical de temperatura maior do que o gradiente adiabático úmido (condicionalmente instável) ao longo de uma camada consideravelmente profunda, geralmente estendendo-se por vários quilômetros acima do nível de 0 °C;
- 2) um suprimento adequado de umidade na baixa troposfera;
- 3) um processo que produza saturação em regiões com alta gradiente vertical de temperatura.

O ciclo evolutivo de uma célula convectiva de trovoada é dividido em três estágios, são eles: o estágio de cúmulo, de maturidade e de dissipação (Figura 4).

Estágios cúmulos:

Segundo Handbook of Aviation Meteorology (1994), o estágio Cumulus começa quando uma ou mais nuvens cumuliformes começam a crescer, de modo a formar

uma nuvem cumulus de maior desenvolvimento vertical. A formação das nuvens cumuliformes é resultado dos movimentos ascendentes das parcelas de ar, em baixos níveis, resultantes da convecção. Tal processo é contínuo, fazendo com que essas nuvens se desenvolvam verticalmente ao ponto de atingirem níveis mais elevados da troposfera. Primeiro aparecem nuvens do tipo cumulus humilis, nuvens de baixos níveis da troposfera. Com o crescimento da intensidade dos movimentos verticais, atingindo os médios níveis, já é possível observar cumulus mediocris. Posteriormente esses movimentos alcançam os altos níveis, no entanto, ainda não atingem a tropopausa. Nesta fase as nuvens são denominadas cumulus congestus, que têm diâmetro entre 3 e 8 km, e altura de 5 a 8 km (FELÍCIO, 2005). Nesse estágio, uma corrente ascendente prevalece em toda a célula de trovoadas com velocidades máxima de 30 m s^{-1} , embora normalmente entre 5 e 10 m s^{-1} . Essa corrente transporta partículas de água da superfície em direção aos níveis mais altos. A vida média deste estágio é curta, cerca de 15 a 20 minutos, e não envolve precipitação (HANDBOOK OF AVIATION METEOROLOGY, 1994).

Estágios maduro:

Este estágio tem início quando algumas das partículas, ao adquirirem determinado diâmetro, mergulham para dentro da própria nuvem produzindo correntes descendentes dentro dela, o que resulta em fenômenos como chuva ou chuva de granizo em sua base (HANDBOOK OF AVIATION METEOROLOGY, 1994). Neste estágio o topo da nuvem se estende por milhares de metros acima do nível de $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ atingindo a tropopausa, sendo classificado como uma nuvem Cumulonimbus. Seu diâmetro médio, como célula isolada, é pouco maior que 10km, com topo entre 8 a 20km, dependendo da latitude. A estrutura vertical dessa nuvem é composta por correntes ascendentes, de gotículas de água, e descendentes de cristais de gelo. As velocidades das correntes atingem cerca de 55 m s^{-1} (200 Km h^{-1}) e as colisões entre elas podem chegar aos impressionantes 111 m s^{-1} (400 Km h^{-1}). Tais colisões são responsáveis pelo surgimento de carga elétrica estática dentro da nuvem, que originam os raios, relâmpagos e trovões (FELÍCIO, 2005).

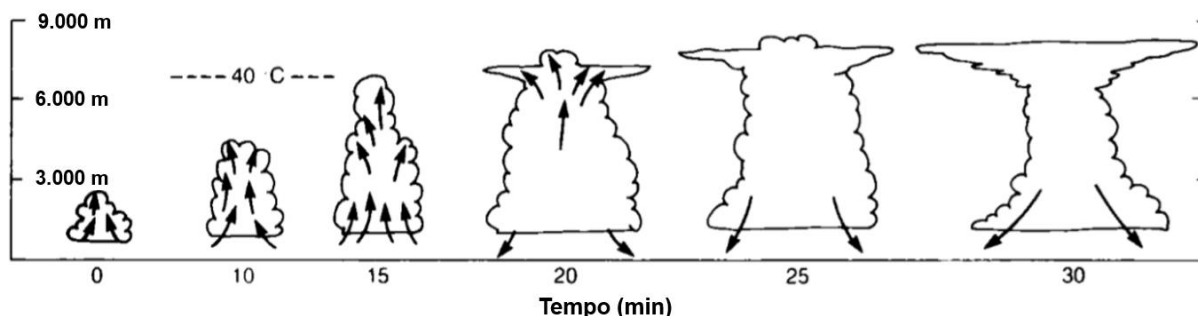
Segundo o Handbook of Aviation Meteorology (1994), a corrente descendente dentro da nuvem, associada ao aumento do volume de precipitação, aquece a uma taxa proporcional ao gradiente adiabático úmido, enquanto que o ar ao redor da nuvem apresenta um maior gradiente vertical de temperatura. Dessa forma, a corrente descendente adquire uma temperatura inferior à do seu ambiente. Abaixo da base da

nuvem, a evaporação da chuva gera um resfriamento e uma aceleração adicionais a essa corrente descendente que, ao atingir a superfície, forma uma rajada de vento que se espalha para fora da nuvem, chamada frente de rajada. Por conta disso, tais correntes resfriam a baixa troposfera, processo que posteriormente resulta na dissipação, enquanto que as correntes ascendentes aquecem a troposfera média e alta por meio do transporte de calor e umidade da baixa troposfera até níveis superiores.

Estágio de dissipação:

A dissipação ocorre quando a trovoadas esgota todo o suprimento local de ar úmido. Nesse estágio, prevalecem as correntes descendentes, pois o fluxo ascendente passou para uma outra região, como resultado do avanço e propagação da célula de tempestade, que resulta na quebra da estrutura vertical da cumulonimbus. As correntes descendentes estabilizam a camada limite e, conseqüentemente, enfraquecem a convecção (FELÍCIO, 2005). No caso de uma pequena cumulonimbus isolada, a corrente ascendente é separada pela rajada de vento que, por sua vez, interrompe a precipitação. Dessa forma, o topo da nuvem começa a se espalhar lateralmente. Se houver um grande número de cristais de gelo e fortes ventos horizontais perto do topo da nuvem, formam-se nuvens cirros isolados. Essas nuvens dão a aparência de bigorna característica. Embora o período mais ativo na vida de uma célula seja cerca de 30 minutos, os cristais de gelo na região superior podem persistir por 2 a 3 horas (HANDBOOK OF AVIATION METEOROLOGY, 1994).

Figura 4 - Seções transversais através do desenvolvimento de uma célula de tempestade. As setas indicam a direção da corrente de ar dentro da célula.



Fonte: Adaptado de Handbook of Aviation Meteorology, 1994

As trovoadas podem ser classificadas conforme ocorrem dentro de uma mesma massa de ar ou devido a interação de massas de ar com características diferentes e, neste caso, há processos dinâmicos envolvidos (FELÍCIO, 2005).

a) Trovoadas de Massas de Ar: ocorrem dentro de uma mesma massa de ar, causadas por processos meteorológicos que a afetam por toda sua extensão horizontal. Estas se subdividem nos tipos convectivas, advectivas e orográficas (FELÍCIO, 2005).

Convectivas: Também chamadas de termiais, são as trovoadas formadas por convecção local devido ao forte aquecimento diurno da superfície. Neste processo, o ar aquece por contato molecular, dispara a convecção e emana calor por turbulência convectiva.

Advectivas: São formadas quando o ar pouco mais frio desloca-se sobre uma superfície mais aquecida. Tal processo dá início a convecção. Ocorre principalmente ao passar sobre águas oceânicas com temperatura da superfície do mar (TSM) alta. Neste processo, a convecção, extremamente úmida, é disparada quando a parte inferior é aquecida por contato. Ocorrem normalmente no período noturno, em madrugadas de inverno, e são mais fracas que as termiais e mais raras que as outras trovoadas.

Orográficas: Surgem devido ao escoamento forçado do ar em direção a uma montanha ou serra. O movimento mecânico, força o ar a subir as escarpas, de modo que formam-se nuvens à barlavento da montanha e, por consequência, forte precipitação e instabilidade (FELÍCIO, 2005).

b) Trovoadas Dinâmicas: São as trovoadas que se formam pelo encontro de massas de ar diferentes (FELÍCIO, 2005). Normalmente estão associadas a sistemas frontais, que ocorrem em qualquer época do ano, já que os sistemas operam em todas as estações. Também podem surgir em qualquer horário, independente das condições de aquecimento na superfície. Às vezes são disparadas por circulações de ventos secundários, como brisas, e ventos anabáticos (que sobem montanhas) e catabáticos (que descem montanhas).

Frontais: Trovoada associada diretamente ao avanço da região frontal, onde esta é mais intensa quando está associada ao avanço da Frente Fria, do que da Frente Quente.

Dinâmicas separadas da Região Frontal: São classificadas em:

Multi-células, sistema de trovoadas onde existem células de tempestade em estágios diferentes de evolução, mas conectados de alguma maneira. Normalmente não passam de 3 a 4 células em estágios distintos.

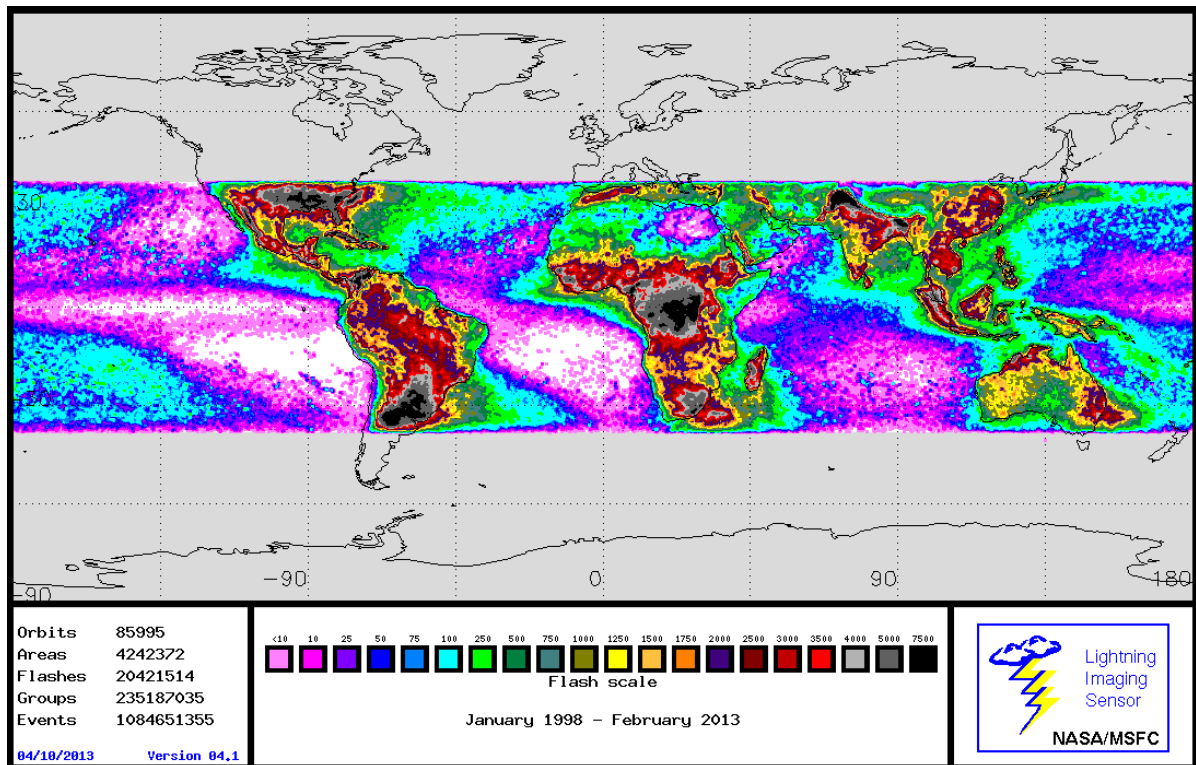
Linhas de Instabilidade, sistema organizado de células de tempestade em forma de linha. Ocorre como pré-frontal devido ao rápido avanço da Frente Fria, algumas ondas atmosféricas caminham mais rápido na vanguarda e desencadeiam sistemas convectivos intensos, alinhados e que surgem a qualquer hora. São as trovoadas mais violentas, ainda piores que as causadas pela Frente Fria. Têm deslocamento próprio, normalmente enfileiradas e com mais de um ciclo de vida, podendo permanecer por dias. As suas células de chuva são normalmente independentes, mas com deslocamento perfilado.

Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM), é um aglomerado de células de tempestade que apresenta formato circular e crescimento vertical explosivo num intervalo de tempo entre 6 a 12 horas e associam-se, frequentemente, a eventos de precipitação intensa, acompanhados de fortes rajadas de vento. Possuem uma área tão extensa que podem cobrir estados inteiros, ou mais, principalmente se estiverem imersos em um mesociclone, onde as células de chuva ficam bem próximas, em um processo de retroalimentação contínuo e severo (MADDOX, 1980).

2.2.1 Influência das trovoadas no NEB.

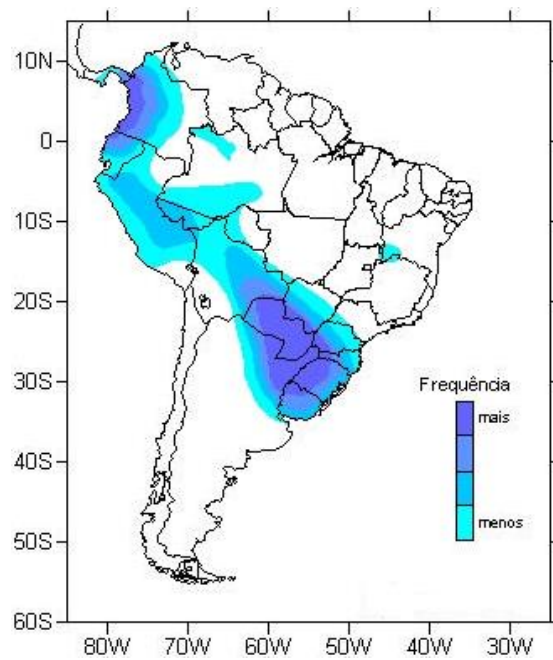
A figura 5 mostra os eventos de descargas elétricas observadas pelo sensor Lightning Image (LIS) durante os anos de 1998 a 2013 (TRMM, 2018). Nela, a região com maior densidade de raios da América do Sul engloba o Paraguai, Argentina, região Sul do Brasil e parte das regiões Sudeste e centro-oeste do Brasil. Outra região de grande densidade estende-se do norte da América do Sul passando por parte das Regiões Norte, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, dentro da faixa da Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS) (BRITO et al, 2008). Essa região coincide com a principal área de ocorrência de CCM, que estão intimamente ligadas à presença da cordilheira dos Andes, pois essa cria uma grande perturbação em forma de onda, quando o escoamento básico de oeste transpõe (Figura 6). O nordeste e a parte mais norte do Norte do Brasil são as áreas de menor incidência de raios.

Figura 5 - Eventos de descargas elétricas observadas por meio do sensor LIS durante o período de 1998 a 2013.



Fonte: TRMM, 2018.

Figura 6 - Climatologia dinâmica dos complexos convectivos de mesoescala que atingem a América do Sul.

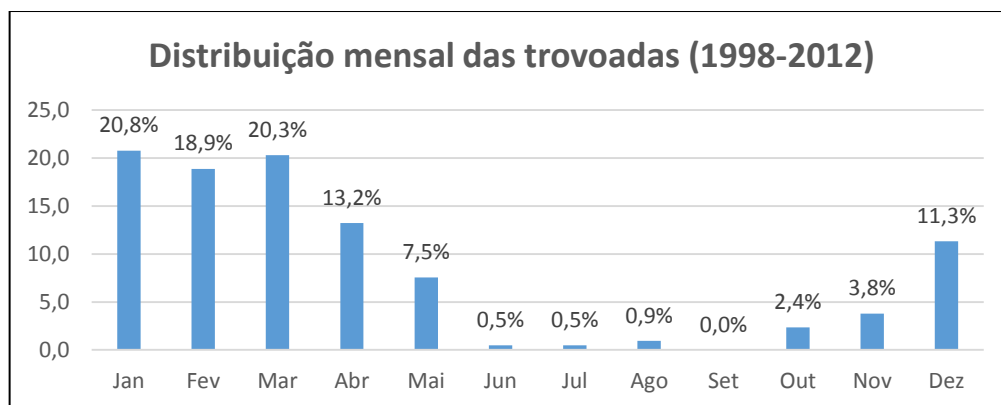


Fonte: Felício, 2005.

Os poucos estudos sobre a atuação deste fenômeno no NEB são referentes ao Estado de Alagoas. O primeiro deles foi realizado por Brito (2008). Este estudo consiste na análise da frequência das trovoadas no Estado de Alagoas, entre os anos de 1998 e 2007, e dos processos sinóticos e termodinâmicos associados à sua formação. Com base neste estudo, foi criada uma primeira versão do método de previsão (BRITO, 2011). Posteriormente, em sua dissertação de mestrado, Cordeiro (2014) realizou um estudo climatológico das trovoadas, entre os anos de 1998 e 2012, e aperfeiçoou o método de previsão. Por fim, Cavalcante (2016) prosseguiu com o estudo, para os anos de 2013 a 2015, onde foi acrescentado a influência do relevo no método termodinâmico de previsão. Ao todo, os autores identificaram 232 casos de trovoadas entre 1998 e 2015, cerca de 12,8 casos por ano, sendo este um fenômeno relativamente raro nesta região.

Cordeiro (2014) constatou que, tais fenômenos são mais frequentes dentre os meses de verão, ou seja, em janeiro, fevereiro e março (Figura 7). Estes apresentaram 20,8%, 18,9% e 20,3% dos casos, respectivamente. Nos meses de inverno e primavera (de junho a novembro), a frequência foi menor, especialmente em setembro em que não se obteve registros de trovoadas.

Figura 7 - Distribuição mensal dos eventos com trovoadas, em Alagoas, dentre o período de 15 anos (1998-2012).



Fonte: Adaptado de Cordeiro, 2014.

Segundo Brito (2011), Cordeiro (2014) e Cavalcante (2016), os sistemas sinóticos que favorecem a formação das trovoadas no estado de Alagoas são: VCAN, VCMN, CJNEB, ZCIT, POA, cavados béricos, e zonas frontais. Onde, segundo os autores, o sistema que exerce maior influência é o VCAN. O sistema

com menor influência é o VCMN, que representa 1% dos casos analisados entre 1998 e 2012 (CORDEIRO, 2014).

2.3 Nevoeiro

Tanto o nevoeiro quanto a névoa úmida são fenômenos adversos que consistem em uma grande quantidade de gotículas d'água em suspensão próximo à superfície da terra e que levam a redução da visibilidade horizontal (VAREJÃO-SILVA, 2006). No entanto, em um nevoeiro a visibilidade é inferior a 1 km e a umidade relativa é geralmente próximo a 100% ou, pelo menos, superior a 95% (GRENT BRITAIN, 1994). Em casos onde há redução de visibilidade devido a partículas microscópicas de natureza não hídrica e umidade relativa inferior a 80%, este fenômeno é chamado névoa seca (VAREJÃO-SILVA, 2006; WMO, 2008). As mesmas gotículas d'água em suspensão podem ser consideradas como nevoeiro ou névoa úmida para um observador instalado em uma montanha, enquanto que, para um observador à superfície, são consideradas nuvens estratos (INMET, 1999). Dessa forma, os nevoeiros também, podem ser encarados como nuvens estratos à superfície.

Para a formação de qualquer tipo de nevoeiro ou de nuvens estratos baixos na camada limite, a temperatura do ar e do ponto de orvalho devem se aproximar uma da outra. Isso pode ocorrer de duas maneiras: com o aumento da quantidade de umidade na camada limite ou com a diminuição da temperatura de forma que ela alcance um estado de equilíbrio. O processo pelo qual a saturação ocorre distingue o tipo de nevoeiro ou de nuvem estratos que está ocorrendo (THE COMET PROGRAM, 2004 apud SILVA, 2012).

Entre as várias classificações para nevoeiros, a mais utilizada é a proposta por Willett (1928), no qual os nevoeiros são agrupados, em termos de processos de formação e características, em duas classes distintas: os nevoeiros frontais e os nevoeiros de massa de ar. Ele também enfatizou a importância de todas as variáveis meteorológicas que afetam a formação de nevoeiro, e os subclassificou em grupos.

a) Nevoeiros frontais: ocorrem imediatamente antes ou depois das zonas frontais. Estes tipos de nevoeiros são de natureza transitória e se concentram em faixas estreitas, que movem-se com as frentes. Os nevoeiros frontais subdividem-se nos tipos pré-frontal, de passagem e pós-frontal. Como observado por Da Cruz (2008), poucos sistemas frontais penetram o NEB por ano (Ver Capítulo 2.4.5.2.1). Por conta

disso, segundo Silva (2012), somente três tipos de nevoeiros, que se formam na massa de ar, seriam de interesse para o NEB.

b) Nevoeiros de massa de ar: ocorrem dentro de uma dada massa de ar como resultado de processos meteorológicos que afetam a massa de ar por toda sua extensão horizontal. Esses nevoeiros subdividem-se nos tipos radiativo, advectivos e orográficos (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Nevoeiro de radiação:

São os nevoeiros mais comuns, e seu nome se dá, pois, sua gênese é resultado do resfriamento noturno do solo, causado pela perda de energia radiante para a atmosfera. O ar, em contato com o solo resfriado, perde calor por condução a ponto de torna-se mais frio que a camada atmosférica imediatamente acima. Dessa forma, próximo à superfície, a temperatura do ar aumenta com a altura, de tal modo que forma-se uma camada de inversão térmica à superfície, que impede a ascensão do ar. Caso o resfriamento ultrapasse a temperatura do ponto de orvalho, haverá condensação do vapor d'água. Esse tipo de nevoeiro não se forma sobre o oceano, já que a superfície da água não se resfria tão rapidamente (VAREJÃO-SILVA, 2006). No entanto, este tipo de nevoeiro é improvável de se formar a menos que haja umidade suficiente na camada limite. Tal umidade pode ser advectada para uma área, ou por evapotranspiração diurna.

Devido ao efeito estufa, nevoeiros desse tipo ocorrem em noites sem nuvens, ou com poucas nuvens altas, necessárias para o rápido resfriamento do solo por irradiação. Além disso, é requerida a presença de vento, não muito forte, capaz de gerar alguma turbulência, para ampliar a espessura da camada resfriada e, portanto, para aumentar a espessura do nevoeiro. Caso não haja vento, haverá formação de orvalho ou, se a temperatura à superfície for inferior a 0 °C, de geada. Por outro lado, se o vento for bastante forte, a camada de inversão pode ser suficientemente elevada para dar margem à formação de nuvens estratos baixas (VAREJÃO-SILVA, 2006). Em latitudes médias, anticiclones de baixos níveis podem criar condições favoráveis para a formação de nevoeiros de radiação, por meio do enfraquecimento dos ventos de superfície e da diminuição da umidade acima da camada limite por subsidência. O ar seco acima aumenta o resfriamento radiativo à superfície (THE COMET PROGRAM, 1999 apud SILVA, 2012).

Nevoeiro de advecção:

Os nevoeiros de advecção surgem quando ar úmido escoar sobre uma superfície fria (solo ou água). O processo é semelhante ao nevoeiro de radiação, onde o ar perde calor por condução para a superfície, que forma uma camada atmosférica estável próxima à esta. Se há ventos fracos, a diferença entre a temperatura do ar e a da superfície tende a diminuir e o resfriamento atinge apenas uma camada atmosférica bastante delgada. Por outro lado, quando os ventos encontram-se um pouco mais intensos a mistura turbulenta do ar inibe o equilíbrio térmico, que aumenta a espessura da camada resfriada. Como no caso anterior, o aparecimento do nevoeiro acontecerá quando a temperatura dessa camada tornar-se inferior à do ponto de orvalho inicial (VAREJÃO-SILVA, 2006).

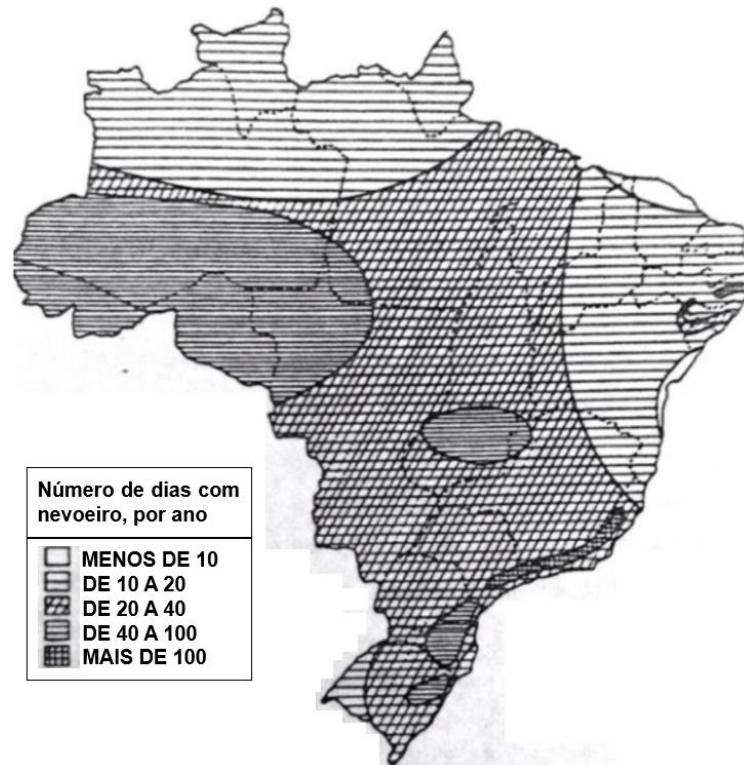
Nevoeiro orográfico:

Um nevoeiro pode surgir quando ar úmido e estável eleva-se ao longo de uma encosta, que acaba por expandir-se (e, por conseguinte, resfriar-se) adiabaticamente. Se o aclave for suficientemente extenso, o ar ascendente se tornará saturado a uma certa altura. A partir desse nível, até o topo da elevação, haverá um nevoeiro (VAREJÃO-SILVA, 2006).

2.3.1 Influência dos nevoeiros e nuvens estratos no NEB.

Nevoeiro são fenômenos relativamente raros de ocorrer no NEB (FEDOROVA, 2008; AFONSO, 2016). A figura 8, elaborada por Tubelis e Nascimento (1983 apud AFONSO, 2016), mostra o número de dias com a ocorrência de nevoeiro por ano no Brasil. Nele é possível observar que as regiões com menor frequência (menos de 10 dias com nevoeiro) encontram-se no NEB, mais especificamente no litoral da Bahia e no norte do Ceará. Na maior parte do NEB e no Norte da região norte do Brasil, a quantidade de nevoeiro por ano é entre 10 e 20 dias. Em algumas regiões do NEB é possível encontrar regiões que apresentam de 20 a 40 nevoeiro por ano: na maior parte do estado do Maranhão, no sudoeste do Piauí e no oeste da Bahia.

Figura 8 - Número de dias no ano com nevoeiro no Brasil.



Fonte: Tubelis e Nascimento, 1983 apud Afonso, 2016.

Fedorova e Levit (2016) sumarizaram todos os eventos de nevoeiro que ocorreram no aeroporto internacional da cidade de Maceió-AL para os anos de 1996, 2002 a 2005 e 2007 a 2014 (SILVEIRA, 2003; FEDOROVA et al, 2008; SILVA, 2012; FEDOROVA et al, 2013). Ao todo foram identificados 29 nevoeiros, com média de 2,3 nevoeiros por ano. O ano de 2008 apresentou o maior número de casos, 6 casos, seguido de 2009 com 5 casos. Os meses com maior ocorrência foram junho e julho com 12 e 9 casos, respectivamente. Os meses de março, abril, agosto e setembro apresentaram apenas 1 caso cada. Quanto à intensidade, 62% dos nevoeiros foram considerados fracos, com visibilidade entre 650 e 900m, e os demais foram considerados moderados, com visibilidade entre 200 e 500m. 79% dos casos de nevoeiro não ultrapassaram 2h de duração, onde 48% apresentaram menos de 1h.

Fedorova et al (2008) investigaram os processos físicos e sinóticos associados à formação dos nevoeiros e nuvens estratos na costa norte do Brasil. A formação de tais fenômenos nesta região está associada, em geral, a perturbação ondulatória no campo dos alísios (POA). Além deles, outros autores como Gomes (2011), Silva (2012), Fedorova et al (2013), Fedorova et al (2015) e Afonso (2016) identificaram as POAs como o principal sistema em baixos níveis formador de nevoeiro na costa norte

do Brasil. Em médios níveis, normalmente, são observados centros de alta pressão ou cristas nos eventos de nevoeiro. Estes mesmo sistemas também são observados em altos níveis, com maior frequência. Em raros casos observa-se cavados ou centros de baixa pressão nestes níveis (FEDOROVA et al, 2015; FEDOROVA e LEVIT, 2016).

Uma estrutura vertical distinta da troposfera foi identificada nos dias com nevoeiros de radiação e nuvens estratos no NEB (FEDOROVA et al, 2013). Nela observou-se: a ausência de camadas de inversão térmicas ou de isotermia em baixos níveis; a existência de instabilidade condicional; e de camadas muita umidade em baixos níveis, próximo à superfície.

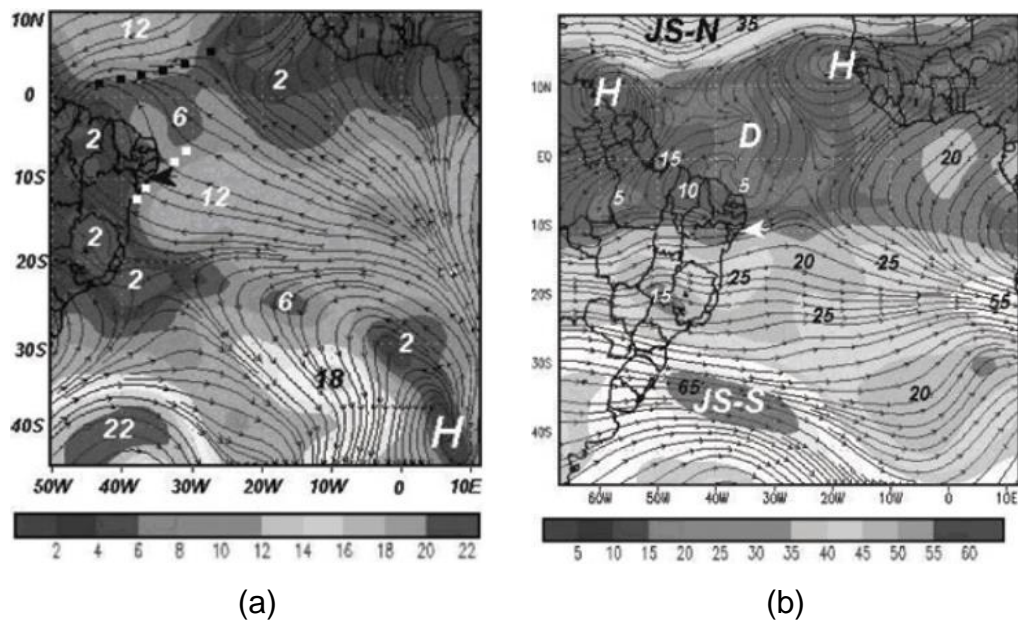
Fedorova et al (2015) estudaram os eventos de nevoeiro no aeroporto de Maceió-AL durante os anos de 2002 a 2005 e 2007. Por meio da análise sinótica dos eventos de nevoeiro, os autores observaram que a ZCIT, as ondas de leste, e as zonas frontais encontravam-se longe do NEB durante os eventos de nevoeiro. Além disso, o VCAN, que é um sistema típico nessa região, não foi identificado durante tais eventos. Como esses sistemas são os principais formadores de chuva e fenômenos adversos no NEB, a ausência deles resalta a influência dos alísios na formação dos nevoeiros nesta região. No estudo, os eventos de nevoeiro foram associados aos alisos com curvatura ciclônica (cavado), em 75% dos casos, e com curvatura anticiclônica (crista) em 25%. Estes cavados, por sua vez, foram associados as POAs. O eixo deles posicionou-se sobre o NEB ou à leste dele, sobre o oceano. Esse sistema foi observado em todos os dias anteriores à ocorrência do evento. Curvatura ciclônica e anticiclônica foi detectada em níveis médios. Em todos os eventos, foi observada curvatura anticiclônica em altos níveis.

Movimentos verticais em eventos de nevoeiro e nuvens estratos nas regiões tropicais foram estudados pela primeira vez por Fedorova et al, 2008. Ao utilizar dados de reanálise do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), os autores identificaram fracos movimentos ascendentes em todos os dias em que nevoeiros ou nuvens estratos formaram-se no NEB. Posteriormente, Fedorova et al (2013) observaram que esses movimentos ascendentes, junto com advecção de umidade em baixos níveis, estão associados a uma fraca confluência em baixos níveis resultante da POA. Segundo Fedorova et al (2015) tais movimentos ascendentes são atípicos na formação de nevoeiros de radiação na região extratropical, que normalmente são associados a movimentos descendentes nas regiões de alta pressão. Esses fracos movimentos ascendentes em baixos níveis são uma condição distinta de formação

dos nevoeiros nos trópicos, diferente da condição de um típico nevoeiro de radiação. Neste estudo também foi identificada uma predominância de movimentos descendentes em altos níveis em todos os casos de nevoeiro analisados por meio do modelo do European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF).

Gomes et al (2011) analisaram dois eventos raros de três e quatro dias consecutivos de nuvens estratos no aeroporto de Maceió-AL na costa leste do NEB. Durante esses dois eventos, a ocorrência de precipitação fraca foi principalmente associada a nuvens estratos. Os autores identificaram POA e fracos movimentos verticais em baixos níveis. Nos níveis de 200hPa até 500hPa, uma corrente de ar com circulação anticiclônica foi observada em todos os dias. Esta corrente foi formada entre as correntes de jato subtropicais dos HN e HS. Além disso, uma região de divergência na ZCIT, e um anticiclone proximo a custo oeste da África, foram responsáveis pela formação da corrente de ar anticiclônica sobre o NEB (Figura 9b). Esta corrente implicou em movimentos descendentes e, conseqüentemente, na formação de uma inversão de subsidência. Esse processo criou uma camada muito úmida nos baixos níveis que resultou nos tais fenômenos.

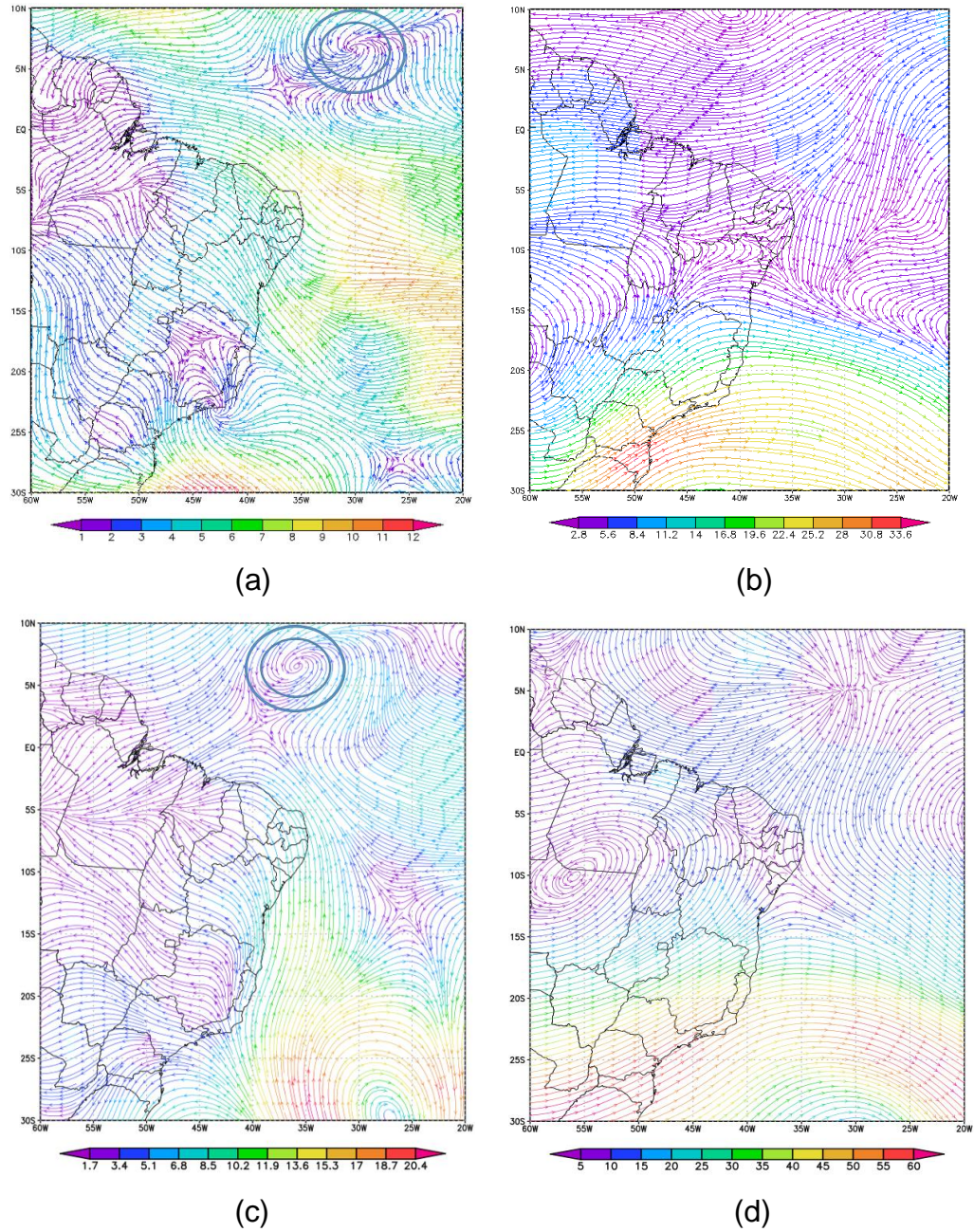
Figura 9 - Mapa de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) no nível de 1000hPa (a) e 200hPa (b), ambos as 12Z do dia 8 de junho de 2003. Em destaque as altas pressões (H), divergência (D), as correntes de jato do HN (JS-N) e HS (JS-S).



Fonte: Gomes, 2011.

Fedorova e Levit (2016) identificaram dois eventos de nevoeiro no Estado de Alagoas, nos dias 11 e 13 de julho de 2010, ambos associados a circulação entre sistemas sinóticos provenientes do HS e do HN. No primeiro evento, a circulação ocorreu entre a POA do HS e uma depressão tropical do HN. Nele, a circulação ciclônica associada à depressão tropical foi detectada apenas em 1000hPa (Figura 10a), e a corrente divergente associada a ela encontrou-se em 500hPa (Figura 10b). Essa divergência gerou uma corrente de norte que atravessou o equador em direção à região onde ocorreu o nevoeiro. Esse processo resultou em uma circulação entre estes sistemas. No segundo evento, foi observada uma circulação entre uma extremidade frontal associada a um ciclone extratropical do HS (Figura 10c) e a mesma depressão tropical, que se deslocou para oeste, e cuja corrente divergente já se encontra em 200hPa (Figura 10d). Essa corrente convergiu com o cavado ocasionando uma circulação entre eles. A circulação de ambos os dias, junto com a corrente de jato subtropical do HS, criou movimentos descendentes no Estado de Alagoas que resultaram nos nevoeiros. No mesmo estudo, nos dias 20 e 21 de agosto de 2015, os autores observaram casos de nevoeiro, névoa úmida, chuvisco e nuvens estratos, em diferentes pontos do NEB associados à passagem do ciclone tropical Danny-15 no HN e sua interação com o cavado do ciclone extratropical no HS. Neste caso, foi observada a mesma configuração dos eventos citados.

Figura 10 - Mapa de linhas de corrente e magnitude do vento (m s^{-1}) no nível de 1000hPa (a) e 500hPa (b) para 06Z do dia 11 de junho de 2010. E para o dia 13 de junho de 2010 nos níveis de 1000hPa (c) e 200hPa (d). Em destaque as depressões tropicais.



Fonte: Fedorova e Levit, 2016.

2.4 Sistemas sinóticos

Dentre os sistemas sinóticos citados anteriormente, serão apresentadas, neste trabalho, as definições de alguns deles e suas atuações no NEB.

2.4.1 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A ZCIT é definida como uma banda mais ou menos continua de nebulosidade e precipitação, associadas às nuvens convectivas, no sentido leste-oeste, que circunda o globo terrestre próxima à faixa equatorial. Esse sistema é considerado o principal gerador de precipitação sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, assim como sobre as regiões continentais adjacentes. No Atlântico equatorial, a posição da ZCIT varia sazonalmente entre sua posição mais ao norte (cerca de 14°N), durante agosto-setembro, e sua posição mais ao sul (cerca de 2°S), durante março-abril (MELO, 2009). Tem origem da confluência dos ventos alísios de nordeste, oriundos das altas subtropicais do HN, e dos ventos alísios de sudeste, oriundos das altas subtropicais do HS (MOLION e BERNARDO 2002). Este sistema está localizado no ramo ascendente da célula de Hadley, cujo propósito é transferir calor e umidade dos níveis mais baixos da atmosfera das regiões tropicais para os níveis mais altos da troposfera em direção às médias e altas latitudes.

Segundo Ferreira (1996), a ZCIT está inserida numa região onde ocorre a interação de um conjunto de variáveis meteorológicas, tais como: a zona de confluência dos alísios; o cavado equatorial; a região de máxima temperatura da superfície do mar (TSM); região de máxima convergência de massa; e a banda de máxima cobertura de nuvens convectivas. Todas essas características interagem próximas à faixa equatorial. No entanto, apesar de próximas, elas não se apresentam, necessariamente, ao mesmo tempo, sobre a mesma latitude.

A ZCIT também atua diretamente na precipitação da região Norte e Nordeste do Brasil. Entre o verão e o outono, de fevereiro a abril, a ZCIT alcança sua posição mais austral, período que contribui para as chuvas nestas regiões. Nas demais estações do ano, a ZCIT migra para norte e alcança sua posição mais boreal no final do inverno, que corresponde ao período de menor taxa de precipitação. Isso ocorre, pois, seu ramo descendente austral, associado à circulação de Hadley, inibe a precipitação nestas regiões (REBOITA, 2010). No sertão do NEB, durante o período do inverno, a precipitação é inibida pelos movimentos descendentes da ZCIT, e

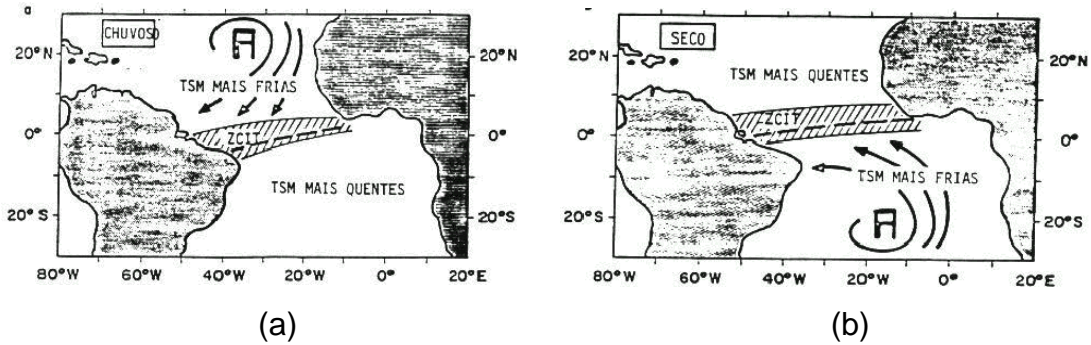
também pelos movimentos descendentes da atividade convectiva que ocorre no oeste-noroeste da Amazônia (MOLION e BERNARDO, 2002). Tais movimentos fazem parte de uma circulação leste-oeste chamada célula de Walker, na qual o ramo ascendente ocorre associado com a convecção da Amazônia e o descendente sobre o oceano Atlântico Sul. Parte desse ramo descendente atinge a região nordeste do Brasil (MOLION, 1987).

As variações dos Alísios de nordeste e sudeste parecem ser uma das causas das alterações na intensidade e no posicionamento da convergência na ZCIT (NAMIAS, 1972). A intensidade da ZCIT parece aumentar em anos onde há penetração de sistemas frontais em latitudes equatoriais, como é o caso dos anos de eventos La Niña. É possível que essas penetrações sejam as responsáveis pelas variações dos Alísios e pelas mudanças de sua posição e intensidade (MOLION e BERNARDO 2002).

A ZCIT do Atlântico é parte da circulação geral da atmosfera e seu posicionamento tem ligação com as anomalias da temperatura de sua superfície, particularmente em seu lado oeste. Estudos conduzidos por Hastenrath (1976); Hastenrath e Heller (1977) e Hastenrath (1978) mostraram que há uma relação direta entre os períodos de secas e enchentes sobre as regiões da América Central, Caribe e NEB, e as anomalias na TSM. Este padrão foi denominado dipolo do Atlântico. Configura-se espacialmente com sinais opostos sobre as Bacias norte e sul do Atlântico. A fase positiva do dipolo apresenta anomalia positiva da TSM na Bacia Norte e negativas na Bacia Sul do Atlântico, e o inverso ocorre na fase negativa.

O processo de intensificação e desintensificação das altas subtropicais do Atlântico Norte e Sul está relacionado com o dipolo do Atlântico (NOBRE e MOLION, 1986) que, por sua vez, influencia diretamente na intensidade e no deslocamento meridional da ZCIT sobre o Atlântico Tropical (NOBRE, 1993; NOBRE e SHUKLA, 1996). No NEB, em anos chuvosos, o anticiclone do Atlântico Norte está mais intenso que o normal, assim como os ventos alísios de nordeste, fazendo com que a ZCIT seja “empurrada” para posição mais ao sul (fase negativa do dipolo), como mostra a figura 11a. Em anos de seca, o inverso ocorre, ou seja, o anticiclone do Atlântico Sul e os ventos sudeste estão mais intensos, de modo que a ZCIT é deslocada para posições mais ao norte (fase positiva do dipolo), como mostra a figura 11b.

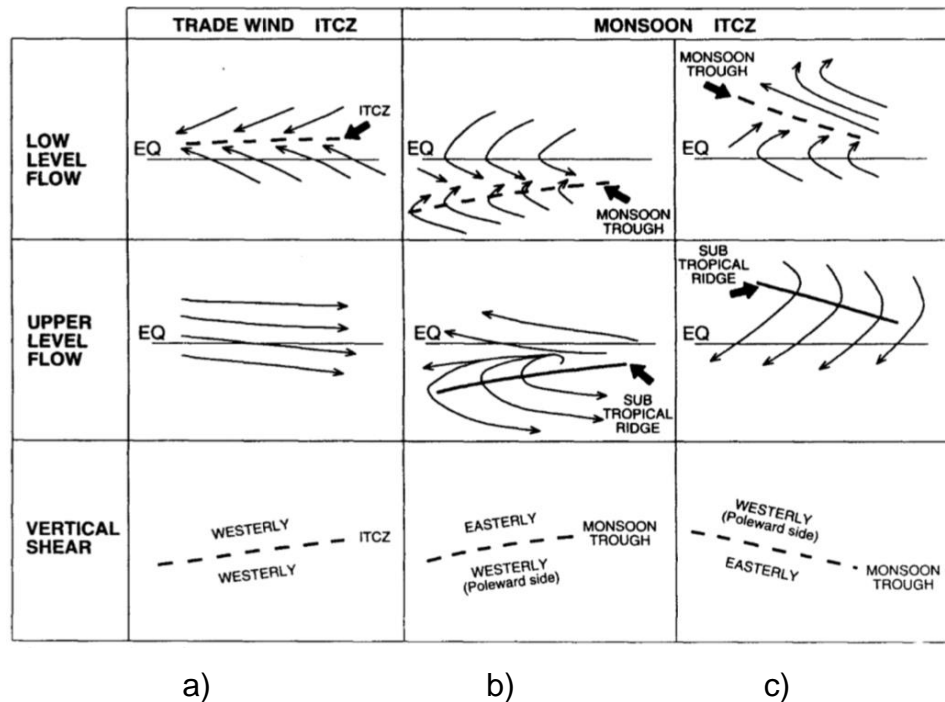
Figura 11 - Interação da ZCIT com a TSM na estação chuvosa (a) e seca (b).



Fonte: Nobre e Molion, 1986.

Conforme discutido por Gray (1968), a ZCIT pode ocorrer como uma linha de convergência entre os alísios dos HN e HS, como na Figura 12a, ou como uma zona de convergência no fluxo da monção de oeste, como nas figuras 12b e 12c. Nesta última configuração, a monção de oeste geralmente apresenta ventos de oeste no seu lado equatorial, e alísios de leste em seu lado polar. A linha de cisalhamento que separa os ventos de oeste, da monção, dos alísios de leste é conhecida como cavado de monção. Quando as monções de oeste estão presentes, o cavado de monção, em baixos níveis, é sobreposto (no padrão sazonal médio) por uma crista subtropical em altos níveis. Esta configuração resulta em um cisalhamento vertical perto do zero (média sazonal), com cisalhamento de oeste no lado polar e cisalhamento de leste no lado equatorial (Figuras 12b e 12c). Por conta disso, esta região é conhecida por ser climatologicamente favorável à formação de ciclones tropicais. Enquanto na linha de convergência dos alísios na ZCIT, geralmente, há grande cisalhamento vertical do vento (Figura 12a).

Figura 12 - Esquema das ZCIT resultante da convergência dos alísios (a) e das monções (b) e (c). No (b) é representado a ZCIT do oceano Índico durante o mês de janeiro e, no (c), a ZCIT típica da bacia do Pacífico Noroeste no mês de agosto. O cisalhamento vertical do vento entre o fluxo de baixos e altos níveis é indicado na linha inferior.



Fonte: McBride, 1995.

2.4.2 Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POA)

O campo dos ventos Alísios é frequentemente perturbado por penetrações de sistemas frontais em latitudes baixas, quer sobre o oceano quer sobre o continente. Os sistemas frontais, ao interagir com os Alísios, resultam em convergência dos ventos de sul (no HS) ou de norte (no HN), associados aos sistemas frontais, com os ventos alísios de leste. Tal processo provoca perturbações ondulatórias no campo dos Alísios (POA) que se propagam para oeste (MOLION E BERNARDO, 2002). No Atlântico Sul, este sistema desloca-se em direção ao litoral norte do Brasil com sentido nordeste-sudoeste (Figura 13). Possui um período preferencial entre maio e agosto (inverno no HS), período com maior gradiente térmico entre o equador e o polo, onde as configurações de grande escala estão mais ao norte. Porém, outras condições como TSM elevada e a convergência do fluxo de umidade intensificam essas perturbações. No Atlântico Norte, as POA propagam-se em direção às regiões Norte e Nordeste, mais especificamente, a Amazônia e a costa norte do NEB. Esses

distúrbios, em média, possuem um sentido noroeste-sudeste. Sua gênese ocorre, preferencialmente, entre os meses de dezembro a abril, período de inverno no HN (SIQUEIRA, 2010).

Quando a ZCIT está mais ao sul sobre as regiões do Atlântico e África Equatorial, são produzidos na ZCIT complexos convectivos de escala subsinótica que, por sua vez, geram as POA (SIQUEIRA, 2010).

Figura 13 - Esquema da rota das perturbações ondulatórias no campo dos alísios (POA) de sudeste no Atlântico Sul, no período de maio a agosto.



Fonte: Siqueira, 2010.

2.4.3 Cavados béricos

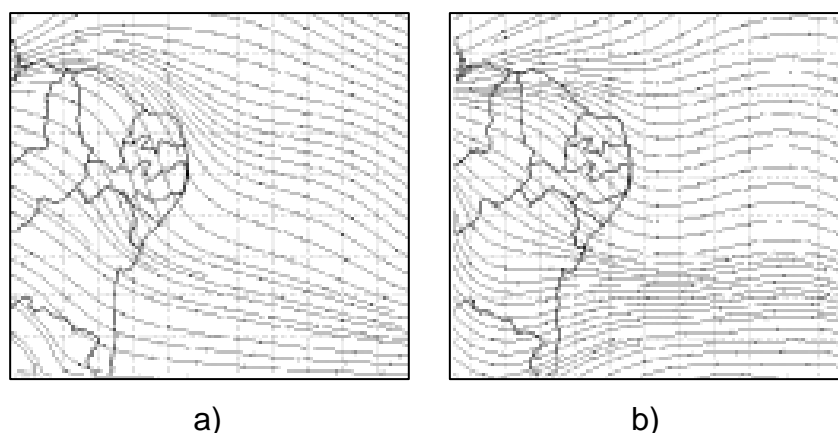
Segundo o Centro Regional de Meteorologia Tropical da OMM, onda tropical é um cavado ou uma máxima curvatura ciclônica nos ventos alísios de leste (SIMPSON, 1968). Essa onda poderia alcançar um máximo de amplitude na baixa ou média troposfera, ela pode ser o reflexo de uma baixa fria em altos níveis (VCAN) ou a extensão de um cavado de latitudes médias voltado para o equador (Apud RODRIGUES et al, 2006).

Rodrigues et al, 2010 estudou os cavados béricos no estado de Alagoas durante o ano de 2003. No estudo os cavados foram observados ao longo de todo o ano no NEB, na maioria das vezes às 12Z. No entanto, sua maior frequência ocorreu durante a estação chuvosa na costa leste do NEB (Março a Julho). Cerca de 72% deles foram observados em baixos níveis, de 1000hPa até 850hPa. Durante o inverno, quase 50% dos casos foram observados nos níveis de 1000 e 925hPa. Todas os

cavados em níveis elevados (200hPa e 300hPa) foram associadas aos VCAN, e 50% delas atingiram até 500hPa.

O mesmo estudo constatou que os cavados com eixo na direção nordeste-sudoeste (Figura 14a) foram observadas com maior frequência (87%). Esse tipo foi associado às POAs na periferia noroeste da alta subtropical do Atlântico Sul, posicionadas mais ao norte durante o inverno austral. Esses cavados foram observados durante todos os meses, mas com maior frequência em junho, julho e março (durante o deslocamento para o norte da alta subtropical). No no final da primavera (setembro-novembro) e verão (dezembro-fevereiro), quando a ZCIT se posiciona mais a sul, os cavados apresentaram eixo no sentido norte-sul (Figura 14b), associados com a ZCIT e com ondas de leste. Esta frequência de passagem foi menor (12%).

Figura 14 - Campos de linhas de corrente no nível de 1000hPa para eventos típicos com eixo no sentido Nordeste-Sudoeste (a) e no sentido Norte-Sul (b).



Fonte: Rodrigues et al, 2010.

Rodrigues et al, 2010 constataram que 37% dos cavados observados perto de Maceió em 2003 foram associados a fenômenos atmosféricos adversos. Onde 27% desses cavados foram associados a fenômenos de atmosfera estável (nevoeiro e névoa seca) e 31% associado a atmosfera instável (nuvens cumulonimbus). Dentre os cavados associados à instabilidade, apenas 2 casos envolveram trovoadas que também foram associados ao desenvolvimento de VCAN. As POAs foram associadas a alguns fenômenos adversos (67%), onde todos os fenômenos de estabilidade foram observados em POAs.

Segundo o estudo de Pontes da Silva (2011), sobre sistemas sinóticos associados à precipitação intensa em Alagoas, a maior parte das precipitações

observadas estão ligadas aos cavados em baixos níveis e às POAs. Os cavados em baixos níveis foram identificados em quase 51% dos eventos de chuvas (iguais ou superiores a 5 mm/dia). As POAs estiveram presentes em cerca 53% dos casos, muitas vezes em conjunto com a CJNEB. Os ventos Alísios, em grande parte das vezes associados a uma circulação ciclônica discreta, foram os responsáveis por 13%, e os cavados em médios e altos níveis por 16% das precipitações.

2.4.4 Vórtices Ciclônicos de Médios Níveis (VCMN)

Os primeiros estudos relacionados aos Vórtices Ciclônicos de Médios Níveis (VCMN) foram desenvolvidos no Laboratório de Sinótica e Física – UFAL por Carvalho (2004) e Fedorova et al. (2006). Esse sistema consiste em vórtices que apresentam circulação ciclônica fechada somente em médios níveis, ou seja, exclusivamente entre 700hPa e 400hPa (FEDOROVA et al 2016). Eles diferenciam-se dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), e dos ciclones extratropicais, porque não atuam em altos e nem em baixos níveis (1000-900hPa), respectivamente. Como este sistema foi descoberto recentemente, estudos para melhor compreender sua estrutura vertical e os processos de formação ainda estão sendo desenvolvidos.

Santos (2012) analisou a frequência, duração, distribuição espacial e sazonal desses sistemas durante o período de três anos. A autora identificou 696 casos de VCMN, localizados predominantemente sobre o Oceano na faixa entre 6° e 18°S. Deles, 70,7% foram de curta duração (6-12 h), no entanto houve eventos de duração igual ou superior a 42 h (40 episódios).

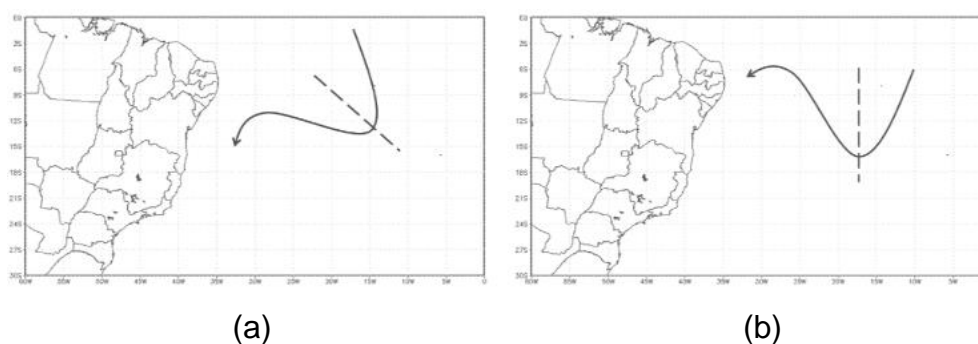
Silva (2015) analisou a estrutura dos VCMN, os processos de formação, e sua influência no tempo no Estado de Alagoas. Neste estudo, foram identificados dois tipos de processo de formação. O primeiro, trata-se de um ciclone desprendido de um cavado do HS, que pode ocorrer de um cavado com eixo mais meridional ou com inclinação zonal. O segundo tipo, resulta do encontro entre as correntes do HN e HS. A autora observou movimentos descendentes no centro do vórtice na maioria dos casos analisado. Por meio de uma secção vertical no centro do VCMN, a autora identificou três tipos de estruturas de movimentos verticais. O tipo I apresenta movimentos descendentes abaixo do nível do vórtice e ascendentes acima. No tipo II, foram verificados movimentos descendentes no centro e ascendentes na periferia, além de ser caracterizado também por movimentos descendentes em toda região na

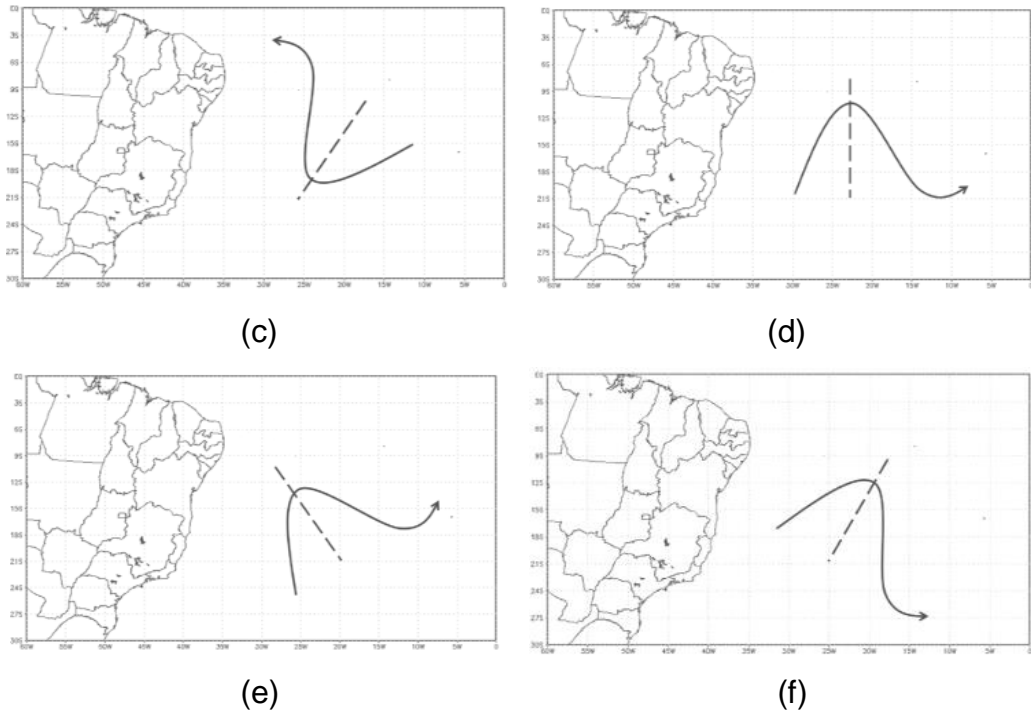
vertical para o VCMN. No tipo III, foram observadas variações dos movimentos, onde puderam ser verificados movimentos descendentes e ascendentes, tanto no centro como na periferia. Em relação aos fenômenos adversos associados ao sistema, foi identificada inicialmente influência dos VCMN nas precipitações e trovoadas, com um caso ligado à formação de um CCM.

Posteriormente, Silva (2017) identificou e analisou 62 casos de VCMN durante o ano de 2010. Cerca de 55% dos casos formaram-se no nível 700hPa. A camada mais frequente de atuação dos vórtices foi entre 700-600hPa em 29% dos casos e 19% dos VCMNs foram localizados apenas no nível de 700hPa, durante seu tempo de vida.

Silva (2017) redefiniu os processos de formação dos VCMN em três tipos, cada qual com seus subtipos. No Tipo I, o VCMN é formado como resultado de um cavado na Corrente de Leste. Devido à inclinação do eixo deste cavado, três subtipos foram estabelecidos: cavado com eixo noroeste-sudeste (Figura 15a), norte-sul (Figura 15b), e nordeste-sudoeste (Figura 15c). Já no Tipo II, a formação ocorre devido a um cavado na Corrente de Oeste. Este também foi dividido em três subtipos conforme a inclinação do eixo do cavado: eixo sul-norte (Figura 15d), sudeste-noroeste (Figura 15f), e sudoeste-nordeste (Figura 15g).

Figura 15 - Padrões dos cavados nos processos de formação do VCMN. Tipo I, cavados na corrente de leste com o eixo: noroeste-sudeste (a), norte-sul (b) e nordeste-sudoeste (c). Tipo II, cavados na corrente de oeste com o eixo: sul-norte (d), de sudeste-noroeste (e) e sudoeste-nordeste (f). Linha tracejada: eixo do cavado.

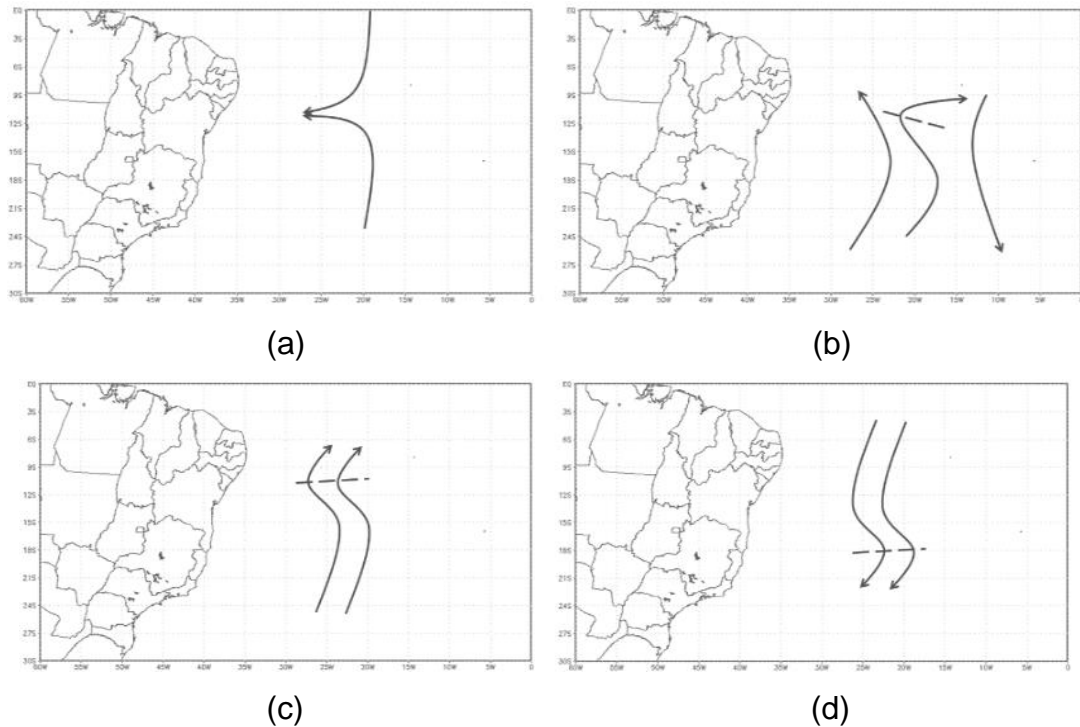




Fonte: Silva, 2017.

No Tipo III, a formação do vórtice ocorre como resultado das correntes meridionais proveniente dos dois hemisférios. Por conta da sua variação nos processos, este foi separado em quatro subtipos. No primeiro subtipo (Figura 16a), a formação do VCMN ocorre a partir do encontro das Correntes do HN e HS. No segundo subtipo o VCMN forma-se no cavado entre Correntes do HS (Figura 16b). Os últimos processos do Tipo III dizem respeito à formação do vórtice a partir do cavado na Corrente Meridional de Sul (Figura 16c) e do cavado na Corrente Meridional de Norte (Figura 16d). Os dois subtipos mais frequentes foram: o Cavado na Corrente de Leste com eixo de noroeste-sudeste, 27% dos casos, e o Cavado na Corrente de Oeste com eixo de sudeste-noroeste, 21% casos (SILVA, 2017).

Figura 16 - Padrões dos processos de formação do VCMN do Tipo III: Encontro das Correntes do HN e HS (a), cavado Entre as Correntes (b), cavado na Corrente Meridional de Sul (c) e na Corrente Meridional de Norte (d). Linha tracejada: eixo do cavado.



Fonte: Silva, 2017.

Silva (2017) também avaliou a estrutura e os movimentos verticais no momento da pré-formação e da formação (6h depois) dos VCMNs, onde foram observados alguns valores frequentes significativos dessas variáveis. Tanto na pré-formação quanto na formação, observou-se valores consideráveis de vorticidade ciclônica, entre -3×10^{-5} e $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Foram detectados valores de divergência e convergência fracos em todos os casos, porém 26% apresentaram apenas convergência. Observou-se que 52% dos casos apresentaram movimentos descendentes na pré-formação, e que 56% dos casos apresentaram tanto movimentos descendentes quanto ascendentes durante a formação do centro do vórtice.

2.4.5 Ciclones

Segundo Jarvinen et al (1984) os ciclones são circulações atmosféricas fechadas de escala sinótica que giram no sentido anti-horário no HN, e horário no HS. Estes sistemas sinóticos são caracterizados por uma região de pressão relativamente baixa representada por isobaras mais ou menos circulares e concêntricas que cercam

o centro, onde a pressão é mais baixa. O tamanho da circulação pode variar de centenas de quilômetros, em ciclones tropicais (maior que 100km), e mais de 1500 Km nos sistemas maiores de latitudes medias, ciclones extratropicais (maior que 1000km) (HANDBOOK OF AVIATION METEOROLOGY, 1994). Os VCANs e VCMNs se tratam de ciclones que são observados apenas em determinados níveis específicos, altos níveis e médios níveis respectivamente.

Os ciclones fazem parte do grupo dos fenômenos severos de escala sinótica, e representam um mecanismo importante no balanço de energia e vapor de água na atmosfera, sendo responsáveis pelo transporte de calor e umidade. Os ciclones também desempenham um papel fundamental no sistema climático da Terra, pois regulam os contrastes de temperatura entre os polos e o equador, e mantêm os ventos de oeste nas latitudes médias contra a dissipação ficcional (HAKIM, 2003 apud DUTRA, 2012). Estes sistemas são classificados conforme a latitude de origem como: tropical, extratropical e subtropical.

2.4.5.1 Ciclones Subtropicais

Ciclones subtropicais são sistemas não-frontais de baixa pressão que consistem, inicialmente, em circulações baroclinicas que se desenvolvem em latitudes tropicais ou subtropicais (entre o equador e 50 °N) sobre o oceano (JARVINEN et al, 1984). Estes ciclones possuem características tanto de ciclones tropicais quanto de ciclones extratropical. Portanto, muitos desses ciclones existem em regiões de gradiente de temperatura horizontal fraco a moderado (como os ciclones extratropicais), mas também recebem grande parte de sua energia a partir de nuvens convectivas (como os ciclones tropicais) (NOAA, 2018). Em comparação com os ciclones tropicais, esses sistemas apresentam uma zona relativamente ampla de ventos máximos, localiza mais distante do centro, com raio de ventos máximos de 100 a 200 Km, normalmente apresentam um campo de vento menos simétrico, e distribuição de convecção (JARVINEN et al, 1984).

Esses sistemas são classificados, de acordo com a intensidade, da mesma forma que os ciclones tropicais, por meio da média, durante 1 minuto, dos ventos máximos sustentados à superfície (JARVINEN et al, 1984). Ciclones com ventos médios inferiores a 18 m s⁻¹ são classificados com depressão subtropical, e igual ou superior a 18 m s⁻¹ são classificados como tempestade subtropical.

Existem dois tipos de ciclones subtropicais (JARVINEN et al, 1984). O primeiro consiste em uma baixa fria em altos níveis, que se estende em direção à camada superficial e, cujos ventos máximos sustentados geralmente ocorrem em um raio de cerca de 160 Km (100 milhas), ou mais, do centro de pressão. Estes ciclones, às vezes, sofrem uma metamorfose e tornam-se tempestades tropicais ou furacões. O segundo consiste em um ciclone de mesoescala que se forma em, ou próximo a, uma zona de frontolise de cisalhamento horizontal, com raio de ventos máximos sustentados inferior a 48 Km (30 milhas). Toda a circulação, às vezes, engloba uma área que, inicialmente, não ultrapassa 160 Km (100 milhas) de diâmetro. Estes ciclones marinhos podem mudar de estrutura do núcleo frio para quente. Embora geralmente de curta duração, eles podem evoluir para grandes furacões ou para ciclones extratropicais

Antes de 2002, as tempestades subtropicais não eram nomeadas, no entanto, o Tropical Prediction Center emitia previsões e avisos sobre elas semelhantes aos dos ciclones tropicais. Desde 2002, eles recebem nomes da lista de ciclones tropicais. Gustav 2002 foi a primeira tempestade subtropical a ser nomeada (NOOA, 2018).

O estudo climatológico das tempestades subtropicais no norte do Atlântico realizado por Guishard et al (2009) obteve dois resultados. No primeiro, baseado no banco de dados do National Hurricane Center (NHC) (HURDAT), 1 entre 8 tempestades subtropicais, cerca de 12%, originaram ciclones tropicais. No segundo resultado, por meio dos dados de reanálise ERA-40 do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) e do banco de dados do Roth (2002), foram somados e subtraídos casos de tempestades subtropicais da climatologia do HURDAT. Nele foram observados cerca de 33% dos casos de ciclones tropicais originaram-se de tempestades subtropicais. Apesar das diferenças nas técnicas de identificação entre as diferentes fontes, ficou evidente a importância desse sistema para a formação dos ciclones tropicais.

Os mesmos autores, identificaram que 62% das tempestades subtropicais, documentadas pelo ERA-40, formaram-se sobre TSM superior a 25°C. Os autores propuseram que as TSM quentes contribuem para o potencial de ciclogênese desses sistemas, porém a influência da TSM nesse processo é inferior ao da ciclogênese tropical. Onde a TSM quente é usada como um indicador da capacidade de sustentar a convecção profunda.

2.4.5.2 Ciclones Extratropicais

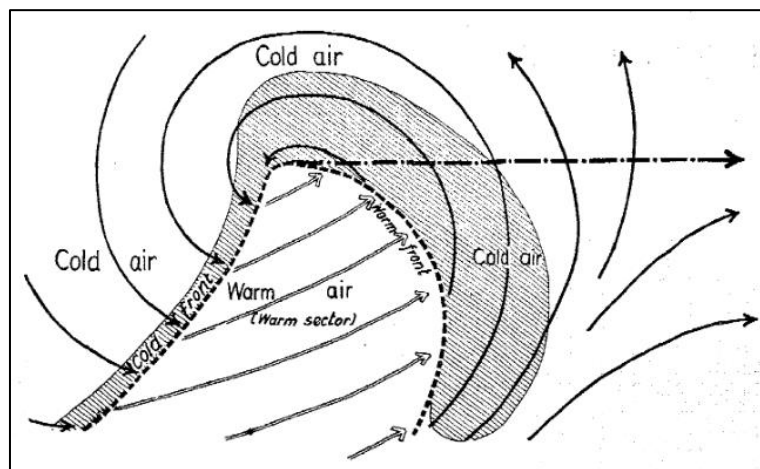
Os ciclones extratropicais, também conhecidos como ciclones de latitudes médias, são sistemas baroclínicos que consistem na interação de duas massas de ar essencialmente distintas, uma de origem polar (fria) e outra equatorial (quente) (BJERKNES, 1919; BJERKNES e SOLBERG, 1922). Tais sistemas têm um impacto considerável nas condições atmosféricas locais, além de proporcionar um mecanismo significativo para o transporte de energia e momento, importante para a manutenção do balanço atmosférico global (JONES e SIMMONDS, 1993). Por serem sistemas fortemente ligados à formação de fenômenos adversos como chuva forte, trovoadas e nevoeiros, é um ingrediente chave para a previsão do tempo em latitudes tropicais e subtropicais (FEDOROVA, 2001).

Nos ciclones extratropicais, o contraste de temperatura entre as duas massas de ar concentra-se em uma estreita faixa de transição que atravessa o centro do ciclone (PALMÉN e NEWTON, 1969 Apud DUTRA, 2012). Essa faixa que separa as massas de ar é conhecida como zona frontal, e trata-se de uma banda de nuvens organizada que se forma na região de confluência entre essas duas massas de ar (KOUSKY, 1979). Em seu estágio inicial, esses ciclones apresentam duas regiões de confluência, maiores e mais visíveis que as demais, uma no lado esquerdo e outra no lado direito do mesmo, diferenciáveis pelas características térmicas. Em ambas, a zona frontal inclina-se em direção à massa de ar fria que, por sua vez, forma um ângulo com o horizonte (BJERKNES, 1919).

No caso dos ciclones no HN (no HS), a massa de ar quente é transportada por uma corrente de sudoeste (noroeste) em direção à massa de ar fria, no lado sul (norte) do ciclone (Figura 17). Esse processo resulta da troca de calor entre os polos e o equador, devido à força gradiente de pressão, na qual o ar quente é transportado para os polos, e o ar frio para os trópicos. Na frente desta corrente, o ar quente (menos denso) ascende a cunha do ar mais frio (mais denso), região conhecida como frente quente. Simultaneamente, na retaguarda do ciclone, a massa de ar quente é atacada em seu flanco pela massa de ar fria, e parte do ar quente é levantado. Esse processo dá origem à frente fria. A ascensão do ar quente e úmido, em ambas as frentes, favorece a formação de nuvens e, conseqüentemente, de precipitação (BJERKNES e SOLBERG, 1922). Essa perturbação inicial induz a um movimento circular em torno de uma baixa pressão. Dessa forma, o escoamento adquire a forma de uma onda

frontal com circulação ciclônica, horária no HS e anti-horária no HN (FEDOROVA, 2001). Jones e Simmonds (1993) observaram que, no HS, os sistemas moviam-se na direção leste-sul, longe de sua localização de formação, e, dessa forma, apresentam velocidade máxima de deslocamento nas latitudes médias.

Figura 17 - Circulação de um ciclone extratropical em baixos níveis no HN. As correntes de ar frio são ilustradas pelas linhas grossas, as correntes de ar quente pelas linhas finas duplas, as frentes fria e quente são ilustradas pelas linhas tracejadas, e linha contínua tracejada representa o deslocamento para leste do ciclone.



Fonte: Bjerknes, 1922.

Pettersen e Smebye (1971) analisaram os aspectos sinóticos do desenvolvimento dos ciclones extratropicais no Oceano Atlântico Norte e, com base na configuração da circulação nos baixos e altos níveis, classificaram estes em dois diferentes tipos. O tipo A consiste em uma onda frontal em baixos níveis, onde o cavado em altos níveis desenvolve-se durante a evolução do ciclone em baixos níveis. No tipo B, a ciclogênese na superfície é iniciada por meio de um cavado em altos níveis preexistente, com forte advecção de vorticidade a jusante, que penetra sobre uma área favorável à ciclogênese, com advecção quente em baixos níveis, onde a intensificação desse distúrbio é acompanhada por um aumento da baroclinia em baixos níveis. A distância entre o cavado em altos níveis e o ciclone em baixos níveis diminui conforme este se desenvolve (GAN e SELUCHI, 2009). Além desses, na década de 1980, Radinovic (1986) propôs a existência de um tipo C, que seria associado a efeitos orográficos, também conhecidos como ciclones a sotaventos de

montanhas. Com exceção do tipo A, todas as categorias de ciclone possuem um cavado em altos níveis como precursor (PIVA et al., 2010).

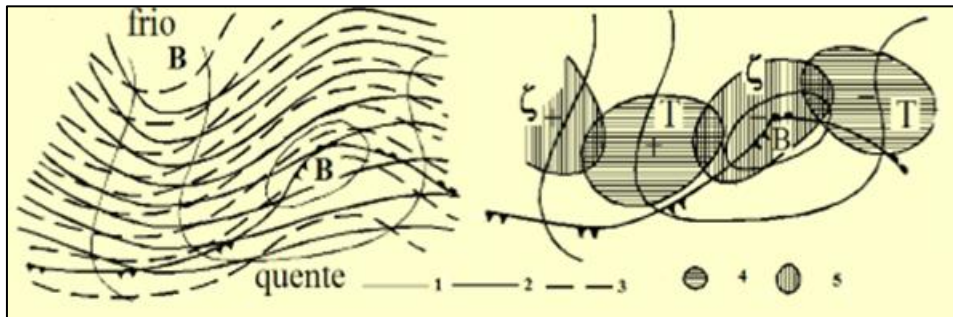
Uma das regiões mais ciclogênicas do HS está localizado entre 20°S e 35°S, sobre o leste do continente americano e o Oceano Atlântico adjacente. As condições sinóticas associadas à formação desses sistemas na América do Sul foram estudadas por Seluchi (1995) de 1980 a 1984. Os resultados mostraram que os distúrbios que desencadeiam a ciclogênese superficial podem ser identificados 5 dias antes do início da baixa pressão, quando uma onda longa em médios níveis, sobre uma área próxima a 35° S, associada ao aumento da baroclinia, está presente. Esses distúrbios movem-se lentamente, mais ao norte do que o habitual, intensificam-se com a altura, e estão associados a um núcleo frio no mapa de espessura, o que indica que esse tipo de ciclogênese, geralmente, está ligado a passagens de baixas desprendidas. A maior precipitação está relacionada à intensidade, ao comprimento e à localização dos distúrbios na troposfera média.

Da formação até a dissipação, os ciclones extratropicais passam por quatro estágios de desenvolvimento (FEDOROVA, 2001), são eles:

Estágio de onda:

No estágio inicial de desenvolvimento (Figura 18), também conhecido como estágio de onda, é observada a primeira isóbara fechada no campo de pressão à superfície. Devido ao deslocamento das massas de ar quente e fria, que compõem tal sistema, ocorre advecção quente na vanguarda da frente quente, e advecção fria na reataguarda da frente fria. Nos níveis superiores, o escoamento é mais linear, assumindo a forma de onda com uma crista na vanguarda do ciclone e um cavado na reataguarda. A mudança real da pressão à superfície é resultante do somatório de dois fatores: a componente térmica e o transporte de vortacidade. Portanto, a redução máxima da pressão é observada na vanguarda da frente quente, e o aumento máximo ocorre na reataguarda da frente fria, regiões onde estes fatores se complementam, como observado na figura 18.

Figura 18 - Estágio de onda. 1. Isóbaras; 2. Isoípsas no nível de 700hPa; 3. Isoípsas da topografia relativa entre 500 e 1000hPa; 4. Mudança da pressão devido à componente térmica; 5. Mudança da pressão devido ao transporte da vorticidade.



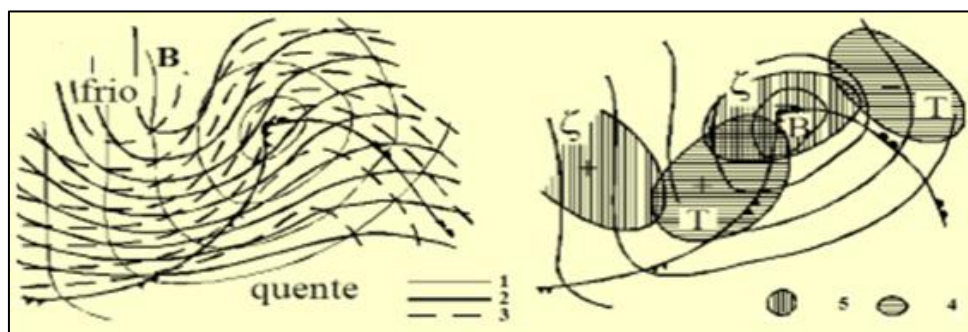
Fonte: Fedorova, 2001.

Estágio do ciclone jovem:

Neste estágio (Figura 19) a frente fria, que se desloca com mais velocidade, aproxima-se da frente quente, adquirindo um posicionamento mais meridional. Nos campos térmico e béricos, ocorre o aumento da amplitude das ondas. Também são observadas mais isóbaras fechadas à superfície, uma diminuição da pressão no centro do ciclone, e aumento dos gradientes béricos. O centro do vórtice ciclônico é observado em níveis acima da superfície, onde já é possível identificar uma isóbara fechada no nível de 700hPa. Em relação ao centro do ciclone à superfície, o centro em 700hPa inclina-se na direção do ar frio.

Nos níveis mais altos, como antes, é observada uma zona com grandes gradientes de altura geopotencial, e de temperatura.

Figura 19 - Estágio do ciclone jovem. 1. Isóbaras; 2. Isoípsas no nível de 700hPa; 3. Isoípsas da topografia relativa entre 500 e 1000hPa; 4. Mudança da pressão devido a componente térmica; 5. Mudança da pressão devido ao transporte da vorticidade.



Fonte: Fedorova, 2001.

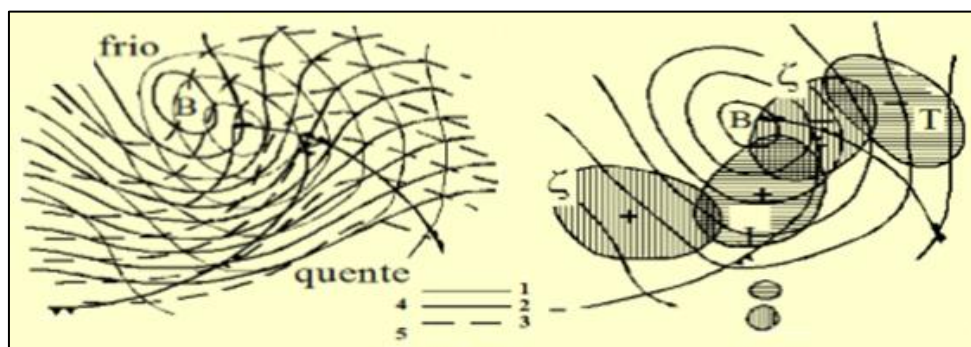
Estágio de desenvolvimento máximo do ciclone:

Durante este estágio (Figura 20), as frentes fria e quente juntam-se e ocorre a oclusão do ciclone com a formação da frente oclusa entre elas. O ponto de oclusão desloca-se em direção à borda do ciclone, juntamente com as zonas frontais. O centro do ciclone à superfície localiza-se sobre a massa de ar frio.

Este estágio caracteriza-se pela maior profundidade do ciclone próximo da superfície. São observadas isóbaras fechadas até médios níveis (500hPa), ainda inclinadas para o lado frio. Porém, os centros à superfície e nos níveis acima aproximam-se, fazendo com que o eixo do ciclone fique mais vertical em relação aos estágios anteriores. Em níveis mais altos, localiza-se um cavado profundo. Ocorre o aumento da quantidade de isóbaras fechadas à superfície e o gradiente bórico aumenta.

Sobre o centro à superfície, ocorre a diminuição da temperatura do ar e o aumento da pressão devido a dois processos: a advecção de ar frio e os movimentos ascendentes. Portanto, a intensidade da baixa pressão no centro do ciclone diminui, e a baixa máxima é observada próximo do ponto de oclusão. No entanto, nos níveis acima, a circulação ciclônica é intensificada, devido ao transporte de vorticidade e à diminuição da temperatura, que acaba por provocar a diminuição da pressão.

Figura 20 - Estágio de desenvolvimento máximo do ciclone. 1. Isóbaras; 2. Isoípsas no nível de 700hPa; 3. Isoípsas da topografia relativa entre 500 e 1000hPa; 4. Mudança da pressão devido à componente térmica; 5. Mudança da pressão devido ao transporte da vorticidade.



Fonte: Fedorova, 2001.

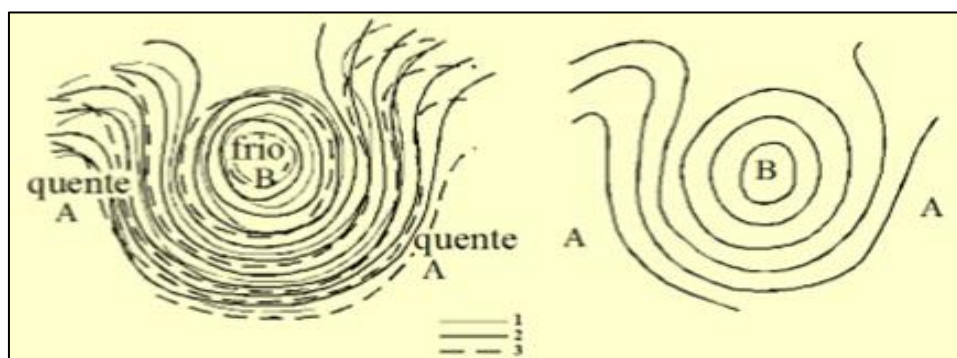
Estágio de dissipação do ciclone ou ciclone velho:

Neste estágio (Figura 21), o ciclone expande-se próximo da superfície e nos altos níveis desenvolve-se por algum período. É possível observar isóbaras fechadas em altos níveis. O centro do ciclone estende-se da superfície até a alta troposfera, com eixo quase vertical, chegando a baixos níveis da estratosfera. Ele pode ser visto melhor no nível de 500hPa, mas, em baixos níveis não aparece nítido. A massa de ar fria é observada em toda parte central do ciclone. Durante este estágio, os centros do ciclone à superfície, em médios e altos níveis, coincidem com a região de núcleo frio, formada dentro da massa de ar fria. As isóbaras e as isotermas são quase paralelas; por isso a mudança da pressão e da temperatura, devido à advecção, são pequenas. Durante este estágio, os movimentos ascendentes enfraquecem-se, por isso as mudanças térmicas da pressão também são pequenas.

Devido ao deslocamento do ponto de oclusão e das zonas frontais para a periferia do ciclone, uma região de fraca advecção quente existe ainda na borda leste. Especificamente, na parte nordeste no HN e sudeste no HS. Na borda oeste forma-se uma nova região com advecção de ar quente devido a resquílios frontais provenientes de outros ciclones extratropicais. Por isso o ar frio está isolado na parte central do ciclone.

A mudança da pressão no centro do ciclone por meio do transporte da vorticidade é insignificante. Dessa forma, o aumento da pressão devido à convergência do vento na camada de atrito não é compensado por outros fatores, e o ciclone à superfície enche-se rapidamente.

Figura 21 - Estágio de dissipação do ciclone ou ciclone velho. 1. Isóbaras; 2. Isoípsas no nível de 700hPa; 3. Isoípsas da topografia relativa entre 500 e 1000hPa; 4. Mudança da pressão devido à componente térmica; 5. Mudança da pressão devido ao transporte da vorticidade.



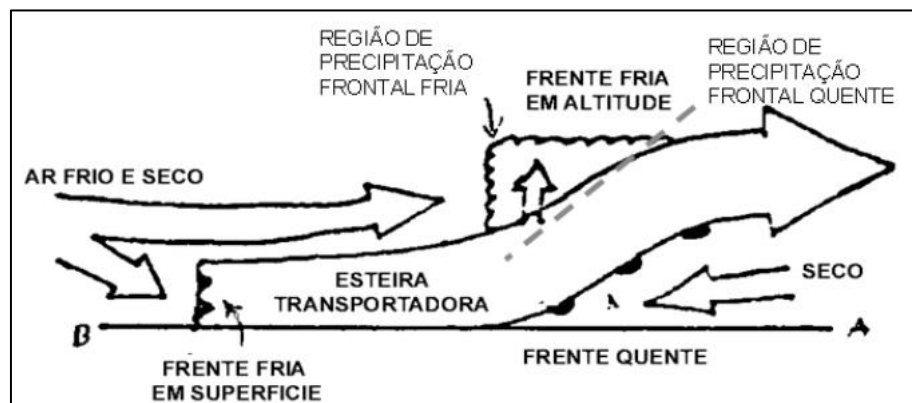
2.4.5.2.1 Frentes Frias

As frentes frias, quando alcançam a América do Sul, podem adquirir deslocamento para Leste, modificando o tempo na região sul do continente, ou para Nordeste, modificando o tempo em todo o continente sul americano (GEMIACKI, 2005). Especificamente, no segundo caso, chegam frequentemente até as latitudes tropicais com intensidade considerável (LEMOS e DE CALBETE, 1996). A penetração das frentes frias, ou seus restos, entre as latitudes 5°S e 18°S são importantes mecanismos de produção de chuva para o NEB, principalmente no sul-sudoeste do NEB (MOLION e BERNARDO, 2002). No inverno do HS, o posicionamento médio da ZCIT é em torno de 10°N a 14°N, favorecendo a penetração destes sistemas em latitudes equatoriais. Estes, frequentemente, interagem com convecção tropical, embora nem todos os sistemas frontais o façam com a mesma intensidade (OLIVEIRA, 1986). Há uma variação mensal no número de eventos de associação entre os sistemas frontais e a convecção. Para haver essa interação, parece ser necessário que os sistemas frontais apresentem ampla penetração continental, sendo a região entre 15°S e 25°S uma das regiões preferenciais para essas ocorrências (MOLION e BERNARDO 2002). No inverno, devido ao maior gradiente meridional de temperatura, esse sistema ultrapassa o Trópico de Capricórnio e pode atingir o litoral pernambucano. Na primavera e verão, geralmente se mantêm no Trópico de Capricórnio e quando ultrapassa fica ao longo das áreas litorâneas, provocando chuvas frontais e pós-frontais ao longo do litoral e encostas do planalto central até o sul da Bahia (SILVA, 2009).

Da Cruz (2008) estudou os sistemas frontais que influenciaram as condições de tempo sobre Alagoas entre janeiro de 2004 e dezembro de 2006. Em seu estudo, foi constatado que, sobre o Estado de Alagoas, sua influência se dá mais pelas suas extremidades, mesmo assim, com frequência muito baixa ao longo do ano, média de oito anualmente. Apenas 23% dos sistemas frontais, ou de sua extremidade, passaram sobre o Estado de Alagoas. Na maioria dos casos (50%), as extremidades frontais, posicionadas sobre o oceano, influenciaram, de forma indireta, nas atividades convectivas sobre o Estado. Sinhori (2016) constatou que a frente fria, até chegar ao estado de Alagoas, sofre modificações tanto na sua estrutura vertical quanto na nebulosidade associada. A chegada desses sistemas em baixas latitudes pode ocorrer durante todo o ano, influenciada pelas regenerações e ciclogêneses.

Segundo Browning (1986), um importante mecanismo que está associado à formação de fenômenos adversos, próximos à zona frontal, é conhecido como esteira transportadora quente (ETQ), ilustrado na figura 22. Este mecanismo é um importante escoamento que flui em direção ao polo, ao longo da frente fria; transportando calor, umidade e quantidade de movimento, caracterizado por uma faixa alargada de nuvem que se forma na vanguarda da frente fria. Parte dela, geralmente, está na forma de um jato de baixo nível dentro da camada limite logo à frente da zona frontal à superfície (BROWNING e PARDOE, 1973). Embora a componente principal do movimento na ETQ seja paralela à frente fria, existe uma componente ageostrófica, relativamente pequena, perpendicular à frente, que tem um papel importante na estrutura frontal (BROWNING, 1986). Esta componente causa duas situações contrastantes:

Figura 22 - Representação esquemática de uma esteira transportadora quente com levantamento inclinado para frente. A linha tracejada indica a frente fria em altitude.



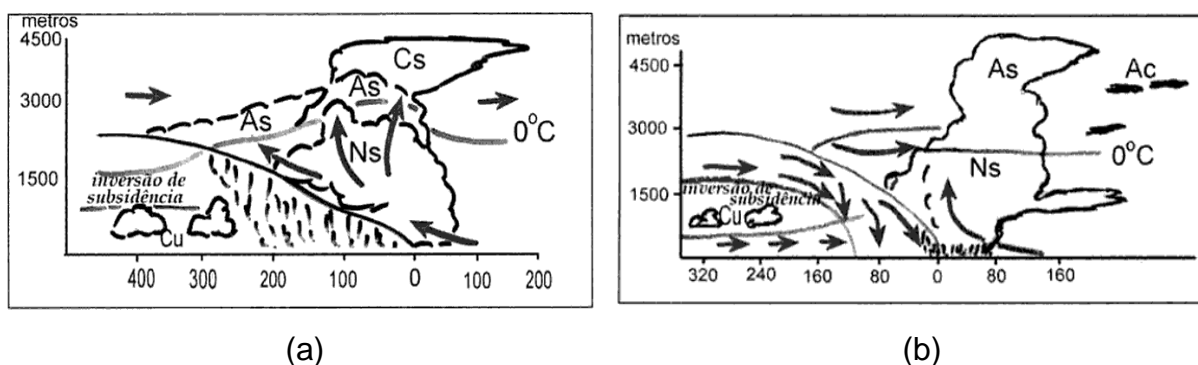
Fonte: Reboita, 2010.

1) Na anafrente (Figura 23a) ocorre a configuração de "subida inclinada para trás", na qual o ar da ETQ apresenta um componente de movimento para trás (para cima) ao deslocar-se ao longo da cunha da massa de ar fria, a subida inclinada ocorre na vizinhança e acima da zona frontal; Nessa situação, a zona frontal tende a ser mais acentuada. Nela ocorrem dois tipos diferentes de precipitação. Na vanguarda da frente fria à superfície, o ar quente na camada limite é levantado abruptamente de 2 a 3 km. Tal processo forma uma estreita faixa de nebulosidade com chuva intensa e trovoadas nessa região. E na cunha da massa de ar fria, esse ar sofre um maior levantamento, que resulta em uma larga faixa de chuva leve a moderada que se estende para trás da frente à superfície.

2) Na catafrente (Figura 23b) ocorre a configuração de "subida inclinada para a frente", na qual o ar, dentro e acima da ETQ, tem um componente de movimento para frente (baixo) ao longo da cunha da massa de ar fria, com a região principal da subida inclinada ocorrendo mais adiante, na direção do escoamento, na região de baroclinia frontal quente. Nesta configuração, o ar da ETQ, ao passar por uma subida inclinada para frente ao longo da cunha da frente fria em superfície, é alcançado por uma corrente descendente de ar seco e frio proveniente dos níveis superiores. Isso resulta na ruptura da zona frontal e na formação de uma frente fria em altitude. Devido à separação da frente fria da superior, na vanguarda, da frente fria em altitude, isto é referido como um modelo de frente "split" (BROWNING e MONK, 1982). Adiante desta frente fria em altitude, a profundidade do ar quente e úmido aumenta associada a uma banda de convecção organizada. Isso produz uma larga banda de precipitação moderada a forte, sendo que a precipitação nessa região pode evaporar antes de atingir a superfície. Esta configuração está associada à formação das linhas de instabilidade pré-frontais (REBOITA, 2010). Onde, de acordo com Browning (1986), as linhas surgem no setor quente, a cerca de 200-300 km das frentes frias. Já na vanguarda da frente fria à superior, o ar seco e frio, proveniente dos níveis superiores, resfria a superfície úmida. Tal processo resulta em uma inversão térmica, que favorece a formação dos nevoeiros pré-frontais (FEDOROVA, 2008).

As transições entre as configurações podem ocorrer tanto no tempo quanto no espaço, ao longo de uma frente fria (BROWNING, 1986).

Figura 23 - Representação esquemática de uma anafrente (a) e uma catafrente (b).



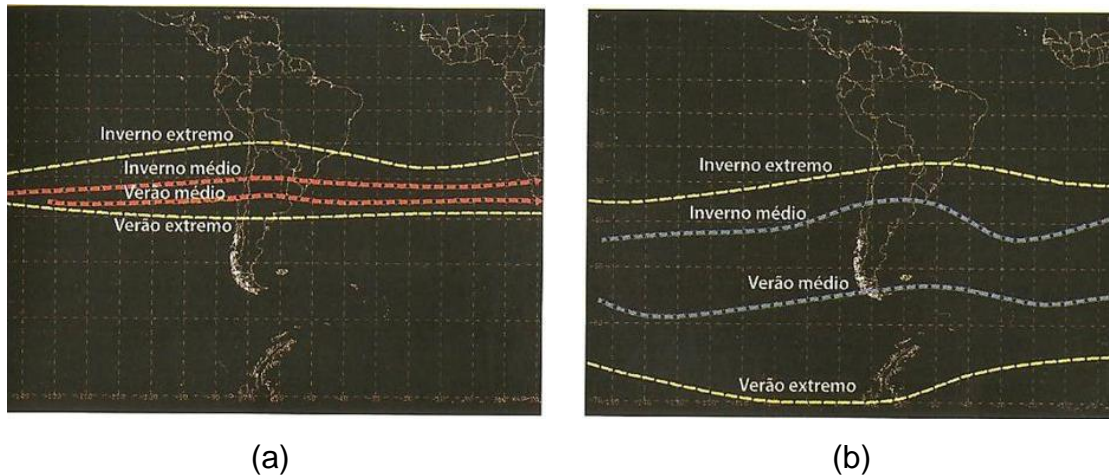
Fonte: Fedorova, 2008.

2.4.5.2.2 Corrente de Jato (CJ)

Outro sistema sinótico associado aos ciclones extratropicais são as correntes de jato. Estes sistemas podem ser definidos como fortes correntes de ar, estreitas, concentradas ao longo de um eixo quase horizontal na troposfera superior, logo abaixo da tropopausa. São caracterizados por forte cisalhamento vertical e lateral do vento, e podem apresentar uma ou mais centros de velocidades máximas. Essas correntes são observadas em ambos os hemisférios, e fluem de oeste para leste como uma faixa semicontínua ao redor do globo, em regiões com grande diferença de temperatura, próximo as zonas frontais (COSTA, 2010). Fedorova (2008) verificou que o jato é um escoamento de ar na alta troposfera ou estratosfera, com velocidades maiores que 30m s^{-1} (108km h^{-1} ou 60 nós), e que, por vezes, pode atingir 44m s^{-1} (160km h^{-1}). Eles são frequentemente classificados em duas categorias: os jatos subtropicais, encontrados no lado polar do ramo superior da circulação de Hadley; e os jatos polares, ou jatos da frente polar, localizados acima da zona da frente polar, região de contraste térmico acentuado entre as massas de ar polar e tropical (HOLTON, 1979; BLUESTEIN, 1993). Além desses, alguns estudos mostraram a existência de correntes de ventos fortes em altos níveis no NEB, conhecidas como Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB) (GOMES, 2003; CAMPOS, 2010; VAZ, 2014).

A posição do jato polar apresenta grande variação de um dia para o outro sobre uma grande faixa de latitudes média e subtropicais, cuja posição média oscila entre 35 e 55°S (Figura 24b), diferente do jato subtropical que é relativamente constante durante determinada estação do ano, e cuja posição média oscila entre 30 e 35°S (Figura 24a). A altitude desses jatos depende da intensidade da massa de ar, onde quanto mais frio, menor a altitude. O jato subtropical situa-se a uma altitude acima de 13 Km , na faixa de latitude entre 20°N a 40°N , enquanto o jato polar situa-se entre 8 Km e 10 Km na faixa de 30°N a 70°N (ESCOBAR, 2009).

Figura 24 - Posição média e variabilidade das correntes de jato subtropical (a) e polar (b) para os períodos de verão e inverno médio, e extremo.



Fonte: Escobar, 2009.

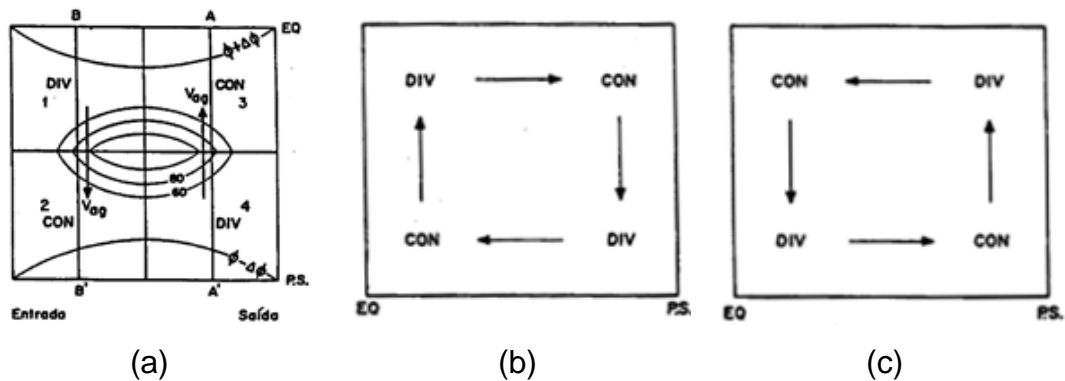
As correntes de jato são importantes porque os distúrbios de escala sinóptica tendem a se formar nas regiões de velocidade máxima da corrente e a se propagar ao longo das trilhas de tempestade que seguem os eixos do jato (HOLTON, 1979). Dessa forma, as mudanças na localização, intensidade ou altitude desse sistema podem, portanto, causar variações na frequência e intensidade das tempestades. Além disso, as correntes de jatos inibem a formação e o desenvolvimento de furacões, que preferencialmente desenvolvem-se em regiões de baixo cisalhamento vertical (GRAY, 1968). Eles afetam o transporte aéreo não só por causa de seus ventos fortes, mas também por causa da turbulência de ar livre associada aos núcleos de jatos (BLUESTEIN, 1993).

Em relação à estrutura vertical da corrente de jato (SECHRIST e WHITAKER, 1979; e GUEDES, 1985, apud CRUZ, 1998), na região de entrada da corrente de jato, há uma aceleração ageostrófica da parcela de ar, pois a mesma move-se em direção ao centro do jato. Na região de saída do jato, ocorre uma desaceleração ageostrófica. Assim, na entrada da corrente de jato, onde a aceleração da parcela de ar é positiva, a componente ageostrófica do vento é negativa, sendo, portanto, direcionada para menores alturas geopotenciais (do equador para o polo). Na saída da corrente de jato, a componente ageostrófica do vento é positiva, portanto, ela é direcionada para maiores alturas geopotenciais (do polo para o equador), como mostrado na figura 25a.

Na entrada da CJ existe uma circulação térmica direta onde ascende ar quente no lado equatorial do jato, e descende ar frio no lado polar (Figura 25b). Já na saída,

a circulação térmica é indireta, com ar frio ascendente no lado polar, e ar quente descendente do lado equatorial (Figura 25c).

Figura 25 - Padrão idealizado de movimento ageostrófico e divergência próximo à corrente de jato (a); Circulação transversal direta na entrada da CJ (b); Circulação transversal indireta na saída da CJ (c).



Fonte: Guedes, 1985.

A CJNEB localiza-se, geralmente, próximo à 200hPa, entre a latitude de 20° S e o Equador, tendo maior ocorrência e desenvolvimento durante os meses de inverno (GOMES, 2003 e CAMPOS, 2010). A posição do núcleo de velocidades máximas varia e a corrente pode persistir por 24h e, às vezes, de 3 a 4 dias (FEDOROVA, 1999).

No primeiro estudo sobre CJNEB próximo de Alagoas (GOMES, 2003), foram identificadas fortes correntes de ar em altos níveis em todas as estações do ano. As velocidades das correntes, na maioria dos casos, estiveram no limite da velocidade característica das CJ (30 m s^{-1}). No verão e outono, a velocidade média da CJNEB ficou abaixo do limite. Já, no inverno e na primavera, a velocidade média da CJNEB foi maior do que o limite, com valores máximos atingindo 50 m s^{-1} . Em alguns casos, durante os meses de verão, as CJNEB mostraram ter ligações com os VCAN. A passagem destes sistemas é de suma importância na determinação das condições do tempo local.

Fedorova et al (2017) analisaram a CJNEB ao longo de 16 anos (1994 - 2009) e descobriu que as CJNEB, com limite de velocidade mínimo de 20 m s^{-1} , ocorriam com muita frequência, em quase todos os dias analisados. As CJNEB com velocidade maior que 30 m s^{-1} foram observadas em média 69 dias/ano, com maior frequência durante a estação chuvosa (média de 9 dias/mês) e raramente, entre fevereiro e abril

(2 dias/mês, em média). A velocidade média do vento no CJNEB foi de 37 m s^{-1} e atingiu o valor máximo de 64 m s^{-1} .

Neste mesmo estudo os eventos de CJNEB foram divididos em três tipos, relacionados à sua direção e à sua localização entre os sistemas de escala sinótica nos níveis altos:

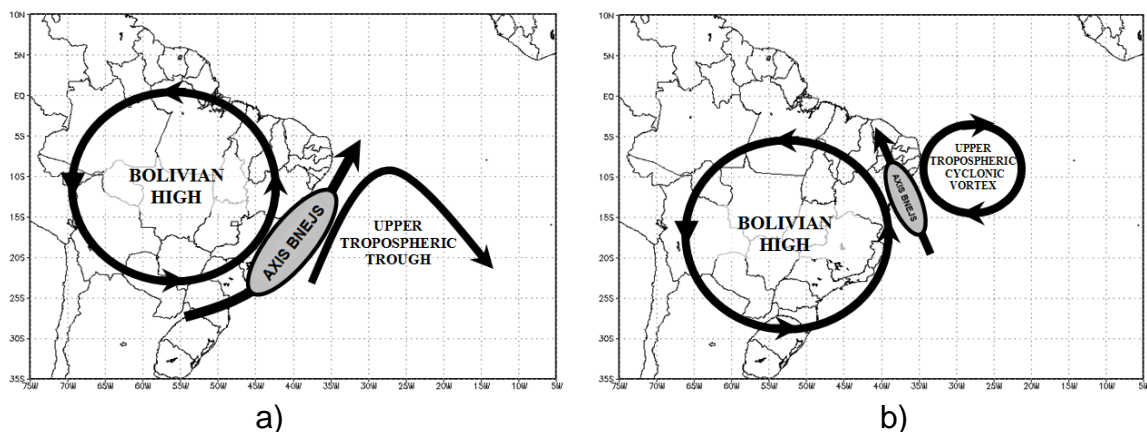
Tipo I: CJNEB de sul entre a Alta da Bolívia e o Cavado em altos níveis (Figura 26a) e/ou VCAN (Figura 26b), representados nas figuras 26a e 26b, respectivamente.

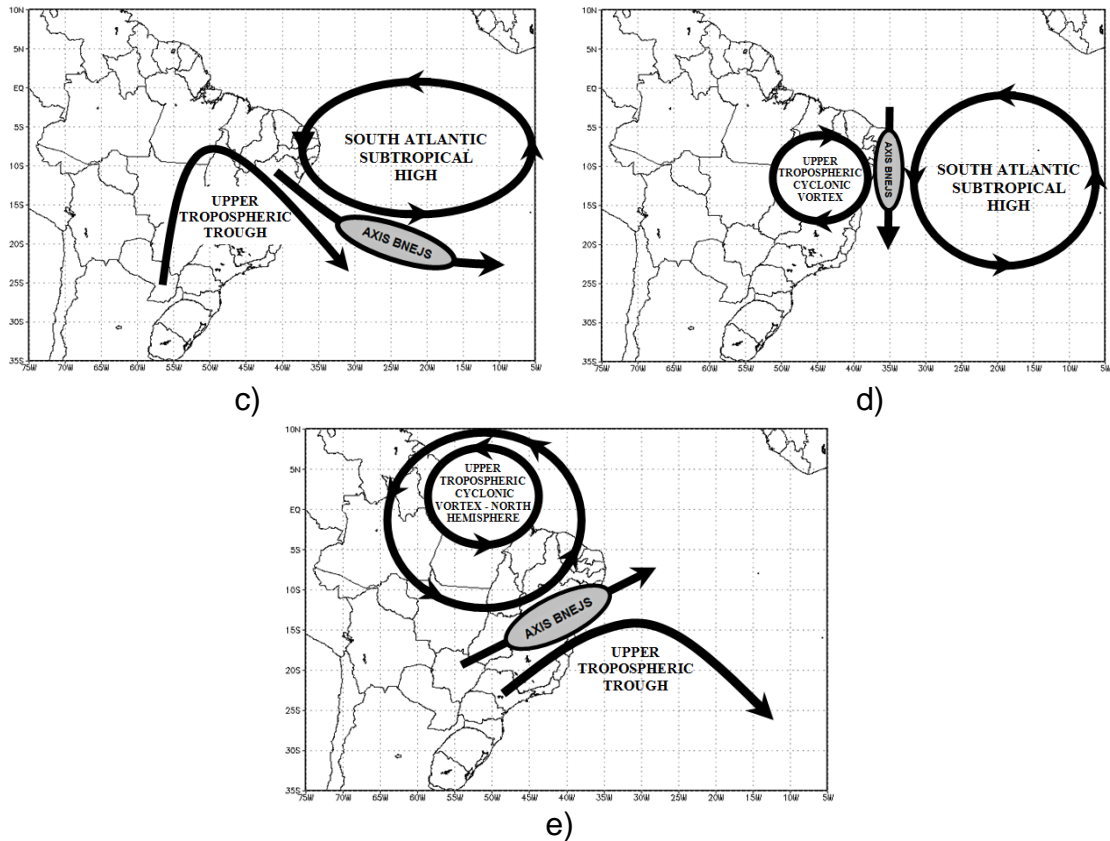
Tipo II: CJNEB de norte entre a Alta subtropical do Atlântico Sul e o Cavado em altos níveis (Figura 26c) e/ou VCAN (Figura 26d), representados nas figuras 26c e 26d, respectivamente.

Tipo III: CJNEB de oeste entre o VCAN no Hemisfério Norte e o Cavado em altos níveis do Hemisfério Sul, representado na figura 26e.

As CJNEB de noroeste e de sudoeste foram identificadas com maior frequência, mais especificamente entre a Alta subtropical do Atlântico Sul e o Cavado em altos níveis, enquanto que as de norte apresentaram com menor frequência.

Figura 26 - Tipos de CJNEB: a, b - Tipo I, CJNEB de sul entre a alta da bolívia e o cavado (a) /VCAN (b) (a - jatos de sudoeste, b - jatos de sudeste e sul); c, d - Tipo II, CJNEB de norte entre a Alta subtropical e o cavado (c) / VCAN (d) (d - jatos de noroeste, c – jatos de norte); e - Tipo III, CJNEB de oeste entre VCAN no NH e o cavado no HS.



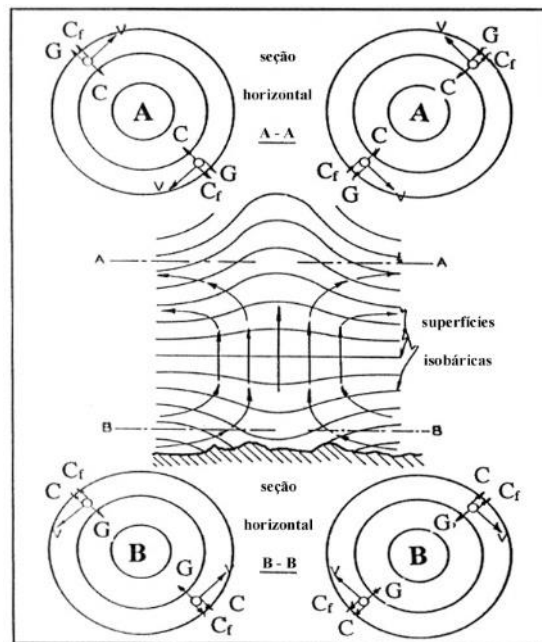


Fonte: Fedorova et al, 2017.

2.4.5.3 Ciclones Tropicais

Ciclone tropical é um termo genérico que engloba tufões, furacões, tempestades tropicais e depressões tropicais (ZEHR, 1992). Conforme definido por Holland (1993), os ciclones tropicais são sistemas de baixa pressão de núcleo quente, formados sobre os oceanos e que apresentam convecção persistente e organizada. Estes normalmente formam-se sobre águas tropicais ou subtropicais por estarem fortemente associados à transferência de calor latente na interface ar-mar (CHARNEY e ELIASSEN, 1964). Por conta disso, a dissipação de tais sistemas ocorre ao atingirmo continente, ou águas mais frias. São sistemas barotrópicos, portanto, não estão associados a sistemas frontais. Sua estrutura caracteriza-se pela presença de circulação ciclônica fechada em baixos níveis (convergência) e anticiclônica em altos níveis (divergência), promovendo a ascensão profunda do ar (FEDOROVA, 2008). A figura 27 mostra a estrutura vertical e horizontal de um ciclone tropical.

Figura 27 - Estrutura vertical e horizontal de um ciclone barotrópico nos hemisférios norte e sul.



Fonte: Fedorova, 2008.

2.4.5.3.1 Classificação dos Ciclones Tropicais

Os ciclones tropicais são normalmente classificados por sua intensidade, sendo a forma mais comum de medição a velocidade máxima do vento sustentada à superfície (10m). Por meio desse parâmetro, os ciclones tropicais são classificados como: depressões tropicais (até 16 m s^{-1}), tempestades tropicais (entre 17 e 32 m s^{-1}) e furacões (superior a 33 m s^{-1}). Esta nomenclatura é normalmente utilizada para classificar os ciclones tropicais no Atlântida Norte, em outras regiões do globo são adotadas diferentes nomenclaturas para estes mesmos sistemas. Próximo à Austrália e ao Oceano Índico, as tempestades tropicais são geralmente referidas como "ciclones tropicais" e os furacões como "ciclones tropicais severos". No Noroeste do Pacífico, os furacões são conhecidos como "tufões", onde os tufões com velocidades de vento sustentadas máximas superiores a 241 m s^{-1} são chamados "super tufões".

O maior problema quando se lida com a intensidade global dos ciclones tropicais é que diferentes centros de medição utilizam diferentes intervalos de tempo para estimar a média do vento máximo sustentado (NEUMANN, 2017). Nos Estados Unidos, centros como National Hurricane Center (NHC), Central Pacific Hurricane Center (CPHC) e Joint Typhoon Warning Center (JTWC) utilizam o intervalo de média de 1 minuto. No entanto, o padrão estabelecido pela OMM para esta estimativa é a

média de 10 minutos. O vento médio é inversamente proporcional ao tempo médio; e um vento interno, quase costeiro, médio em 10 minutos (600 segundos) é de cerca de 88% do vento em 1 minuto (60 segundos), de modo que $V_{600} = 0.88V_{60}$ ou $V_{60} = 1.136V_{600}$. Assim, um furacão com vento máximo de 65 nós ($33,33 \text{ m s}^{-1}$) no sistema de 1 minuto, apresentaria vento máximo de 57 nós ($29,44 \text{ m s}^{-1}$) no sistema de 10 minutos, e seria designado como uma tempestade tropical ou equivalente, em vez de um furacão ou equivalente (NEUMANN, 2017). Dessa forma, deve-se ter cuidado ao comparar as intensidades do ciclone tropical entre bacias individuais.

Dentro da classificação de furacões, existem várias subclassificações que variam entre bacias oceânicas individuais. Nas bacias do Atlântico Norte e do Nordeste do Pacífico, a Escala de Saffir-Simpson (SCHOTT et al., 2012) é usada para classificar os ciclones tropicais, que excedem as intensidades de tempestades tropicais, em função da velocidade do vento (Tabela 1). Esta classificação tem o objetivo de estimar o potencial risco de danos e inundações esperados durante a passagem desses sistemas.

Tabela 1 - Escala Saffir-Simpson

Escala Saffir-Simpson	Velocidade máxima do vento sustentado
Categoria 1	33–42 m/s
Categoria 2	43–49 m/s
Categoria 3	50–58 m/s
Categoria 4	58–70 m/s
Categoria 5	$\geq 70 \text{ m/s}$

Fonte: Schott et al., 2012

Os furacões com ventos médios superiores a 49 m s^{-1} , o equivalente as categorias 3, 4 ou 5 da escala de Saffir-Simpson, são chamados furacões máximos (Major hurricane).

2.4.5.3.2 Ciclogênese

Gray (1968) destacou seis condições de grande escala necessárias para a formação de ciclones tropicais, onde os três primeiros são considerados parâmetros dinâmicos enquanto os três últimos são considerados parâmetros termodinâmicos:

- Altos valores de vorticidade relativa ciclônica na troposfera inferior, frequentemente associadas à ZCIT, a ondas de leste africanas ou a cavados de monções.

- Uma distância de pelo menos vários graus de latitude do equador, de modo que haja vorticidade planetária (coriolis) suficientemente grande.

- Fraco cisalhamento vertical do vento (normalmente inferior a 10 m s^{-1}), de modo que favoreça o desenvolvimento de um vórtice vertical resistente à infiltração de ar frio e seco do ambiente externo.

- Temperaturas da superfície do mar superiores a $26 \text{ }^\circ\text{C}$, de preferência em uma termoclina relativamente profunda, para fornecer a energia térmica necessária para o desenvolvimento do ciclone tropical.

- Uma camada profunda da troposfera com instabilidade condicional, de modo a promover o desenvolvimento de uma convecção profunda e úmida na proximidade dos distúrbios tropicais.

- Grandes valores de umidade relativa na baixa e média troposfera, de modo a neutralizar o potencial destrutivo das correntes descendentes dentro das células convectivas sobre a circulação na baixa troposfera de um distúrbio tropical.

Cada fator é multiplicativo, o que significa que todos devem estar presentes para que ocorra a formação de ciclones tropicais. Os parâmetros termodinâmicos variam lentamente no tempo. Dessa forma, espera-se que permaneçam acima de qualquer limite de valores necessários para o desenvolvimento de ciclones tropicais ao longo da estação do ciclone (GRAY, 1968 e MCBRIDE, 1981). No entanto, o mesmo não pode ser dito para os parâmetros dinâmicos. Segundo Gray (1968), a atividade do ciclone tropical ocorre apenas durante períodos em que os parâmetros dinâmicos apresentam valores mais favoráveis em relação às médias climatológicas locais.

Estes sistemas formam-se na atmosfera condicionalmente instável, porém, essa estrutura vertical térmica favorece mais à convecção em pequena escala de nuvens cumuliformes, do que às circulações convectivas na escala dos ciclones tropicais. Charney e Eliassen (1964) propõem que tais ciclones desenvolvem-se em certas condições em que a convecção, em menor escala, é intensificada em regiões de convergência horizontal em baixos níveis e desintensificada em regiões de divergência. Dessa forma, os movimentos na escala dos cúmulos, e na escala dos ciclones devem ser considerados como cooperantes e não como concorrentes. Onde

as nuvens fornecem energia de calor latente para o ciclone e o ciclone fornece o combustível, na forma de umidade, para as nuvens. Por isso, distúrbios pré-existentes, convectivamente ativos, como ondas de leste, cavados de monção ou a ZCIT são necessários para a formação dos ciclones tropicais (RIEHL, 1954 e GRAY, 1968).

Segundo Zehr (1992), além de ter convecção profunda, três condições necessárias devem estar presentes para que ocorra a ciclogênese. 1) Baixo cisalhamento vertical do vento perto do centro de circulação. 2) Vorticidade em baixo nível, associada ao distúrbio pré-existente, suficientemente alta. 3) A convergência de baixo nível deve ser suficiente não só para manter o distúrbio, mas também para proporcionar uma forçante adicional necessária para intensificar a convecção pré-existente. Caso alguma dessas três condições não ocorra, não haverá ciclogênese. O sistema resultante pode persistir como um distúrbio tropical que não se desenvolverá em um ciclone tropical.

Os distúrbios pré-existentes caracterizam-se por ampla circulação ciclônica em baixo e médio nível, aparecendo frequentemente como ondas do leste ao longo da ZCIT (ZEHR, 1992). Eles são definidos como padrões de nuvens organizadas com diâmetro de 100 a 600 km, que possuem uma duração de pelo menos um dia (GRAY, 1968). O desenvolvimento de bandas de nuvens curvas, muitas vezes uma assinatura de rotação intensiva, encontra-se associado com os distúrbios. São assimétricos, com núcleo frio, e podem apresentar fraca velocidade do vento (CHARNEY e ELIASSEN, 1964). Existem muitas semelhanças entre os distúrbios tropicais que se desenvolvem em ciclones tropicais e os que não se desenvolvem. No entanto, à medida que um ciclone tropical se forma, ocorrem duas mudanças estruturais importantes. Primeiro, um vórtice de mesoescala fraco é iniciado dentro do distúrbio. Logo após, a pressão mínima ao nível do mar, associada ao vórtice, começa a diminuir a uma taxa maior em relação à pressão associada dos distúrbios que não se tornam ciclones tropicais (GRAY, 1968).

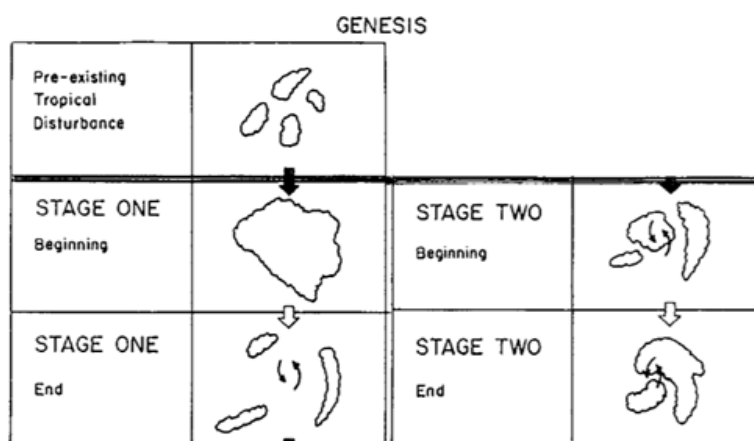
Segundo Gray (1968), Aproximadamente 87% dos ciclones tropicais se formaram a partir de distúrbios que se originaram entre 20°N e 20°S. Onde todos os distúrbios que foram detectados em latitudes superiores a 22,5° estão localizados no Noroeste do Atlântico, ou no Noroeste do Pacífico. Com exceção do Atlântico Norte (excluindo o Caribe Ocidental), os pontos de coordenadas iniciais dos distúrbios tropicais dos quais os ciclones tropicais se originaram, e os pontos em que estes

atingem intensidade de furacão estão a uma distância média de 10° de latitude. Os distúrbios gerados dentro ou fora da costa oeste africana geralmente percorrem longas distâncias sobre o Atlântico antes de se desenvolverem. Esta distância pode variar de 10° a 70° de longitude.

2.4.5.3.2.1 Estágios de formação de um ciclone tropical

Presumindo que um distúrbio pré-existente em escala sinótica de alguma forma exista em um ambiente propício ao desenvolvimento de ciclones tropicais, Zehr (1992) propôs que a formação de ciclones tropicais, ou processo de ciclogênese tropical, pode ser amplamente descrito como um processo em dois estágios (Figura 28).

Figura 28 - Esquemas idealizados dos padrões de nuvens observados no satélite associados à ciclogênese tropical.



Fonte: Zehr, 1992.

No primeiro estágio, a convecção profunda e úmida é desencadeada pela convergência persistente em baixos níveis associada à perturbação pré-existente em um ambiente modestamente instável. Durante um período de várias horas, tal convecção cresce em escala, de modo a formar um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM). O aquecimento da troposfera média por meio da liberação de calor latente, e o resfriamento da baixa troposfera por meio da geração das correntes descendentes, resultantes da evaporação, acompanham o SCM. Este processo resulta em alta vorticidade potencial na troposfera média, que dá origem ao desenvolvimento de um Vórtice Convectivo de Mesoescala (VCM) intermediário na vizinhança do distúrbio pré-existente.

A geração das correntes descendentes estabiliza a camada limite e, conseqüentemente, enfraquece a convergência que gera a convecção profunda. Com o passar do tempo, esses processos resultam na erosão do SCM, embora não antes que ocorra um significativo umedecimento da troposfera média. O resultado final do primeiro estágio é, portanto, um VCM de médios níveis desprovido da maioria, senão de toda atividade convectiva profunda. Nessa etapa, a troposfera média é úmida, porém a camada limite é mais fria e seca do que antes do início do primeiro estágio. No total, esta primeira etapa abrange um período de aproximadamente 12-24 h.

Antes do início do segundo estágio, a camada limite deve ser suficientemente aquecida e/ou umedecida de modo a permitir que o desenvolvimento da convecção profunda ocorra novamente próximo ao VCM. Sobre os oceanos quentes, isso é normalmente realizado pelo fluxo de calor latente da superfície subjacente dentro da camada limite. O redesenvolvimento da convecção sinaliza o início do segundo estágio.

Esta rodada de atividade convectiva profunda difere da anterior de duas formas importantes. Em primeiro lugar, a presença do VCM aumenta a estabilidade inercial (relacionada à vorticidade absoluta), reduzindo assim o raio de deformação de Rossby. Essa redução no raio de deformação de Rossby restringe lateralmente a extensão radial do aquecimento associado à convecção. Segundo Zehr (1992), a principal característica que diferencia a convecção do segundo estágio é que este organiza-se em um padrão curvado sobre um centro de circulação ciclônica, e torna-se mais concentrado em torno desse centro com o tempo (Figura 28).

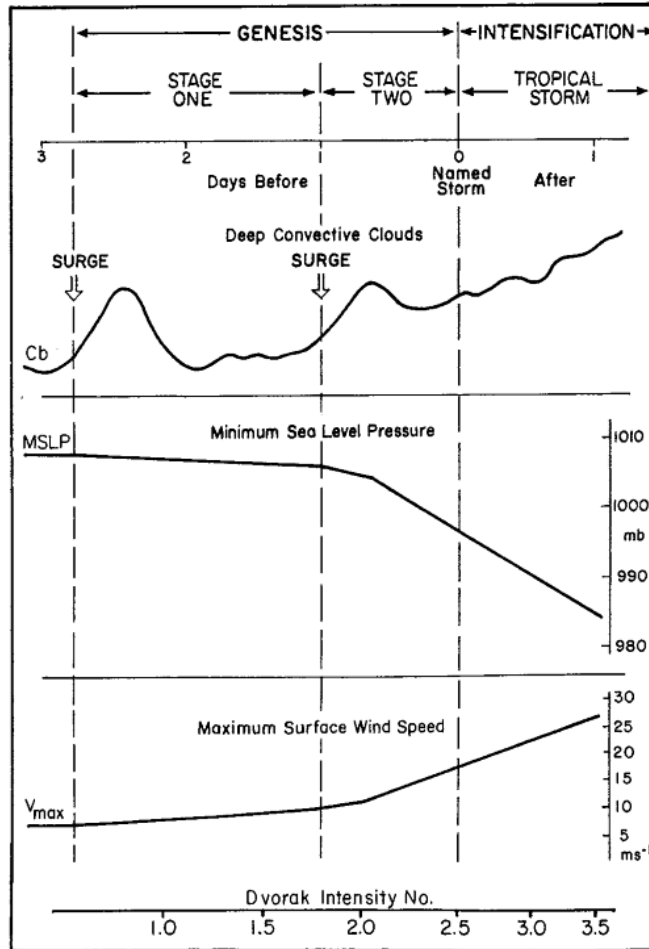
No segundo estágio, a troposfera média é significativamente mais úmida em comparação com o primeiro estágio. Isso diminui a evaporação e, conseqüentemente, a intensidade e o desenvolvimento da corrente descendente. Em um ambiente desse tipo, o gradiente vertical de temperatura é geralmente dito como "neutro úmido". Tais condições foram encontradas em estudos observacionais e modelagens numéricas por serem favoráveis ao desenvolvimento eficiente de uma circulação ciclônica dentro da camada limite, tal qual associada a um ciclone tropical (EVANS, 2017).

Segundo Zehr (1992), se apenas o primeiro estágio da ciclogênese tropical ocorreu e as nuvens convectivas profundas estiverem localizadas perto do centro de circulação, ele pode ser designado como uma depressão tropical. No entanto, não se torna uma tempestade nomeada, a menos que o segundo estágio da ciclogênese tropical ocorra. Um modelo conceitual desse processo está ilustrado na figura 29.

O primeiro estágio é caracterizado por velocidade máxima na superficial (V_{max}) e pressão mínima ao nível do mar (MSLP) não muito diferente do distúrbio pré-estágio 1 (Figura 29). Durante o segundo estágio, o MSLP começa a diminuir mais rapidamente, ao ponto de atingir o valor médio de 997 mb no final do estágio 2. Isso coincide com o aumento da V_{max} para $17,5 \text{ m s}^{-1}$ (35 kt), de acordo com a média da interação pressão-vento para o oeste do Pacífico norte (ATKINSON e HOLLIDAY, 1977). Isso representa uma pressão mínima do nível do mar em torno de 10 mb inferior à média de 1007 mb associada aos distúrbios tropicais não desenvolvidos. Quase toda essa queda de pressão ocorre durante o segundo estágio.

A evolução no tempo das nuvens convectivas profundas (Cb) no modelo conceitual inclui dois máximos convectivos. O primeiro refere-se ao máximo convectivo que ocorre no início do primeiro estágio, que marca o início do processo de gênese. O primeiro estágio também inclui um período inativo em que a atividade de Cb é consideravelmente menor que a associada ao máximo de convecção do primeiro ou do segundo estágio. O segundo está associado ao redesenvolvimento da convecção que caracteriza o início do segundo estágio (ZEHR, 1992).

Figura 29 - Um modelo conceitual das mudanças importantes nas nuvens convectivas profunda associadas (Cb), pressão mínima ao nível do mar (MSLP) e velocidade máxima do vento à superfície (Vmax) durante a ciclogênese tropical e estimativas dos valores numéricos associados. No gráfico, Cb é uma representação idealizada das áreas de IR frias com as variações diurnas removidas. Da mesma forma, as tendências associadas à MSLP e ao Vmax não incluem variações diurnas e de curto prazo.



Fonte: Zehr, 1992.

2.4.5.3.2.2 Desenvolvimento do vórtice do Ciclone Tropical

O desenvolvimento do vórtice do ciclone tropical é fundamentalmente dependente do papel do VCM de médios níveis no processo de desenvolvimento do vórtice na troposfera inferior. Existem duas teorias que tentam resolver esse problema. A primeira enfatiza o desenvolvimento para baixo, ou a penetração de um VCM na camada limite (BISTER e EMANUEL 1997; RITCHIE e HOLLAND, 1997), enquanto a segunda enfatiza o desenvolvimento, e eventual organização, de torres convectivas

profundas e úmidas no ambiente embrionário fornecido pela VCM (MONTGOMERY et al., 2006). O primeiro foi estudado extensivamente a partir de perspectivas de modelagem observacional e numérica, enquanto que o último tem sido amplamente estudado extensivamente por meio de simulações de modelos numéricos.

Conforme observado por Dunkerton et al. (2009), ambos os paradigmas não estão necessariamente em desacordo um com o outro. Ambos enfatizam a presença de um VCM em médios níveis e o papel da atividade convectiva profunda para a construção do vórtice em baixos níveis do ciclone tropical. Eles diferem nas escalas espaço-temporais enfatizadas dentro de cada paradigma. O primeiro paradigma enfatiza os processos que ocorrem na escala meso- α (entre 200km e 1000km) e na larga escala (maior ou igual a 1000km) do VCM de médios níveis. Por outro lado, o segundo paradigma enfatiza os processos na escala de nuvem (entre 1Km e 20Km) e, posteriormente, o crescimento vertical dos vórtices resultantes de tais processos para escalas maiores.

2.4.5.3.2.3 Desenvolvimento do núcleo quente do Ciclone Tropical

A transformação do distúrbio pré-existente, com estrutura térmica de núcleo frio, em um sistema de desenvolvimento vertical profundo, com estrutura térmica de núcleo quente, é um dos principais fatores para a formação dos ciclones tropicais (EVANS, 2017).

Os ciclones tropicais são conduzidos por aquecimento, em particular o aquecimento encontrado da média à alta troposfera e concentrado próximo ao centro do ciclone por forças de rotação suficientemente fortes (EVANS, 2017). A teoria mais aceita para o desenvolvimento do núcleo quente do ciclone tropical, foi proposta por Emanuel (1986). Na presença de um distúrbio tropical pré-existente sobre uma superfície oceânica suficientemente quente, o autor afirma que a liberação de calor latente na troposfera livre é governada pela evaporação da superfície oceânica subjacente, determinada principalmente pela magnitude dos ventos superficiais. O núcleo quente do ciclone quente é construído no alto, pois as correntes ascendentes, dentro da convecção profunda, transportam essa energia de calor latente da camada limite para a troposfera média e alta, onde é acumulada abaixo da tropopausa. A extensão radial deste acúmulo de calor é controlada pela extensão radial do distúrbio pré-existente e pelo VCM de médios níveis que acompanha a convecção profunda

(isto é, pelo raio de deformação de Rossby). Essa teoria assume que o ambiente do núcleo interno do vórtice do ciclone tropical em desenvolvimento deve estar quase saturado (isto é, próximo da neutralidade úmida), de modo a inibir o resfriamento da camada limite pelas correntes descendentes.

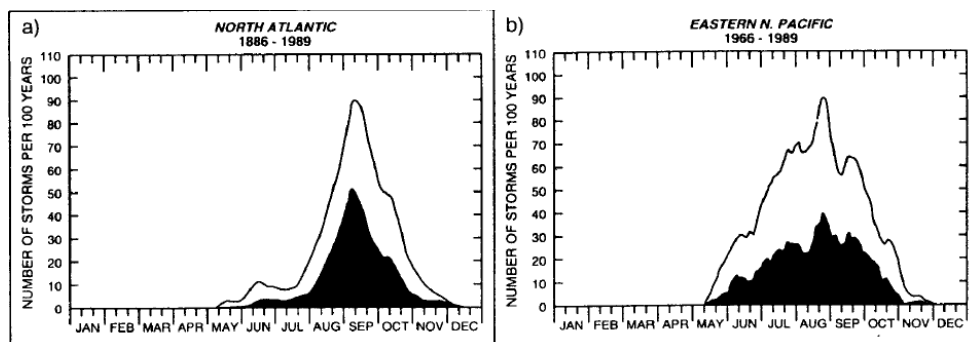
Os fluxos de superfície, tanto de calor sensível quanto de calor latente, são fundamentais para o desenvolvimento do núcleo quente do ciclone. Sem eles, não só o núcleo quente não poderia se desenvolver e a camada limite nunca conseguiria se recuperar o suficiente para permitir o desenvolvimento convectivo no período da pré-gênese. Esses fluxos à superfície dependem da velocidade do vento. Nas intensidades sub-furacão (menor que 33 m s^{-1}), a magnitude do fluxo superficial aumenta à medida que aumenta a velocidade do vento. Como resultado dessa dependência, essa teoria pode ser vista como um ciclo de realimentação não-linear. Os ventos fracos associados ao distúrbio tropical pré-existente agem para induzir fracos fluxos de calor latentes (e sensíveis) de superfície. Esses fluxos umedecem lentamente (e aquecem) a camada limite, permitindo que se recupere do resfriamento anterior resultante das correntes descendentes no primeiro estágio da ciclogênese.

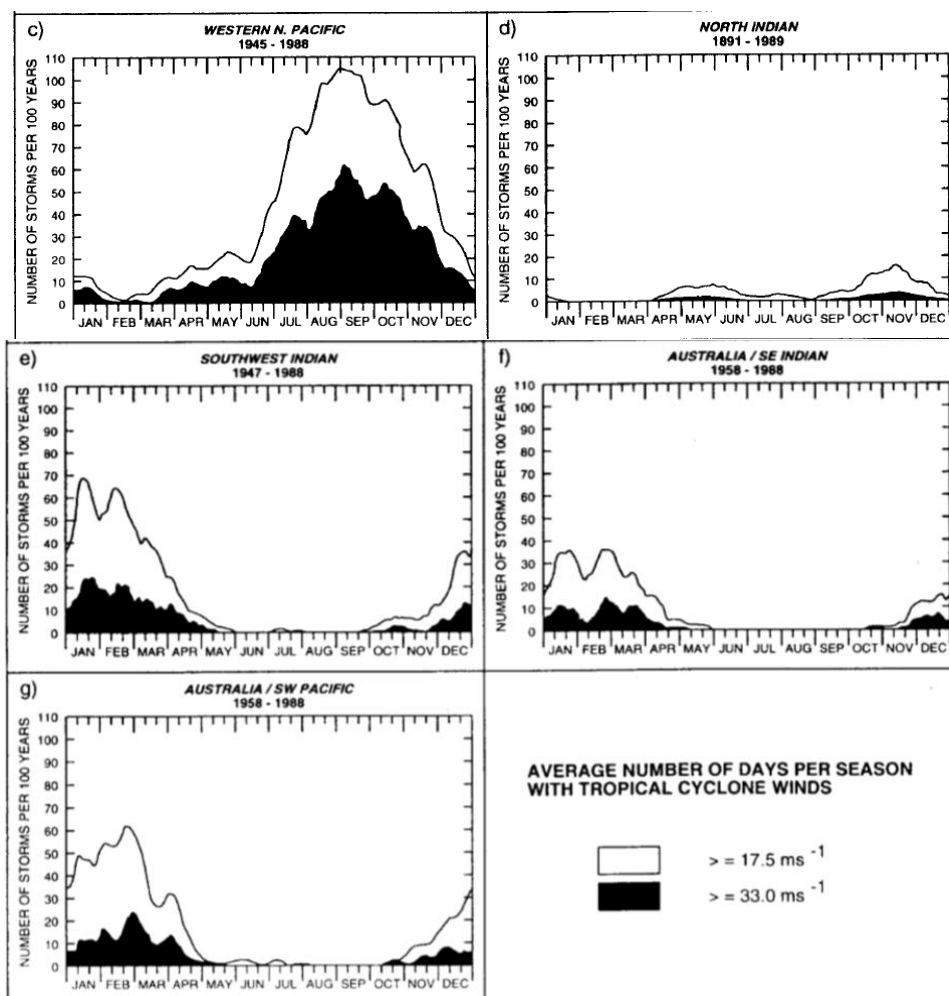
O aquecimento máximo da média à alta troposfera resulta em menor pressão abaixo do nível de pico de aquecimento e aumento da pressão nos níveis acima. Com o tempo, os campos de vento respondem a isso com um aumento na magnitude dos ventos ciclônica de superfície do vórtice. Essa aceleração na velocidade do vento na superfície atua para aumentar a magnitude dos fluxos de calor à superfície. Essa energia é carregada para cima pela convecção profunda, que resulta em um aumento adicional da temperatura acima. Isso gera uma maior resposta no campo de pressão e, posteriormente, nos campos de vento acima e abaixo do nível do pico de aquecimento. O ciclo de realimentação continua, pelo menos, durante o processo de ciclogênese e, eventualmente, durante todo o ciclo de vida do ciclone tropical. O resultado desses processos são: o desenvolvimento de uma substancial anomalia quente restrita ao núcleo interno do ciclone tropical, de médio a altos níveis; e de um forte ciclone próximo da superfície, e de um anticiclone modesto ao nível da tropopausa. Estas são ambas as características dos ciclones de núcleo quente.

2.4.5.3.3 Climatologia dos Ciclones Tropicais

Segundo Gray (1968), aproximadamente 75% de todas as tempestades tropicais desenvolvem-se no HN. Neumann (2017) classificou as áreas de formação dos ciclones tropicais em sete bacias oceânicas (quatro no HN e três no HS) e atualizou a climatologia das tais regiões. Em média, cerca de 87 ciclones tropicais, com intensidade igual ou superior à de tempestades tropicais, formam-se anualmente em todo o mundo. Aproximadamente, 49 deles atingem a intensidade de um furacão em algum momento durante sua existência. Em média, o Noroeste do Pacífico é a mais ativa das bacias oceânicas do mundo, que abriga aproximadamente 27 ciclones tropicais e 17 tufões por ano. O Nordeste do Pacífico é, em média, a segunda bacia mais ativa, que abriga aproximadamente 16 ciclones tropicais e 9 furacões por ano. Aproximadamente 10 ciclones tropicais ocorrem anualmente em cada uma das bacias do Atlântico Norte, do sudoeste da Índia e do Pacífico Sudoeste. Uma maior parte destes ciclones tropicais atinge a intensidade de furacão no Atlântico Norte em comparação com o Sudoeste da Índia e o Sudoeste do Pacífico.

Figura 30 - Frequência sazonal de ciclones tropicais para o (a) Atlântico Norte, (b) Nordeste do Pacífico, (c) Noroeste do Pacífico, (d) Norte da Índia, (e) Sudoeste da Índia, (f) Austrália e Sudeste da Índia, e (g) Austrália e Sudoeste do Pacífico. Os limites superiores e inferiores representam a frequência para os ciclones com ventos máximos maiores ou iguais a 17.5 m s^{-1} , e os inferiores para 30 m s^{-1} .





Fonte: Neumann, 1993.

Os ciclones tropicais são fenômenos sazonais. A maioria das bacias apresenta o pico de atividade de ciclone tropical durante o final do verão e os primeiros meses do outono, de julho a setembro no HN, e de janeiro a março no HS (MCBRIDE, 1995). No início da temporada tropical, a formação dos ciclones tropicais ocorre em latitudes mais baixas, logo após, espalha-se em direção ao norte, e apenas retorna a latitudes mais baixas no final da temporada. A atividade do ciclone tropical é possível durante todo o ano, se houver condições que promovam o desenvolvimento do ciclone tropical; no entanto, isso é normalmente observado apenas na bacia do Noroeste do Pacífico (Figura 30).

Segundo McBride (1995), a distribuição sazonal das bacias de ciclones tropicais é regida por dois fatores principais. O primeiro é a associação entre a formação dos ciclones tropicais e as temperaturas da superfície do mar (TSM), com os maiores valores de TSM ocorrendo no final do verão. As regiões de água quente também se estendem mais longe do equador, no HN, em associação com as correntes

do Golfo e de Kuroshio. No entanto, a TSM é apenas um fator, que favorece a formação desses sistemas. Nas bacias do Sudeste do Pacífico e do Atlântico Sul, apesar das TSM favorecerem a atividade dos ciclones tropicais, o forte cisalhamento vertical do vento e a excasses de distúrbios na baixa troposfera inibem essa atividade. A atividade dos ciclones são raras, embora não sem precedentes, nestas bacias. Como exemplo, no mês de março de 2004, ocorreu o furacão Catarina, categoria 1, que atingiu a costa sul do Brasil (MCTAGGART COWAN et al. 2006). Este que é considerado, até então, como o primeiro furacão documentado na bacia do Atlântico Sul.

O segundo fator está relacionado às variações sazonais na localização do cavado de monção. Conforme discutido no capítulo 2.4.1, a ZCIT pode ocorrer resultante da convergência dos ventos de oeste, da monção, e os alísios de leste. Nesta configuração, a média sazonal do cisalhamento vertical é perto do zero, favorecendo a formação dos ciclones tropicais (GRAY, 1968). No Atlântico Norte, o fluxo médio sazonal apresenta um cisalhamento vertical de oeste, portanto esta é a única bacia onde a formação ciclones tropicais não estão associados diretamente ao cavado de monção. Porém, esse cisalhamento normalmente inverte sua direção antes do desenvolvimento dos ciclones tropicais (EVANS, 2017).

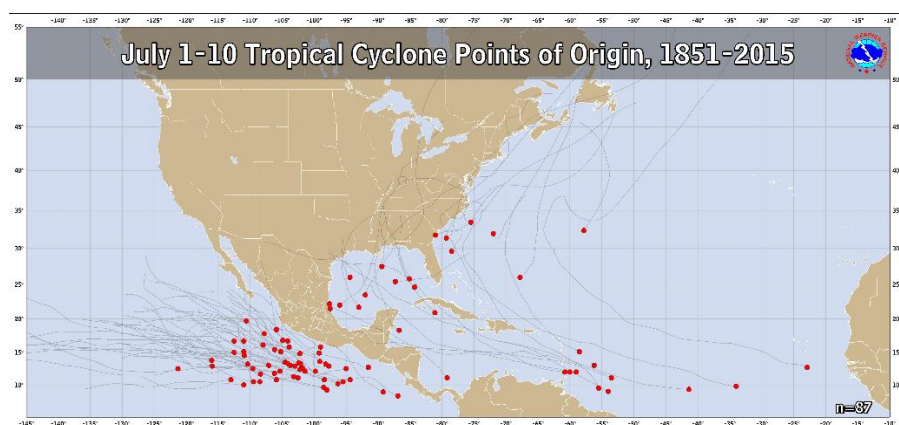
Devido à vortidade planetária ser nula no equador, os ciclones tropicais normalmente se formam entre as latitudes 5-20°. Esses sistemas se movem na direção e a uma taxa de velocidade aproximada dos ventos médios dentro de uma camada vertical que pode variar conforme a intensidade do ciclone (EVANS, 2017). De forma mais simplificada, os ciclones tropicais são normalmente orientados pelo fluxo associado aos anticiclones subtropicais e os cavados de latitude média. Como resultado, na maioria das bacias oceânicas do mundo, os ciclones tropicais se movem para oeste, e levemente em direção aos polos, a uma velocidade de aproximadamente 5 a 7,5 m/s. Posteriormente, à medida que alcançam a periferia do anticiclone subtropical, os ciclones tropicais adquirem um componente de movimento, em direção aos polos, significativo. Logo após, eles aceleram e se curvam para leste em latitudes médias. As exceções ocorrem com os ciclones tropicais que atingem o continente ou na bacia do Nordeste do Pacífico, onde ciclones tropicais se dissipam sobre as águas mais frias do oceano subtrópico do Nordeste do Pacífico (EVANS, 2017).

2.3.5.3.4 Ciclones tropicais na bacia do Atlântico Norte

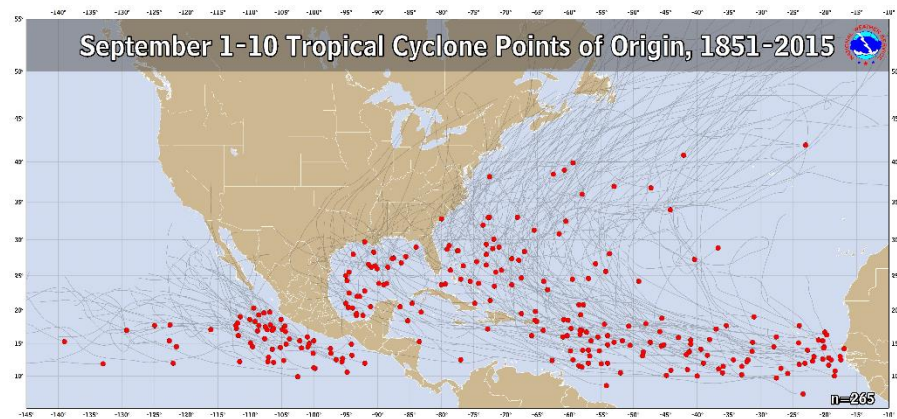
A temporada de ciclones tropicais no Atlântico dura de junho a novembro, atingindo o pico no início de setembro, como mostra a figura 30a. Os picos relativamente menores ocorrem em meados de outubro e, em menor grau, no final de junho. O desenvolvimento de ciclones tropicais geralmente é limitado às latitudes tropicais no início e no final da temporada, enquanto que, durante o meio da temporada, expandem-se para o norte e para o leste, uma vez que as temperaturas da superfície do mar são quentes e a magnitude do cisalhamento vertical diminui (MCBRIDE, 1995).

A figura 31 mostra os pontos de gênese dos ciclones tropicais, entre 1851 e 2015 no oceano Atlântico Norte (NOAA, 2018). Os ciclones tropicais começam a se formar a leste da longitude 50°W e a sul da latitude 20°N a partir da última quinzena de junho e início de julho (Figura 31a) até a última quinzena de outubro (Figura 31c). No entanto, é a partir da primeira quinzena de setembro que esses sistemas aparecem com maior frequência nesta região (Figura 31b).

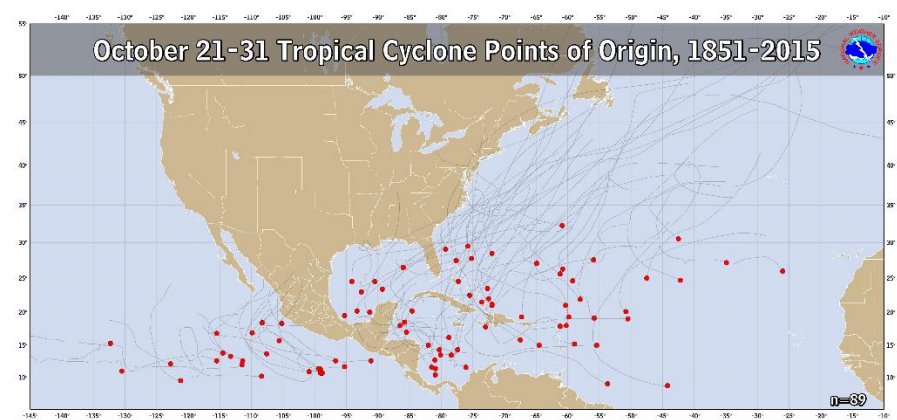
Figura 31 - Os pontos da gênese dos ciclones tropicais, no período de 1851-2015 para o Norte do Atlântico e 1949-2015 para o Nordeste do Pacífico, durante a temporada de furacões. Essas figuras representam apenas as tempestades registradas pelo banco de dados HURDAT de 1 a 10 de julho (a), 1 a 10 de setembro (b), e de 21 a 31 de outubro (c).



(a)



(b)



(c)

Fonte: NOAA, 2018

Devido à grande faixa latitudinal nas quais os ciclones tropicais se formam nesta bacia (bem como no Noroeste do Pacífico), existem múltiplos tipos de distúrbios que geram o desenvolvimento dos ciclones tropicais. Embora anteriormente se pensasse que o Atlântico Norte era a única das bacias oceânicas a não ter um cavado de monção, estudos mais recentes evidenciaram a presença de um cavado de monção ao longo da costa oeste da África, associada às monções do oeste africana, e, ocasionalmente, próximo da América Central (EVANS, 2017). McBride e Zehr (1981) mostraram que, em muitos casos, antes da formação de ciclones tropicais, um padrão de cisalhamento semelhante ao de um cavado de monção ocorre temporariamente nesta bacia. Dito isso, apesar desses cavados de monção atuarem como regiões de vorticidade ciclônica e camadas profundas de umidade, o desenvolvimento de ciclones tropicais no Atlântico Norte tropical é mais frequentemente resultado das ondas de leste africanas. A maioria das ondas de leste geradas no oeste da África dissipa-se. No entanto, um pequeno número delas é capaz

de manter a sua identidade e depois se intensificar na região ao leste das Antilhas ou nas Bahamas, regiões climatologicamente favoráveis termicamente (GRAY, 1968). Conforme o estudo climatológico de Landsea (1993), entre 1967 e 1991, aproximadamente 60% das tempestades tropicais, 60% dos furacões de menor intensidade, e 80% dos furacões de maior intensidade no Atlântico Norte evoluíram a partir destas ondas. Tais ondas se formam ao sul (lado equatorial) do Jato de Leste Africano e ao limite sul da Camada de ar do Saharan (MCBRIDE, 1995). Uma pequena fração de ciclones tropicais surge de distúrbios ondulatórios, que não são de leste, na ZCIT ou, em raras ocasiões, do cavado da monção do oeste África. Ainda assim, outros distúrbios têm origens, diretas ou indiretas, com sistemas baroclinicos (GRAY, 1968).

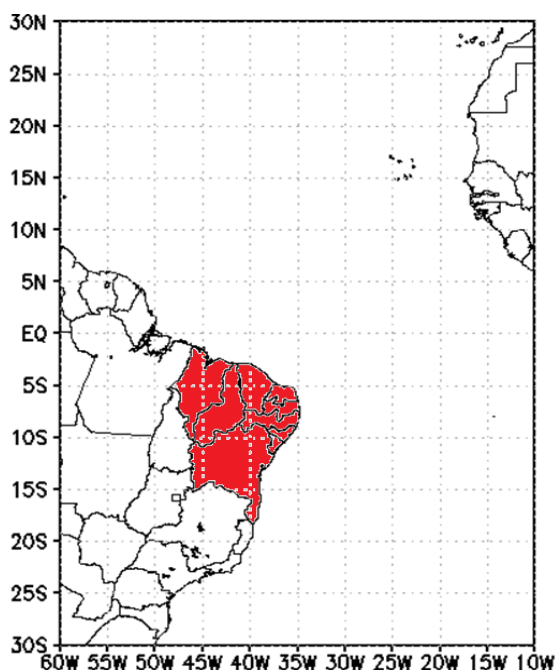
A grande variedade de distúrbios incipientes para a formação de ciclones tropicais no Atlântico Norte foi capturada pelas análises climáticas de McTaggart-Cowan et al. (2008) e (2013). Baseado na evolução das forçantes de ascensão em larga escala, e na menor espessura da troposfera antes da formação de ciclones tropicais, McTaggart-Cowan et al. (2013) definiram cinco tipos de eventos de formação de ciclones tropicais na bacia do Atlântico Norte. Onde o não-baroclínico, representa 70% de todos os eventos de formação. São os ciclones tropicais "tradicionais", que se formam mais frequentemente nos trópicos profundos proveniente das Ondas de Leste Africanas. O Baroclinia em baixo nível, representa 9%, e ocorre preferencialmente em latitudes baixas, perto da costa oeste da África e no oeste do Caribe, ambos locais onde existe um considerável gradiente de temperatura em baixos níveis. Perto da África, estes estão associados com o jato de leste africano e com a Camada de ar do Saharan, e no oeste do Caribe, estão associados ao contraste de temperatura entre o mar e a terra. Os demais tipos de eventos de formação de ciclones tropicais são: cavados induzidos (5%), transição tropical fraca (11%), e transição tropical forte (5%). Em relação à variabilidade na intensidade dos ciclones tropicais que se formam ao longo de cada uma dessas vias, as formações por cavados induzidos, transição tropical fraca e transição tropical forte tendem a ter um número maior de ciclones tropicais fracos em comparação com os outros tipos de formação. Enquanto a maioria dos ciclones tropicais mais intensos são de origem não baroclínica ou baroclínica em baixos níveis.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Área de estudo

A área de estudo (Figura 32) está localizada entre as latitudes 30°N e 30°S e as longitudes 10°W e 60°W. Esta área compreende toda a região do NEB, parte do oceano Atlântico Sul, e da Bacia de furacões do Atlântico Norte. O período escolhido para este estudo corresponde aos anos de 2013 a 2015, período este escolhido devido a disponibilidade de estudos e dados acerca dos fenômenos adversos no NEB, especificamente em Alagoas, elaborados no Laboratório de Meteorologia Sinótica e Física da Universidade Federal de Alagoas.

Figura 32 - Área de estudo com a localização da região nordeste em vermelho.



Fonte: Autor, 2018.

3.2 Seleção dos ciclones tropicais para o estudo

As informações referentes aos ciclones tropicais foram obtidas no National Hurricane Center (NHC) da National Oceanic and atmospheric administration (NOAA), disponível no portal <http://www.nhc.noaa.gov>. Para esse estudo, foram considerados apenas os ciclones tropicais que se formaram entre os anos de 2013 a 2015, abaixo de 20°N e que, durante sua trajetória, passaram sobre o intervalo de longitude que compreende o NEB (entre 50°W e 35°W).

Os Relatórios dos Ciclones Tropicais do NHC contêm informações abrangentes sobre cada ciclone tropical, incluindo o histórico sinótico, estatísticas meteorológicas, os danos causados por estes fenômenos e suas trajetórias. O NHC produz uma base de dados das trajetórias dos ciclones tropicais que consiste na posição do centro do ciclone (latitude e longitude), intensidade (média da velocidade do vento sustentada por um minuto, à 10m) e a pressão mínima à superfície. Esses parâmetros são apresentados, a cada 6 h, da formação até a dissipação do ciclone tropical.

A fonte primária de dados utilizada pelo NHC para as estimativas da posição e intensidade dos ciclones tropicais são obtidas por meio da técnica de Dvorak (1984) que, para isso, utiliza as imagens dos satélites GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites) e METEOSAT (Meteorological Satellite). Esta técnica utiliza imagens dos satélites nos canais infravermelho realçado e/ou visível, para estimar quantitativamente a intensidade de um sistema tropical (AVILA, 2013). Os padrões de nuvem em imagens de satélite, normalmente, mostram uma indicação de ciclogênese antes que a tempestade atinja a intensidade de uma tempestade tropical. Indicações de desenvolvimento contínuo, e/ou enfraquecimento, também podem ser encontradas nas características da nuvem. Por meio dessas características; o padrão formado pelas nuvens de um ciclone tropical, o desenvolvimento sistemático esperado e uma série de regras; uma análise de intensidade e previsão pode ser feita (NOAA, 2018).

3.3 Identificação dos fenômenos adversos no NEB

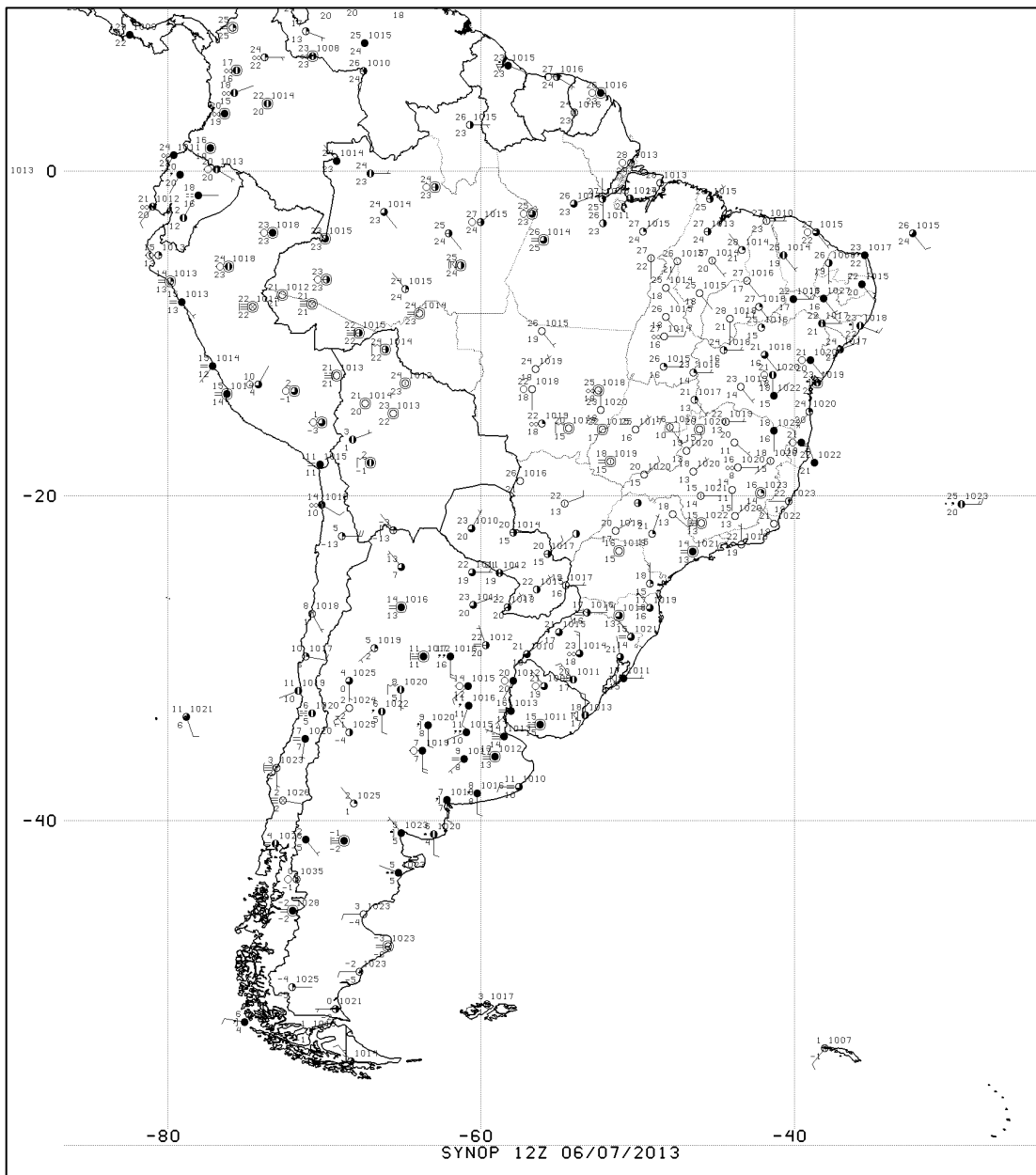
A investigação dos fenômenos adversos no NEB, durante a passagem dos ciclones tropicais, e suas respectivas datas com ocorrência das mesmas, foi realizada por meio do banco de dados METAR (Figura 33a) do Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA). As medições, horarias, são feitas nas várias estações meteorológicas dos aeroportos dos estados nordestinos (Figura 34), disponível no portal <http://www.redemet.aer.mil.br>. Devido a sua extensão em relação aos demais estados, e para facilitar a análise, o estado da Bahia foi dividido em Norte e Sul, como mostra a linha tracejada da figura 34. Por meio do código METAR, os fenômenos adversos são identificados pelas siglas: RA (chuva), DZ (chuveiro), TS (trovoada), FG (nevoeiro), BR (névoa úmida) e HZ (névoa seca). Informações complementares são representadas pelas siglas: VC (vizinhança), PR (parcial), BC (banco), - (intensidade fraca) e + (intensidade forte). Outra ferramenta utilizada foram os mapas

SYNOP (Figura 33b) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que abrangem todo território brasileiro, disponível apenas nos horários sinóticos no portal <http://bancodedados.cptec.inpe.br>.

Figura 33 - Exemplo de dado METAR (a) e mapa SYNOP (b).

METAR SBMO 030500Z 18004KT 5000 -RA BR SCT017 SCT070 18/18 Q1017=

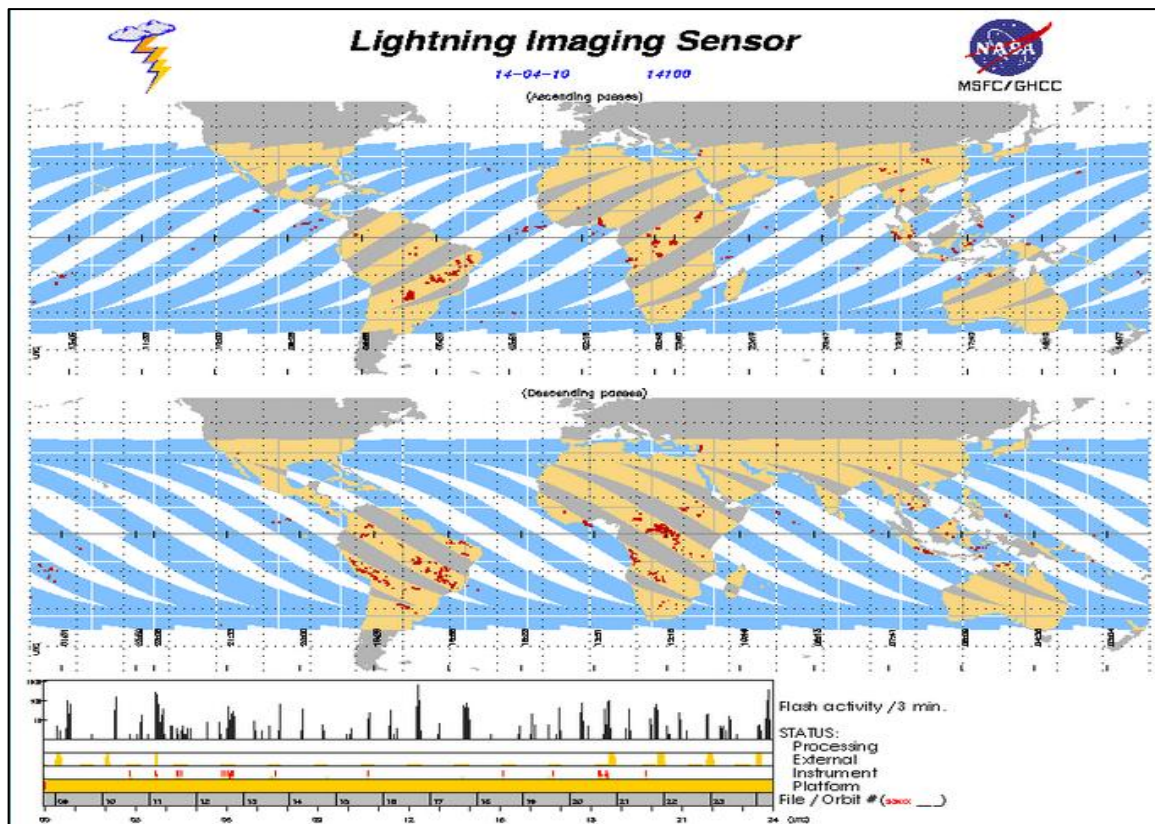
(a)



(b)

Fonte: REDEMET, 2017; CPTEC, 2017.

Figura 35 - Regiões com informação (em azul/amarelo) e sem informação (em branco/cinza), produzida pelo sensor LIS do Satélite TRMM.



Fonte: TRMM, 2018

3.4 Análise Sinótica

A análise sinótica dos ciclones tropicais foi feita por meio das imagens de satélite, e dos mapas sinóticos nos planos verticais e horizontais (em baixos, médios e altos níveis), todos analisados a cada 6h, do instante da sua formação até o término de sua passagem pelo intervalo de longitude do NEB. O intuito dessa análise é investigar os sistemas sinóticos, de ambos os hemisférios, atuantes no NEB, de modo a determinar qual dele influenciou na formação dos fenômenos adversos.

3.4.1 Análise sinótica por meio das imagens de satélite.

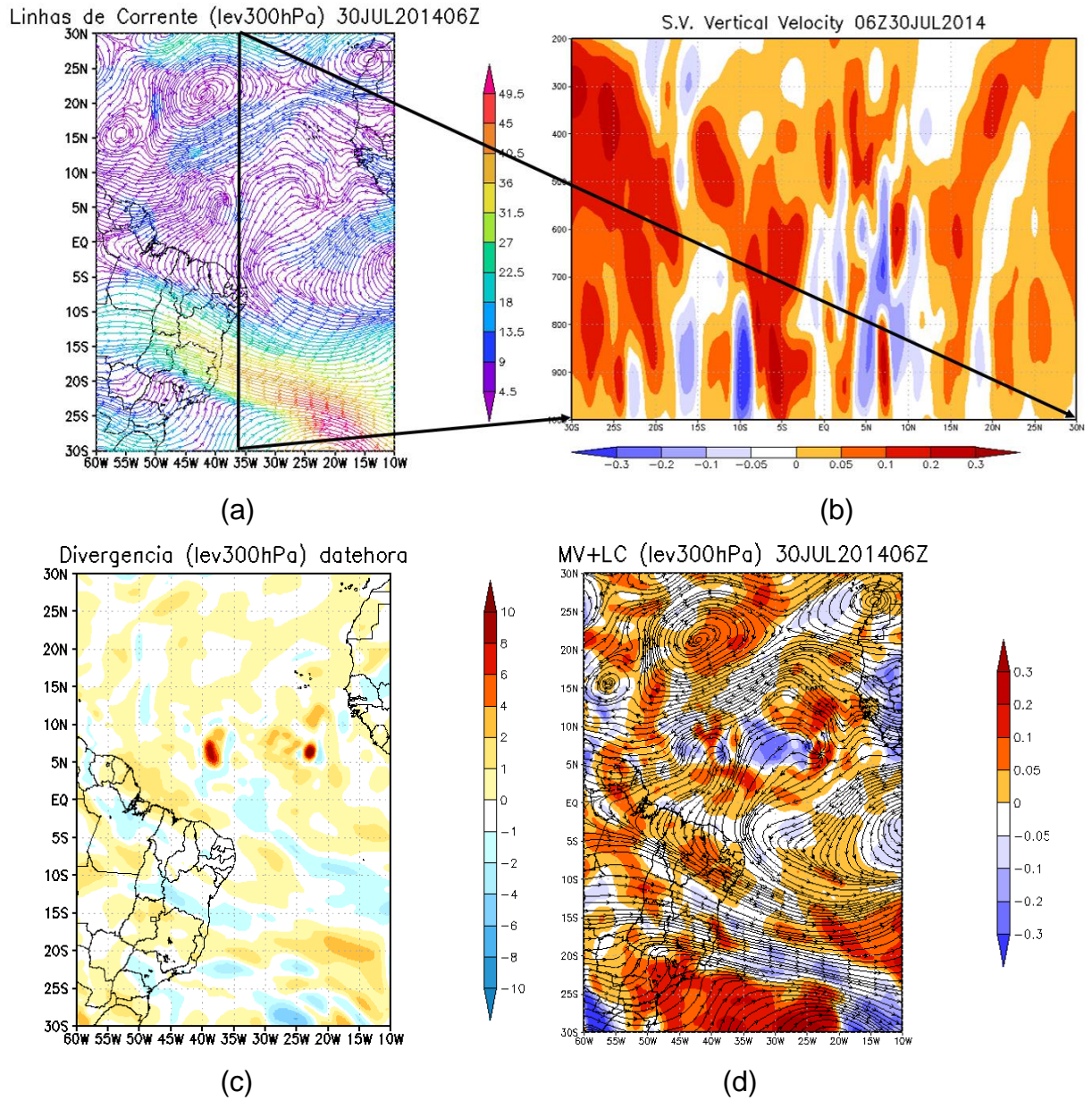
Para visualização da nebulosidade associada aos sistemas sinóticos foram utilizadas as imagens compostas dos satélites GOES 13 e METEOSAT 10 (Figura 36), obtidas no CPTEC, disponíveis em <http://bancodedados.cptec.inpe.br/>. Esse conjunto de imagens foram usadas para estudar o deslocamento e evolução dos

foram utilizadas as seguintes variáveis: componente U e V do vento (m s^{-1}), velocidade vertical do vento (Pa s^{-1}) e divergência (s^{-1}). Esses dados foram obtidos no European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), na resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, disponibilizados nos horários sinóticos, no portal: <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=pl>. Os mapas foram plotados por meio do pacote gráfico GRID ANALYSIS and DISPLAY System (GrADS), nos horários sinóticos.

Foram considerados os baixos, médios e altos níveis da troposfera, na plotagem dos mapas de linhas de correntes e magnitude do vento (Figura 37a). Para isso, foram construídos mapas em 1000hPa (baixos níveis), 500hPa (médios níveis) e 300hPa e 200hPa (altos níveis). Já os mapas de divergência (Figura 37c) foram plotados apenas para altos níveis (300hPa e 200hPa).

A análise dos movimentos verticais foi feita por meio dos mapas de velocidade vertical do vento com o intuito de investigar a estrutura vertical, os ramos ascendentes e descendentes, sobre o ciclone tropical e sobre os estados do NEB. Foram utilizados tanto mapas horizontais (Figura 37d), que abrangem a área de estudo, quanto seções verticais, obtidas a partir de um corte longitudinal que abrangem o centro do ciclone tropical e os estados do NEB, como mostrado nas figuras 37a e 37b.

Figura 37 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento (m s^{-1}) (a), secção vertical da velocidade vertical do vento (Pa s^{-1}) fixado na longitude 36°W (b), divergência (s^{-1}) (c) e velocidade vertical do vento no plano horizontal (Pa s^{-1}) (d).



Fonte: Autor, 2018.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Ciclones Tropicais estudados

Ao todo, 10 ciclones tropicais se enquadraram nos parâmetros apresentados. Entre eles, 6 atingiram o estágio máximo de tempestade tropical e 4 de furacão. Estes sistemas encontraram-se entre os meses de julho e setembro, que corresponde do início ao pico da temporada de ciclones tropicais no Atlântico Norte. A maioria dos ciclones tropicais estudados (6 deles) atingiram o estágio de tempestade tropical ao passar pelo intervalo de longitude do NEB. Os ciclones Eduard e Danny encontraram-se no estágio de furacão, enquanto o Bertha foi o único que passou por este intervalo como uma baixa (onda/distúrbio tropical). O Ida foi o ciclone que mais tempo permaneceu dentro deste intervalo (11 dias), onde este se desenvolveu em um ciclone tropical e se dissipou dentro dele (Tabela 2).

Tabela 2 - Informações sobre os ciclones tropicais que se formaram entre os anos de 2013 a 2015, abaixo de 20°N e passaram sobre o intervalo de longitude do NEB (entre 50°W e 35°W): estágio máximo de desenvolvimento do ciclone, datas de formação e dissipação, intervalo de tempo e estágio de desenvolvimento do ciclone durante sua passagem sobre as longitudes do NEB. Siglas: B (Baixa/Distúrbio/Onda), DET (Depressão Tropical), TT (Tempestade Tropical), F (Furacão) e D (Dissipação).

Nome	Estagio máximo	Formação	Dissipação	Longitude NEB	Estagio NEB
2013					
Chantal	TT	06/07	10/07	07-08/07	TT
Dorian	TT	22/07	03/08	24-27/07	TT
Erin	TT	15/08	20/08	16-20/08	TT-D
2014					
Bertha	F	29/07	06/08	29-31/07	B
Edouard	F	10/09	23/09	10-14/09	B-F
2015					
Danny	F	17/08	24/08	17-22/08	B-F
Erika	TT	24/08	28/08	24-25/08	TT
Fred	F	30/08	06/09	02-05/08	TT-DET-TT-DET
Grace	TT	05/09	09/09	06-09/09	TT-D
Ida	TT	15/09	28/09	17-28/09	B-D

Fonte: NHC, 2017

4.2 Fenômenos adversos no NEB

Durante a passagem dos ciclones tropicais, foram identificados tanto fenômenos ligados à instabilidade atmosférica, quanto ligados à estabilidade atmosférica nos estados do NEB. Os fenômenos de instabilidade encontrados foram: trovoadas e chuva intensa. Já os fenômenos ligados à estabilidade foram: nevoeiro, névoa úmida, névoa seca e chuvisco. Nos apêndices, encontram-se as tabelas com todos os fenômenos adversos registrados pelos dados METAR (Apêndice A) e SYNOP (Apêndice B) durante a passagem de cada ciclone tropical.

Constatou-se que os fenômenos de estabilidade foram observados com maior frequência. Onde, por meio dos dados METAR, foram identificados, ao menos, um caso de névoa úmida; normalmente acompanhado de chuvisco, chuva fraca ou moderada; durante a passagem de todos os ciclones estudados.

Os casos de nevoeiro foram identificados tanto pelos dados SYNOP quanto pelo METAR. Nos mapas SYNOP, 3 casos foram observados no estado de Pernambuco, e 1 caso no estado da Paraíba (Tabela 3).

Tabela 3 - Casos de nevoeiro no NEB pelos dados SYNOP durante a passagem dos ciclones tropicais juntamente com as informações sobre esses sistemas: latitude (°N) e longitude (°W), estágio de desenvolvimento pela National hurricane center (NHC). Siglas: B (Baixa/Distúrbio/Onda), DET (Depressão Tropical), TT (Tempestade Tropical) e F (Furacão).

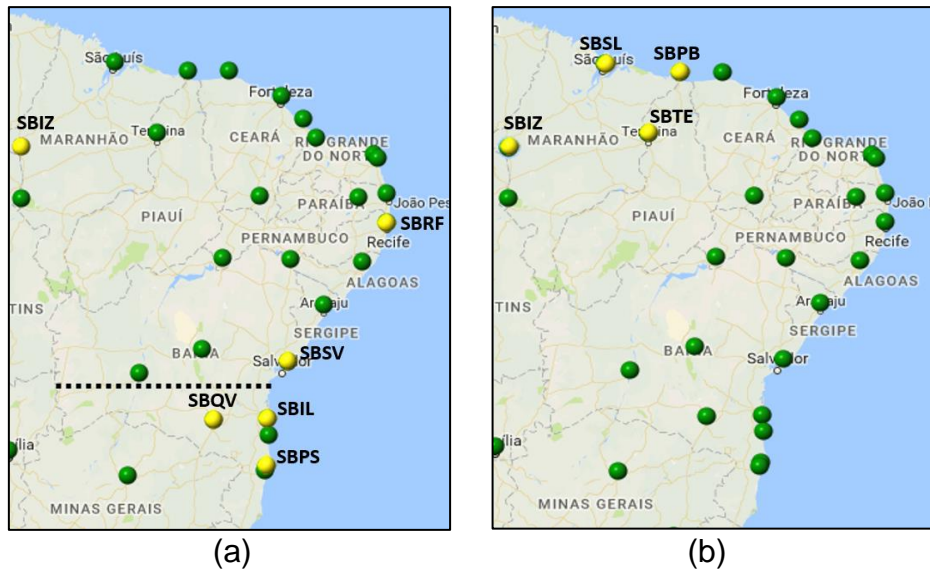
Data	Hora (Z)	NHC			Fenômeno (Estado)
		Estágio	LAT °N	LON °W	
2013					
Dorian					
26/07	06	TT	16.9	40.7	Nevoeiro (PB)
Erin					
18/08	12	B	20.5	38.0	Nevoeiro (PE)
2014					
Bertha					
29/07	12	B	9.5	38.6	Nevoeiro (PE)
2015					
Danny					
17/08	12	B	9.7	31.5	Nevoeiro (PE)

Fonte: NHC, 2014; CPTEC, 2017.

Os casos de nevoeiro identificados pelos dados METAR concentraram-se na costa do NEB, com exceção de um caso que ocorreu no Maranhão, na estação SBIZ (Figura 38a). Estes fenômenos ocorreram, em sua maioria, no sul da Bahia,

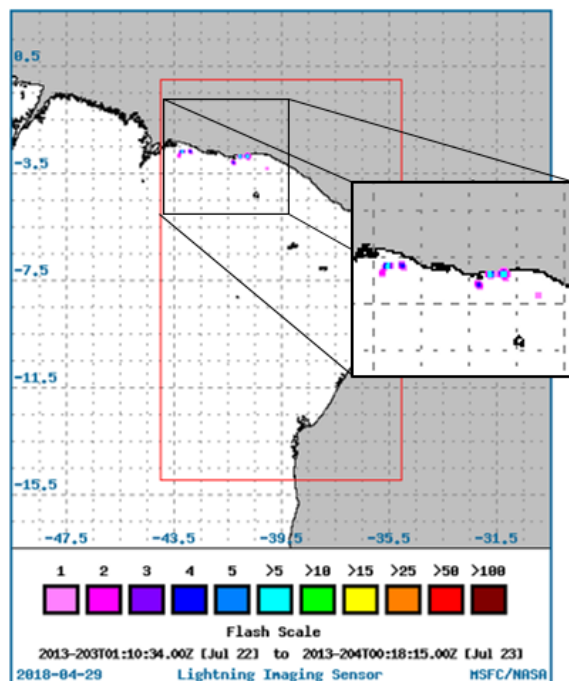
especificamente na estação SBQV, e na Paraíba, na estação SBKG. Este fenômeno também foi observado no norte da Bahia (SBSV) e em Pernambuco (SBRF) (Tabela 4).

Figura 38 - Casos de nevoeiro (a) e trovoadas (b) registrados pelos dados METAR. Em amarelo, as estações onde foram identificados tais fenômenos.



Fonte: Autor, 2018.

Figura 39 - Descargas elétricas que ocorreram, por volta das 16Z do dia 22 de julho de 2013, no norte dos estados de Maranhão, Ceará e Piauí, registradas pelo satélite TRMM.



Fonte: TRMM, 2018.

Tabela 4 - Casos de nevoeiro identificados pelos dados METAR das diferentes estações dos aeroportos do NEB durante a passagem dos ciclones tropicais.

Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
2013	
CHANTAL	
08/07/2013	
Bahia(Sul)	SBQV (FG) 08, 09Z
DORIAN	
22/07/2013	
Bahia(Sul)	SBQV (BCFG) 10, 11Z
25/07/2013	
Paraíba	SBKG (FG) 06, 09Z SBKG (BCFG) 10Z
Maranhão	SBIZ (BCFG) 08Z
26/07/2013	
Paraíba	SBKG (FG) 03-08Z
ERIN	
15/09/2013	
Bahia(Norte)	SBSV (PRFG) 08-10Z.
18/09/2013	
Pernambuco	SBRF (RA FG) 15Z
2014	
BERTHA	
31/07/2014	
Bahia(Sul)	SBQV (FG) 10, 11Z
01/08/2014	
Bahia(Sul)	SBQV (FG) 09Z
2015	
DANNY	
20/08/2015	
Bahia(Sul)	SBQV (FG) 09, 10Z
21/08/2015	
Paraíba	SBKG (FG) 04, 05Z
Bahia(Sul)	SBQV (FG) 10, 11Z
ERIKA	
24/08/2015	
Bahia(Sul)	SBIL (BCFG) 09, 10Z
IDA	
18/09/2015	
Bahia(Sul)	SBPS (BCFG) 09Z

Fonte: DECEA, 2017.

Os casos ligados à instabilidade foram mais raros, de modo que nenhuma trovoadas foi observada nos mapas SYNOP. As trovoadas identificadas por meio dos dados METAR ocorreram em sua totalidade nos estados de Maranhão (SBIZ e SBSL) e Piauí (SBPB e SBTE), na região Meio-Norte do NEB (Figura 38b). As trovoadas ocorreram durante a passagem dos ciclones Chantal e Erin, em 2013, e dos ciclones Fred e Grace, em 2015, pelo intervalo de longitude do NEB (Tabela 5). No caso do

Dorian, as trovoadas ocorrem entre as 18Z do dia 22 e 12Z do dia 23 de julho, quando este se encontrava entre às longitudes 20°W e 22,8°W, e deslocava-se em direção às longitudes do NEB (Tabela 5). Este caso também foi identificado pelas imagens do satélite TRMM, onde múltiplas descargas elétricas ocorreram por volta das 16Z do dia 22 de julho ao norte dos estados de Maranhão, Ceará e Piauí (Figura 39). Este foi o único caso identificado pelo TRMM no estudo. Vale ressaltar que não houve imagens disponíveis para o ano de 2015.

Tabela 5 - Casos de trovoadas identificados pelos dados METAR das diferentes estações dos aeroportos do NEB durante a passagem dos ciclones tropicais.

Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
2013	
CHANTAL	
06/07	
Piauí	SBPB (-TSRA) 17Z
07/07	
Piauí	SBPB (TS) 21, 22Z
DORIAN	
22/07	
Maranhão	SBIZ (TS) 15Z
Piauí	SBPB (TS) 16Z SBTE (TS) 21Z
23/07	
Maranhão	SBIZ (TSRA) 12, 13Z
ERIN	
17/09	
Maranhão	SBIZ (TSRA) 01-02Z
2015	
FRED	
05/09	
Maranhão	SBLS (-TSRA) 18Z
GRACE	
05/09	
Maranhão	SBLS (-TSRA) 18Z
07/09	
Maranhão	SBLS (VCTS) 22, 23Z
08/09	
Maranhão	SBLS (VCTS) 00, 01Z SBLS (-RA BR) 11-15Z

Fonte: DECEA, 2017.

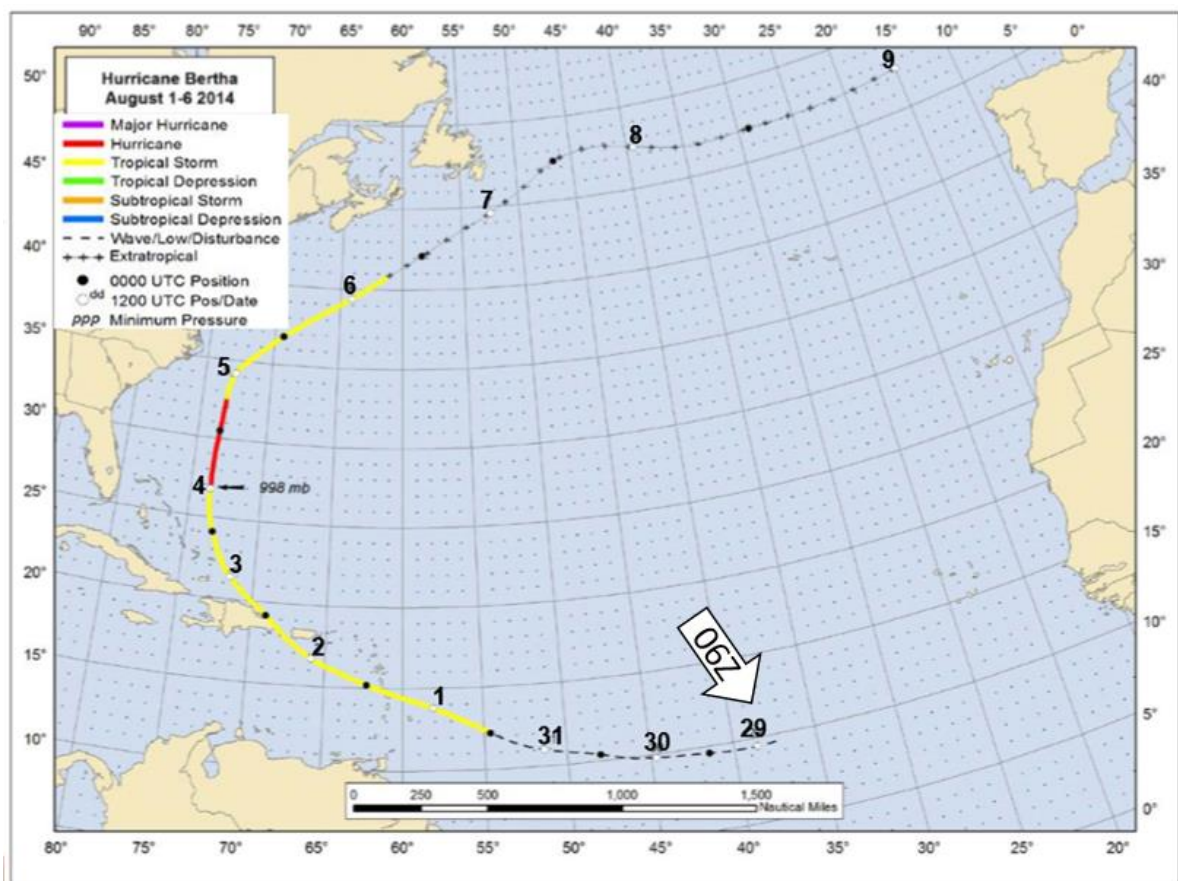
4.3 Análise Sinótica

Para exemplificar como foi feita a análise dos ciclones tropicais será inicialmente apresentada a análise detalhada do Furacão Bertha.

4.3.1 Análise do Furacão Bertha

De acordo com o relatório da NHC (BLAKE, 2015), o furacão Bertha originou-se de um distúrbio tropical da costa oeste da África no dia 24 de julho. Uma explosão mais significativa de convecção ocorreu em 28 de julho, que resultou em uma área de baixa pressão. A baixa finalmente adquiriu convecção profunda persistente suficiente para ser declarada uma tempestade tropical às 00Z do dia 1 de agosto. Na tarde do mesmo dia, o sistema atingiu o primeiro pico de intensidade com cerca de 23 m s^{-1} . Em 4 de agosto, a tempestade intensificou-se rapidamente ao ponto de tornar-se um furacão. Bertha passou pelo intervalo de longitude do NEB entre as 06Z do dia 29 (37,1 ° W) e as 06Z do dia 31 de julho (49,7° W) (Figura 40).

Figura 40 - Trajetória do furacão Bertha com a área de estudo marcada em preto.



Fonte: Adaptado da NHC, 2014.

Por meio dos mapas SYNOP, observou-se um caso de chuva forte no estado de Alagoas as 00Z do dia 29, 6h antes da formação do Bertha. Logo após foram identificados chuva fraca, chuveiro e casos de névoa úmida nos estados de Alagoas,

Paraíba, Bahia e Pernambuco, e um caso de nevoeiro no estado de Pernambuco as 12Z do dia 29 (Figura 41a). As coordenadas, estágios de desenvolvimento do Bertha e os fenômenos associados no NEB pelos mapas SYNOP, encontram-se na Tabela 6.

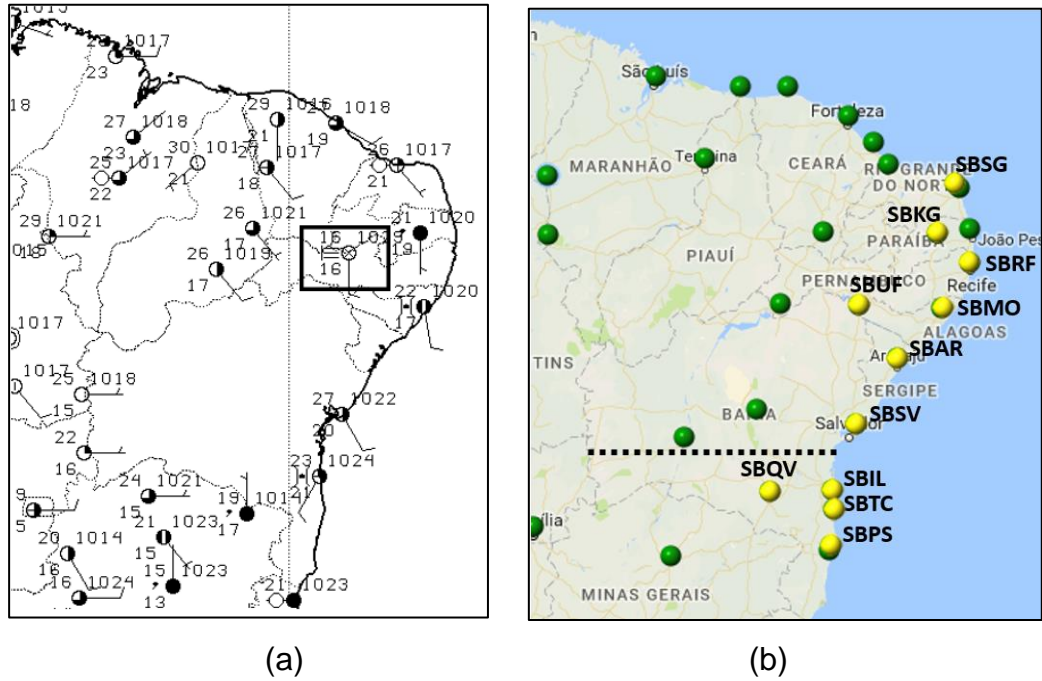
Tabela 6 - Informações sobre o ciclone tropical Bertha: latitude (°N), longitude (°W) e estágio de desenvolvimento pela National hurricane center (NHC), e fenômenos adversos no NEB pelos dados SYNOP.

Data	Hora (Z)	NHC			Fenômeno (Estado)
		Estágio	LAT °N	LON °W	
29/07/2014	00	-	-	-	Chuva forte (AL)
29/07/2014	06	Baixa	9.6	37.1	Chuva moderada (AL) Chuva fraca (PE)
29/07/2014	12	Baixa	9.5	38.6	Chuva fraca (AL) Nevoeiro (PE) Chuvisco (PB)
30/07/2014	00	Baixa	9.6	41.5	Chuva fraca (AL) Chuva fraca (PE)
30/07/2014	06	Baixa	9.7	43.0	Névoa úmida (AL) Chuva fraca (PE)

Fonte: NHC, 2014; CPTEC, 2017.

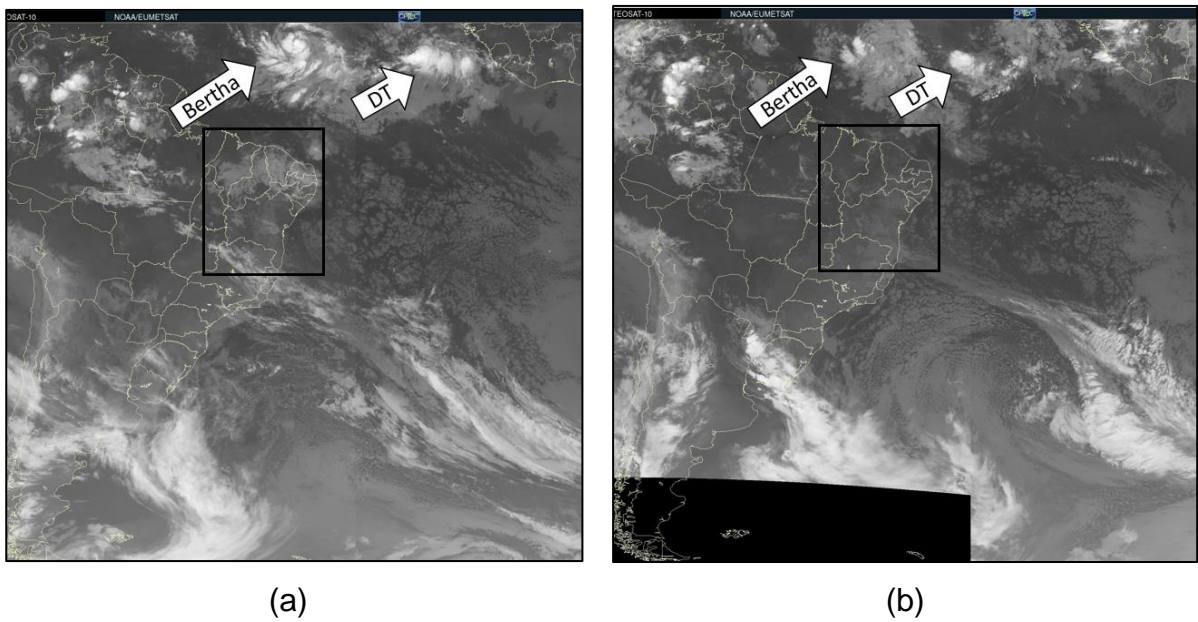
Por meio dos dados METAR foram identificados casos de névoa úmida (Figura 41b), na maioria acompanhada de chuva, nas estações dos aeroportos dos estados de Paraíba (SBKG e SBJP), Rio Grande do Norte (SBSG), Alagoas (SBMO), Pernambuco (SBRF), Sergipe (SBAR), norte da Bahia (SBUF e SBSV) e sul da Bahia (SBPS, SBQV, SBIL e SBTC). Dois casos de nevoeiro foram identificados no sul da Bahia nos dias 31 de julho as 10Z e 01 de agosto as 11Z na estação SBQV. No norte da Bahia foi encontrado um caso de névoa úmida com chuva forte das 20Z às 22Z do dia 31 na estação SBSV (Tabela 7).

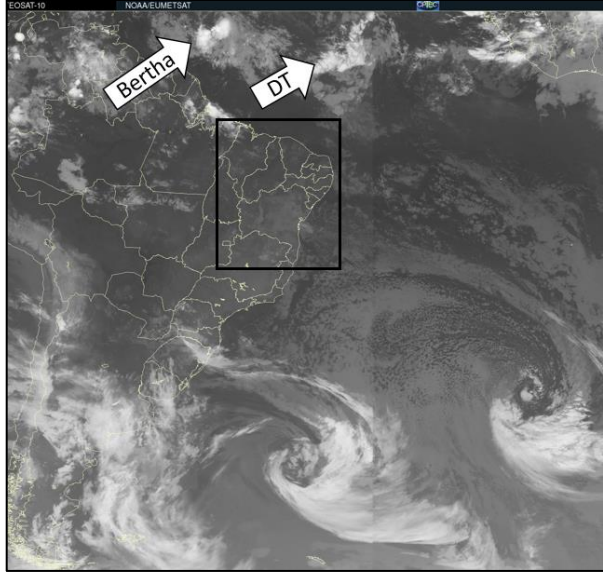
Figura 41 - Caso de nevoeiro observado pelo mapa SYNOP das 12Z do dia 29 de julho de 2014 (b), e mapa com os casos de névoa úmida registrados pelos dados METAR (a). Em amarelo, as estações onde foram identificados os casos.



Fonte: Autor, 2018.

Figura 42 - Imagens dos satélites GOES 13 e METEOSAT 10 para as 06Z dos dias 29 (a), 30 (b) e 31 (c) de julho de 2014. Em destaque o ciclone tropical Bertha passando pelo intervalo de longitude do NEB, o distúrbio tropical (DT) à leste e o NEB marcado em preto.





(c)

Fonte: Adaptado de CPTEC/INPE, 2017.

Tabela 7 - Fenômenos adversos identificados durante a passagem do ciclone tropical Bertha pelos dados METAR das diferentes estações dos aeroportos do NEB.

Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
29/07/2014	
Alagoas	SBMO (RA BR) 05-09Z SBMO (BR) 10Z
Bahia(Norte)	SBUF (BR) 10Z
Paraíba	SBKG (BR) 10, 12Z SBKG (-DZ) 11Z
Bahia(Sul)	SBPS (-RA BR) 10-22Z SBTC (-RA BR) 15Z SBQV (-RADZ BR) 21Z
30/07/2014	
Bahia(Sul)	SBTC (-RA BR) 11-16Z SBIL (-RA BR) 03-08, 16-18Z SBIL (-RADZ) 11-15Z SBPS (-RA BR) 02, 14Z SBQV (-DZ BR) 01-04Z
Sergipe	SBAR (RA BR) 15Z
Bahia(Norte)	SBSV (RA BR) 23Z
31/07/2014	
Bahia(Norte)	SBSV (BR) 03Z SBSV (+RA BR) 20-22Z
Bahia(Sul)	SBQV (-DZ BR) 09Z SBQV (FG) 10, 11Z SBPS (-RA BR) 12Z SBQV (BR) 08, 12, 13Z
Rio Grande do Norte	SBSG (-RA BR) 11,12Z
Pernambuco	SBRF (-RA BR) 10-14Z
Paraíba	SBJP (BR) 19Z SBKG (-RA BR) 20-22Z
01/08/2014	
Rio Grande do Norte	SBSG (-RA BR) 01Z
Bahia(Norte)	SBSV (RA BR) 00-03Z SBUF (-RA BR) 14Z
Bahia(Sul)	SBPS (-RA BR) 02Z SBQV (BR) 08Z SBQV (FG) 09Z

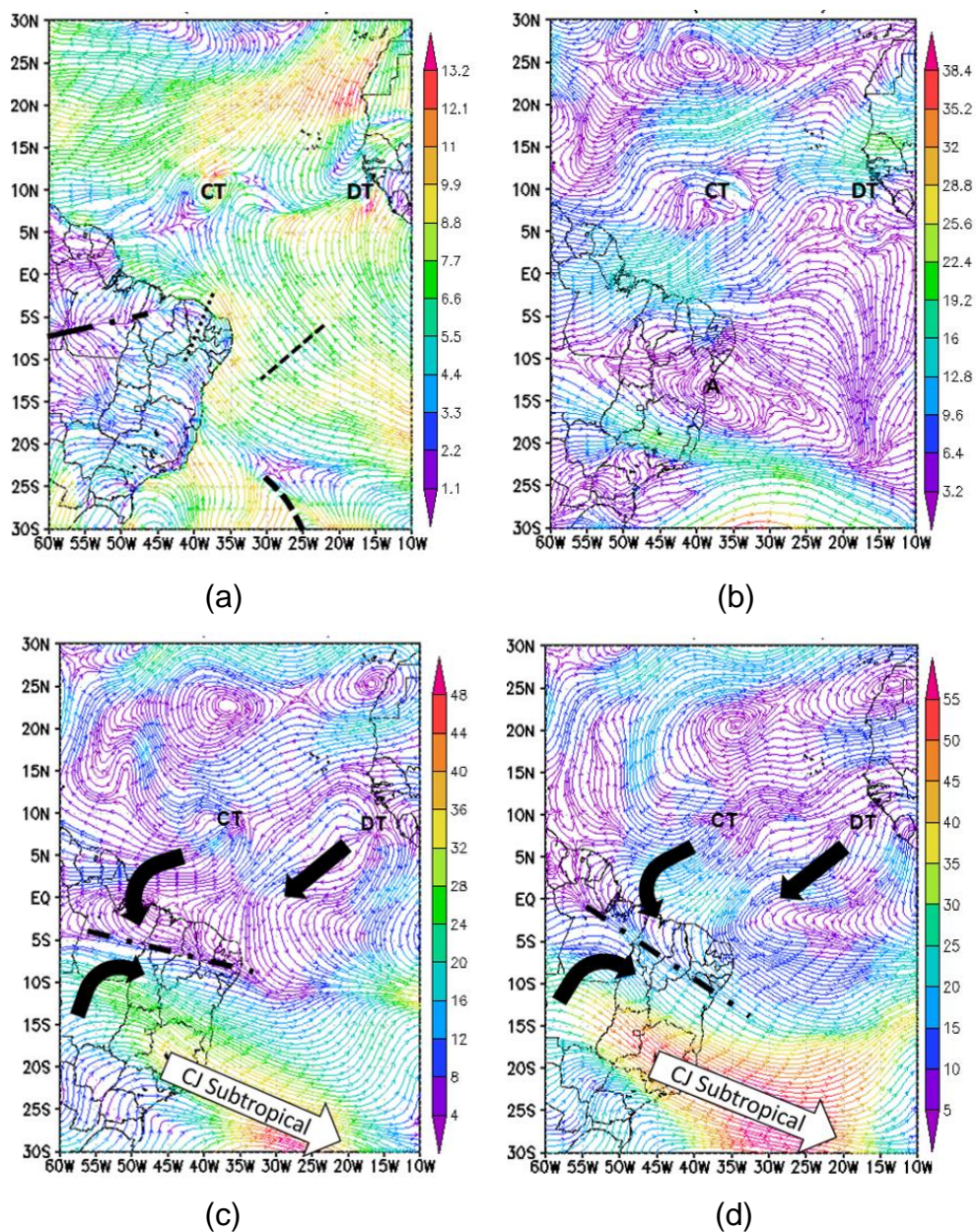
Fonte: DECEA, 2017.

Por meio das imagens de satélite (Figura 42) e dos mapas de linhas de correntes (Figura 43), foi possível identificar, a leste do Bertha, um distúrbio tropical, que não desenvolveu-se a ponto de tornar-se um ciclone tropical. Durante a passagem do ciclone, nas imagens de satélite, observaram-se nuvens estratiformes sobre o NEB.

No nível de 1000hPa, às 06Z do dia 29, foi observado uma modificação na direção dos alísios de sudeste devido à passagem do Bertha, e de um cavado do HS associado a um ciclone extratropical. Isso resultou em alísios com curvatura anticiclônica (crista), sobre o NEB, e com curvatura ciclônica (cavado) a leste, sobre

o litoral do NEB. Os alísios com curvatura anticiclônica, por sua vez, convergiram com os próprios alísios de sudeste sobre o estado do Maranhão e parte do Norte do Brasil, sobre o estado do Pará (Figura 43a). No entanto, não foi observado nebulosidade associada a nuvens convectivas na região onde ocorreu esta convergência, como mostra a figura 42a.

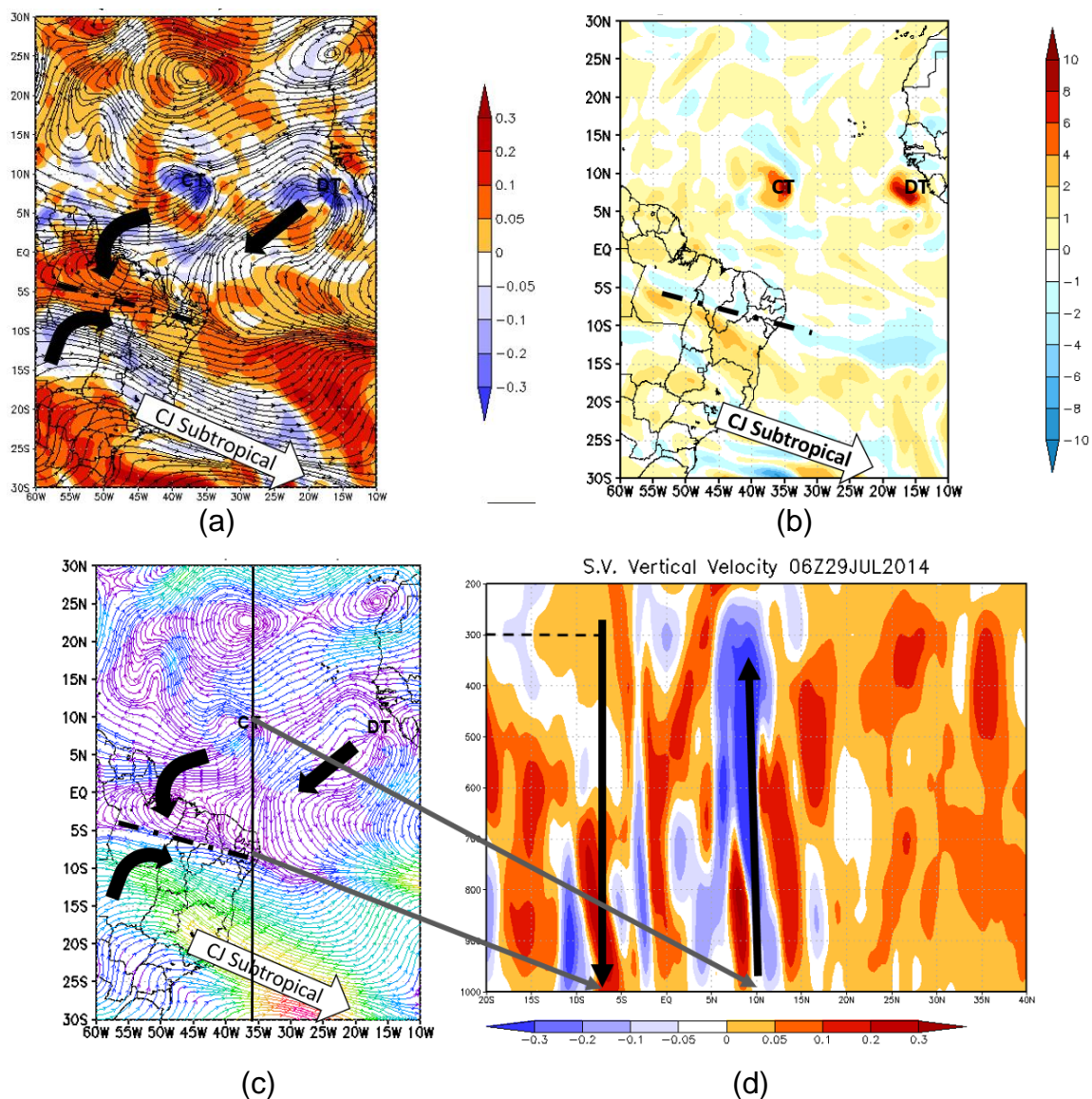
Figura 43 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) para as 06Z do dia 29 de julho de 2014 nos níveis 1000 (a), 500 (b), 300 (c) e 200hPa (d). Linhas: tracejada (Cavado), pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone).



No mesmo horário, em 500hPa, foi observado um anticiclone que se estendeu por todo o NEB, com centro próximo à costa da Bahia (Figura 43b). Já em 300hPa e 200hPa, foi possível observar duas regiões de divergência dos ventos associadas ao Bertha e ao distúrbio tropical (Figura 43c e 43d). Esta divergência resultou em correntes do HN que atravessaram o equador e convergiram com o cavado do HS, sobre o NEB, como é observado no mapa de divergência da Figura 43b. Essa convergência em altos níveis resulta em movimentos descendentes sobre o NEB e parte do norte do Brasil. Em 200hPa, a sul desta região de convergência, é possível identificar a corrente de jato subtropical.

O mapa de velocidade vertical do vento no plano horizontal, em 300hPa (Figura 44a), mostra movimentos ascendentes nas regiões do ciclone Bertha e do distúrbio tropical, e descendentes da região de convergência entre as duas correntes. Movimentos ascendentes também ocorreram no sul da Bahia devido a corrente de jatos subtropical, região essa onde são observadas nuvens cirrus nas imagens de satélite (Figura 42). Na secção vertical (Figura 44d) fixada no centro do ciclone Bertha (longitude 37.1°W) observou-se movimentos descendentes da região entre 5 e 10°S e, a sul desta região, foi identificada uma pequena região de movimentos ascendentes que se encontra próximo ao estado de Alagoas e Sergipe. Durante esse período, ocorreu um evento de névoa úmida com precipitação em Alagoas (Tabela 7). Tais movimentos verticais são os mesmos identificados por Fedorova et al (2008) e (2013) em casos de nevoeiro e nuvens estratos no Estado de Alagoas.

Figura 44 - Mapa sinóticos, para as 06Z do dia 29 de julho de 2014, de: velocidade vertical do vento (Pa s^{-1}) no plano horizontal em 300hPa (a), divergência (s^{-1}) em 300hPa (b), linhas de corrente em 300hPa (c) e secção vertical da velocidade vertical do vento (Pa s^{-1}) fixada na longitude 37.1°W (d). Linhas: tracejada (Cavado), pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone).



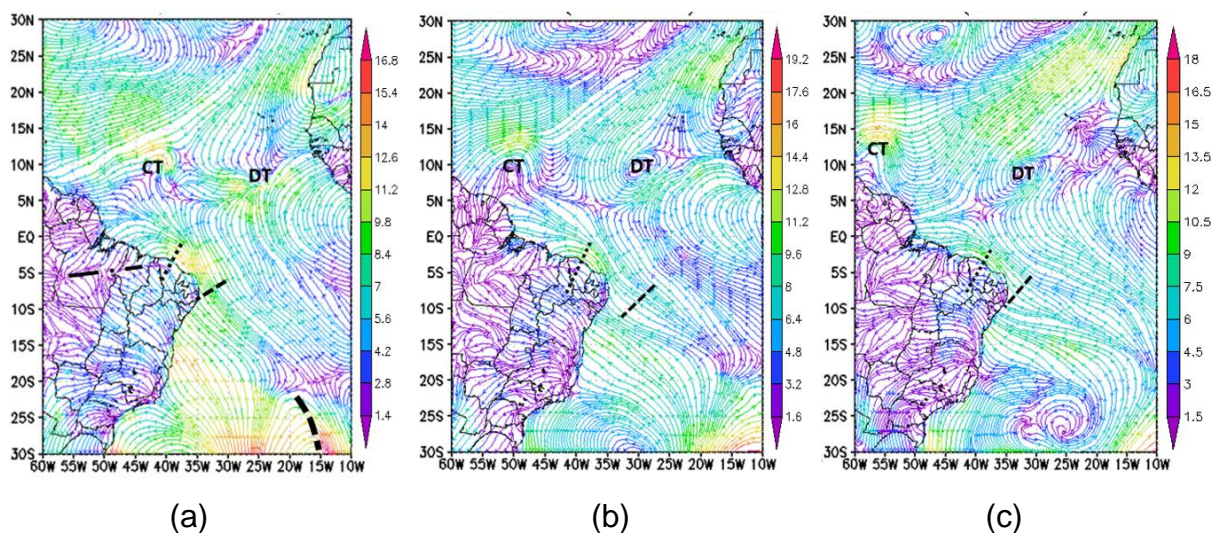
Fonte: Autor, 2018.

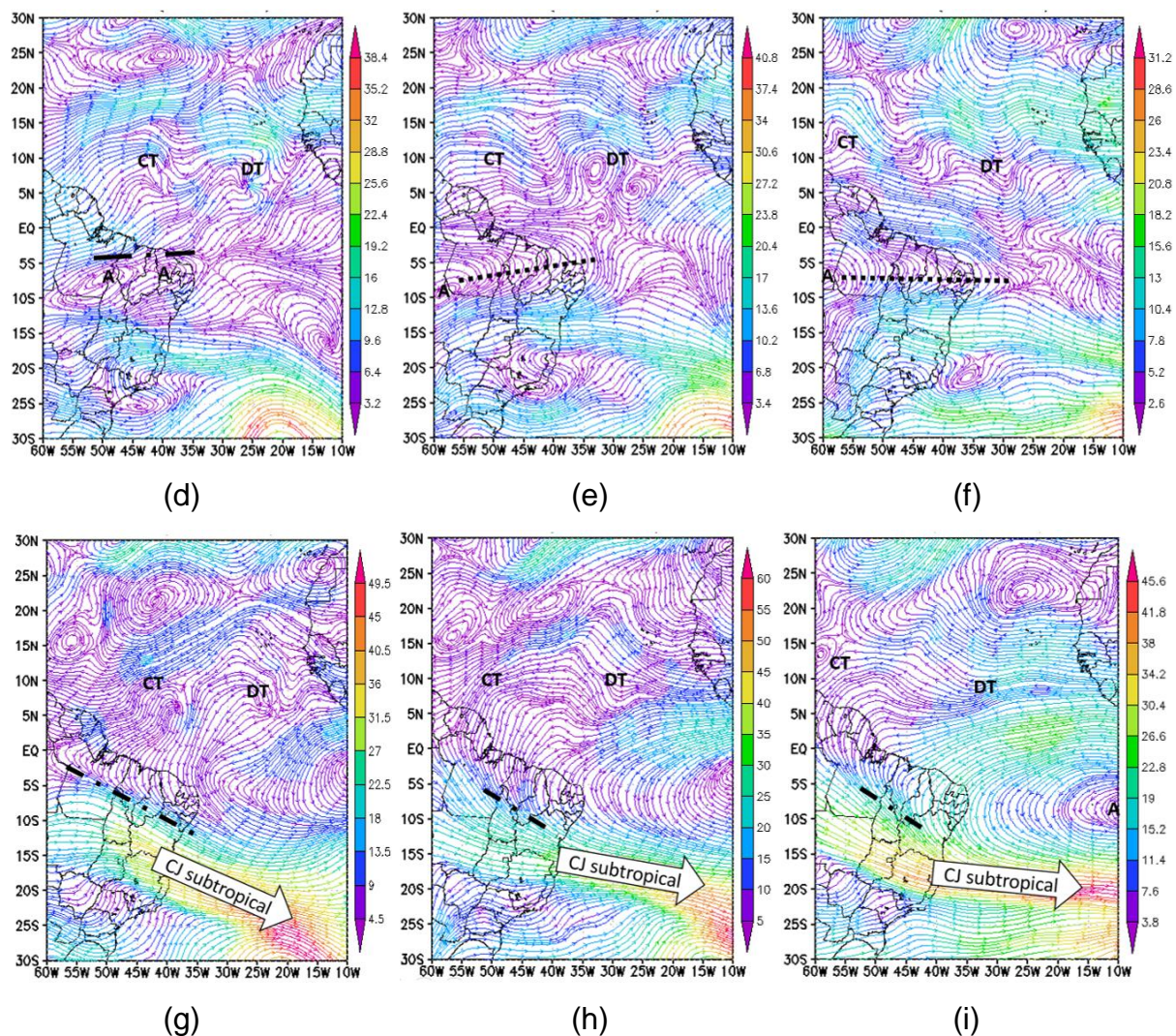
As cristas e cavados em baixos níveis também foram observados nos dias posteriores, às 06Z dos dias 30 e 31 de julho e 1 de agosto (Figura 45a, 45b e 45c). No entanto, nos dias 31 de julho e 1 de agosto, observou-se apenas a influência dos sistemas do HN, o ciclone Bertha e a depressão tropical, atuando sobre o cavado.

Em 500hPa, às 06Z no dia 30, observou-se uma convergência sobre o NEB entre as correntes do HN, provenientes do Bertha e do distúrbio tropical, e dois anticiclones situados sobre o NEB (Figura 45d). A partir do dia 31, apenas uma crista que se estendeu sobre a maior parte do NEB foi observada (Figura 45e e 45f).

O tipo de convergência em altos níveis da Figura 44 também foi observado às 06Z do dia 30, onde já foi possível identificar uma circulação de norte associada a um anticiclone a leste do distúrbio tropical, Alta Subtropical. A partir do dia 31, já foi possível observar uma maior influência da circulação do anticiclone na corrente do HN (Figura 45h). Às 06Z desse dia, o Bertha localizou-se no limite do intervalo de longitude do NEB ($49,7^{\circ}\text{W}$). Às 06Z do dia 01 de agosto (Figura 45i), o Bertha encontrou-se na longitude $56,2^{\circ}\text{W}$, ou seja, fora do intervalo. Nesse momento, a corrente de norte foi composta pela divergência associada ao distúrbio tropical e pela circulação da Alta Subtropical.

Figura 45 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento (m s^{-1}) para o nível de 1000hPa às 06Z dos dias 30 (a), 31 julho (b) e 01 de agosto (c); para o nível de 500hPa às 06Z dos dias 30 (d), 31 julho (e) e 01 de agosto (f); e para o nível de 300hPa as 06Z dos dias 30 (g), 31 julho (h) e 01 de agosto (i). Linhas: tracejada (Cavado), pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), A (Anticiclone) e CJ (Corrente de Jato).

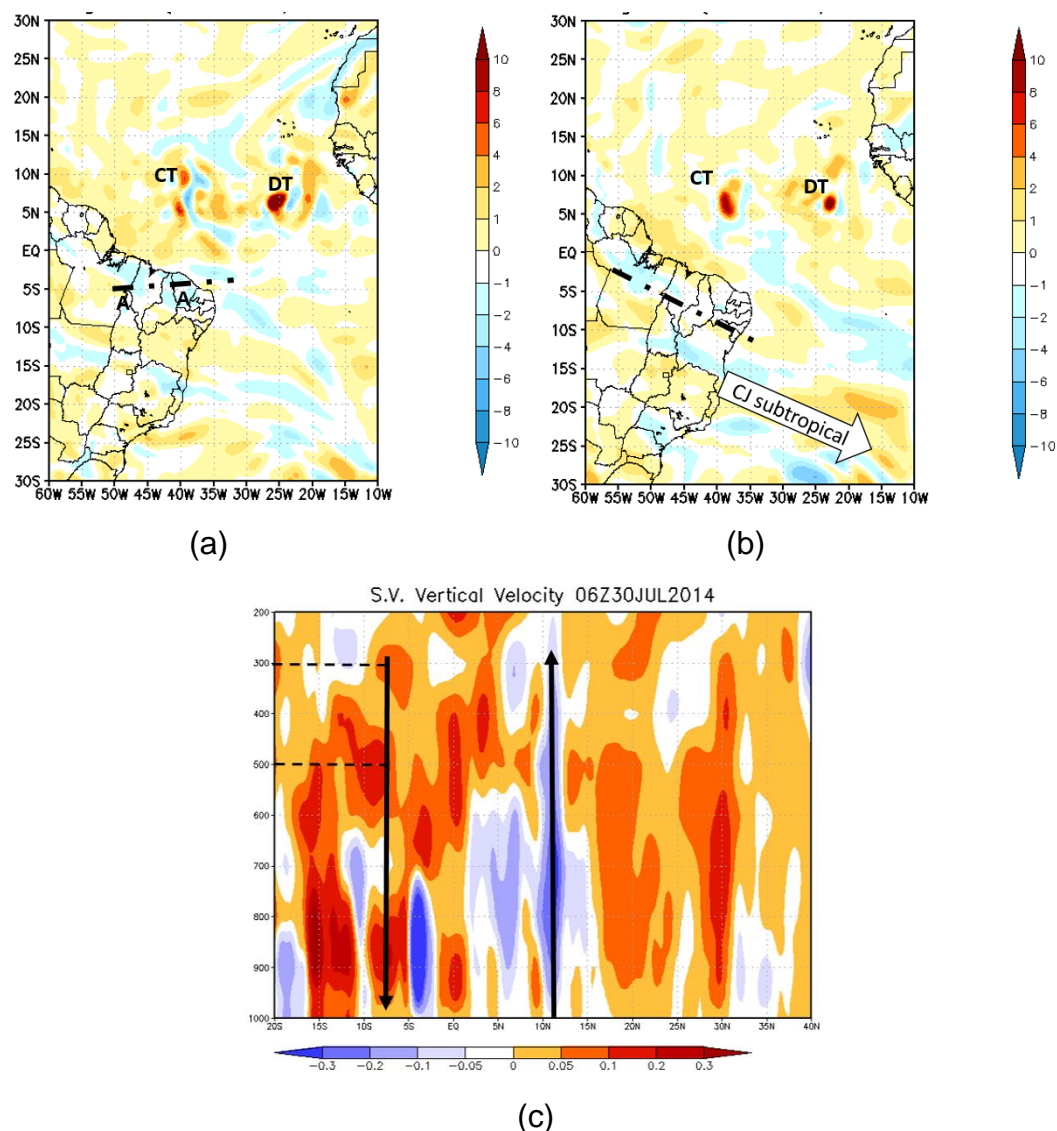




Fonte: Autor, 2018.

Nos mapas de divergência das figuras 46a e 46b foi possível observar as regiões de convergência nos níveis de 300hPa e 500hPa as 06Z do dia 30. No corte vertical, para este mesmo horário, foram identificados movimentos descendentes nas regiões de convergência em 500hPa e 300hPa (Figura 46c).

Figura 46 - Mapas de divergência (s^{-1}) em 500hPa (a) e 300hPa (b), e de velocidade vertical do vento ($Pa s^{-1}$) fixado na longitude $43.0^{\circ}W$ (c), todos para as 06Z do dia 30 de julho de 2014. Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e CJ (Corrente de Jato).



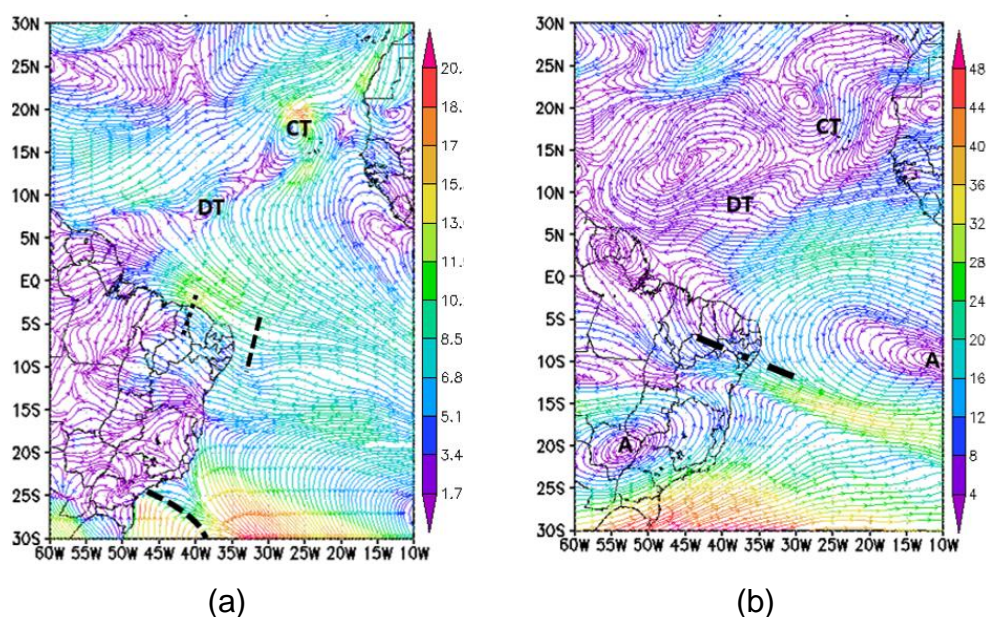
Fonte: Autor, 2018.

4.3.2 Distúrbios tropicais

Muitos distúrbios, que não se desenvolveram em ciclones tropicais, formaram-se nas latitudes próximas aos ciclones tropicais estudados durante a passagem deles pelo Atlântico Norte. A maioria deles formaram-se na costa oeste da África, próximo a Libéria e Serra Leoa. Observou-se que esses sistemas também exerceram influência na formação dos fenômenos adversos no NEB. Portanto, assim como os ciclones, os distúrbios tropicais foram de grande importância para a análise sinótica.

Um exemplo disso encontra-se na análise do ciclone Fred. Este que apresentou pouca influência no tempo do NEB, pois, às 06Z do dia 2 de setembro, quando passou sobre o intervalo de longitude do NEB, já se encontrava em latitudes próximas a 20°N, mais especificamente 19,3°N. No entanto, às 12Z do dia anterior, na sua passagem pelo Atlântico Norte, foi possível identificar a formação de um distúrbio tropical a oeste, na latitude 10°N. Neste caso, durante toda a passagem do ciclone Fred, o distúrbio tropical influenciou a formação do cavado em baixos níveis (Figura 47a) e da corrente do HN em altos níveis (Figura 47b). Este caso exemplifica a influência que ambos os sistemas apresentam na formação das correntes do HN.

Figura 47 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) às 12Z dos dias 01 de setembro nos níveis 1000hPa (a) e 300hPa (b). Linhas: tracejada (Cavado), pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone).



Fonte: Autor, 2018.

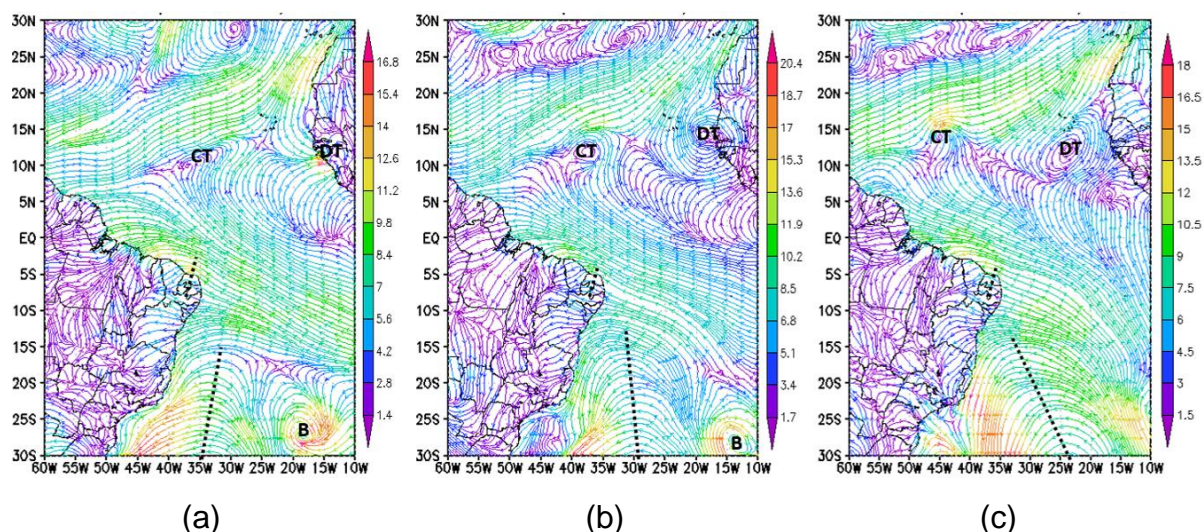
4.3.3 Tipos de circulação observadas

Durante a análise sinótica de todos os ciclones tropicais, foram observados determinados sistemas que influenciavam no tempo do NEB. Por meio da análise detalhada deles foram descobertos tipos de circulação em baixos (1000hPa), médios (500hPa) e altos (300/200hPa) níveis.

4.3.3.1 Tipos de formação do cavado em baixos níveis (1000hPa)

Durante a passagem de todos os ciclones tropicais estudados foram observadas cristas nos alísios sobre o NEB e cavados próximos à costa ou sobre o oceano. O único que não apresentou cavado, apenas a crista, foi o ciclone tropical Grace. Isso se dá, pois, durante toda a passagem do ciclone pelo Atlântico Norte, a Alta subtropical encontrou-se muito próxima da costa brasileira (Figura 48).

Figura 48 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m\ s^{-1}$) para o nível de 1000hPa às 00Z dos dias 07 (a), 08 (b) e 09 de setembro (c). Linhas pontilhadas (Crista). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e B (Baixa Pressão).



Fonte: Autor, 2018.

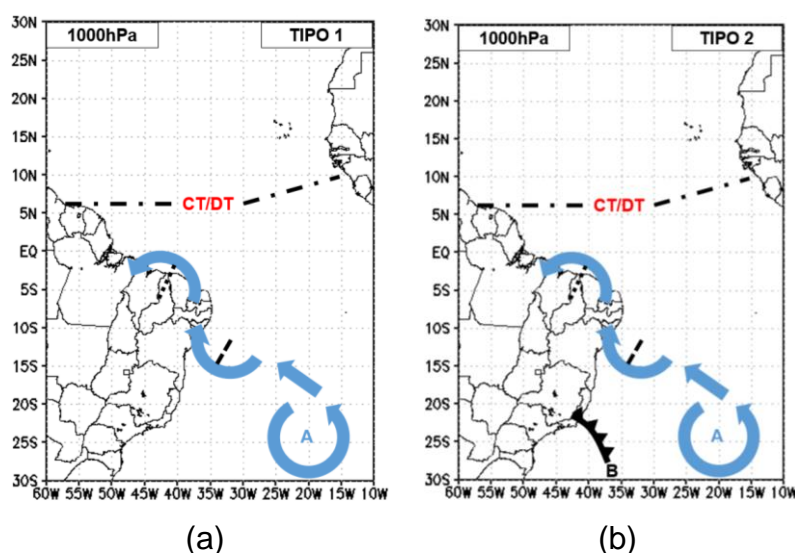
Os sistemas sinóticos que influenciaram na formação dessas cristas e cavados foram os ciclones/distúrbios tropicais, do HN, e as extremidades frontais provenientes dos ciclones extratropicais do HS. Por meio da análise dos mapas de linhas de corrente e magnitude do vento, foi possível identificar dois tipos de formação.

O tipo 1 resulta dos sistemas do HN, o ciclone tropical e/ou o distúrbio tropical (Figura 49a), onde é possível observar um desvio para norte da trajetória dos alísios de sudeste. Este processo criou alísios com curvatura anticiclônica (crista) sobre o NEB; em muitos casos, com eixo apontando na direção de tais sistemas; e com curvatura ciclônica (cavado) à leste, sobre a costa.

No tipo 2, além da presença dos sistemas do HN, observa-se a influência de uma extremidade frontal que se desloca para leste sobre o Atlântico Sul. (Figura 49b).

Os ventos desse sistema ao convergirem com a Alta Subtropical resultam no desvio para sul da trajetória dos alísios e, conseqüentemente, no aumento da amplitude do cavado. A maioria dos casos apresentou cavados resultantes de ambos dos sistemas.

Figura 49 - Tipos de formação dos cavados em baixos níveis (1000hPa). Tipo 1: resultante do ciclone/distúrbio tropical (a). Tipo 2: resultante do ciclone/distúrbio tropical e da extremidade frontal (c). Em azul, o vento associado a Alta Subtropical do Atlântico Sul e, em preto, a zona frontal associada ao ciclone extratropical. Linhas: tracejada (Cavado) e pontilhada (Crista). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), B (Baixa Pressão/Ciclone Extratropical) e A (Anticiclone).

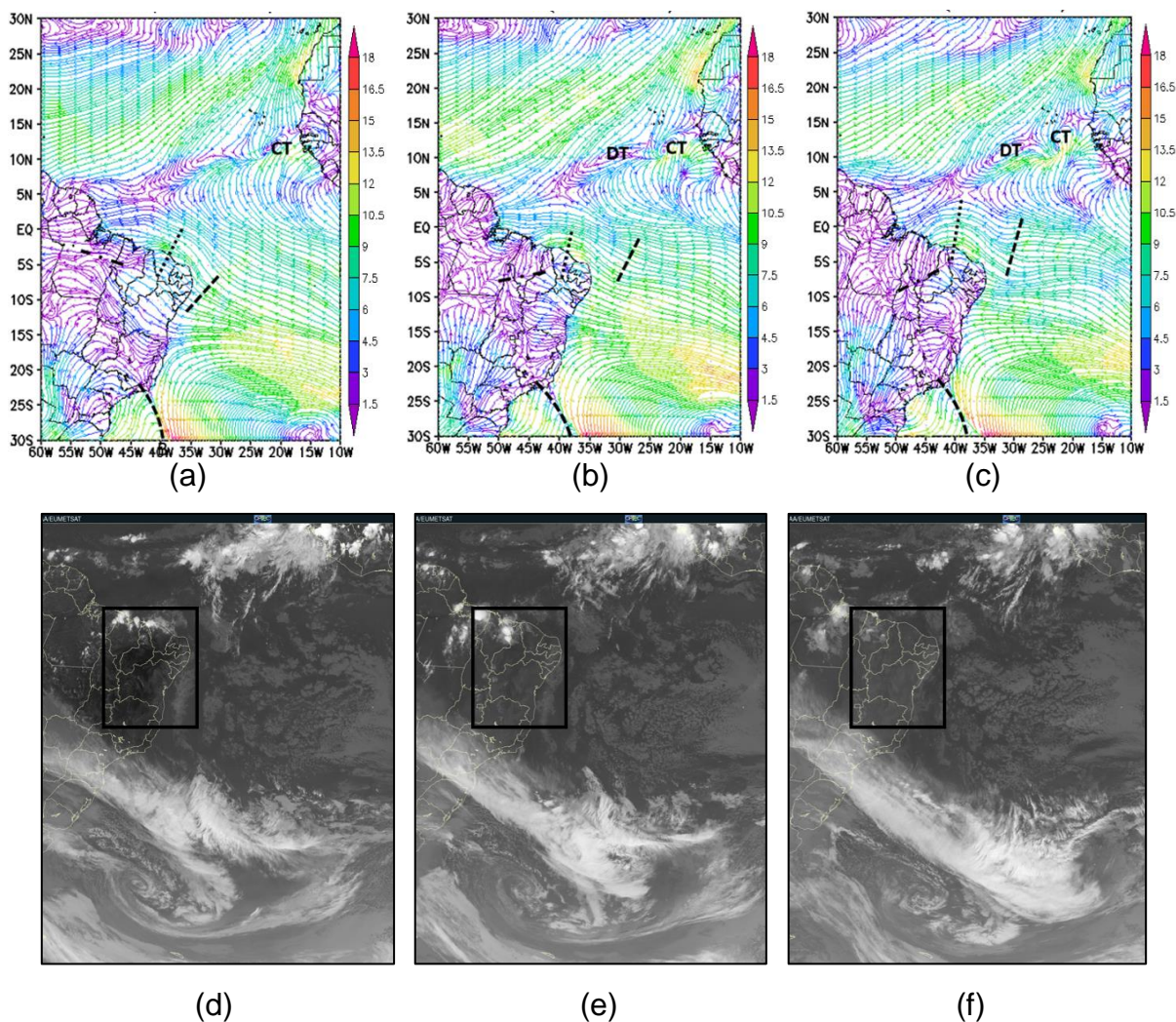


Fonte: Autor, 2018.

Para exemplificar a modificação na direção dos alísios de sudeste foi escolhido o caso do ciclone Dorian, caracterizado como tipo 2. As 18Z do dia 22 de julho de 2013 (Figura 50a), foram identificados um ciclone extratropical, com centro próximo à costa sul do Brasil, e a tempestade tropical Dorian, na costa africana, ainda como uma baixa, segundo as informações do NHC. Nesse momento, os ventos do ciclone extratropical convergiram com os da Alta Subtropical. Este processo ocasionou o desvio para sul dos alísios de sudeste que, por sua vez, formou um cavado na costa do NEB e uma crista à leste, sobre o NEB. Após as 00Z do dia seguinte (Figura 50b), já foi possível observar uma maior atuação do Doria e de um distúrbio tropical a oeste dele. Ambos os sistemas, ao passarem pela região de convergência dos alísios, modificaram a direção dos alísios, de modo que fossem desviados para norte, aumentando a amplitude do cavado e da crista (Figura 50c). Dessa forma, a

amplificação destes sistemas resultou em convergência entre os alísios de sudeste (Figura 50b e 50c). Diferente do caso apresentado no capítulo 4.3.1 (Figura 42), neste foi observado nebulosidade associada a nuvens convectivas na região de convergência (Figuras 50d, 50e e 50f), de modo que, nestes dias, trovoadas foram identificadas nos estados de Maranhã e Piauí (Tabela 3).

Figura 50 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$), no nível de 1000hPa, para os dias: 22 de julho de 2013 às 18Z (a); e para o dia 23 às 00Z (b), 06Z (c). E imagens do Satélite GOES 13 e METEOSATE 10, no canal infravermelho, para os dias: 22 de julho de 2013 às 18Z (d); e para o dia 23 às 00Z (e), 06Z (f). Em destaque o NEB marcado em preto. Linhas: tracejada (Cavado) e pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical) e DT (Distúrbio Tropical).



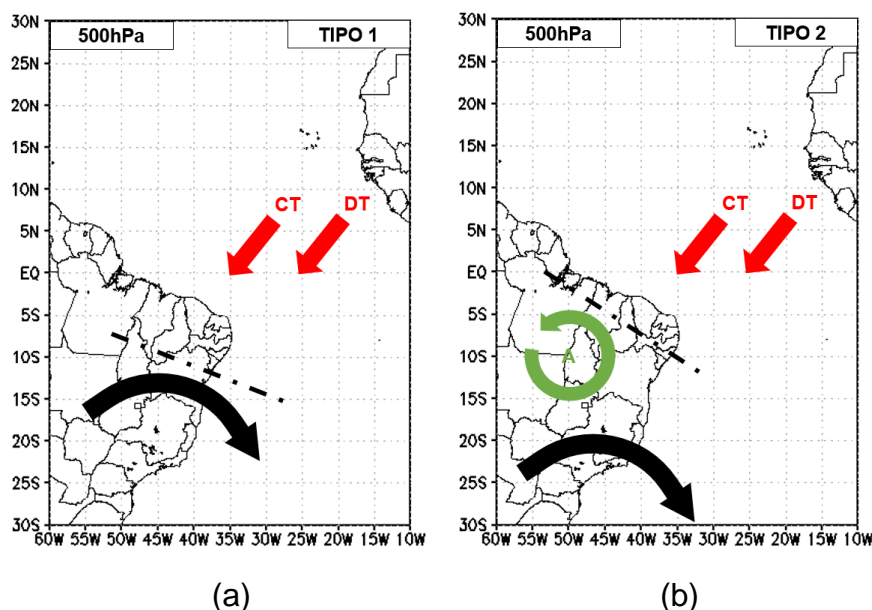
Fonte: Autor, 2018.

Esta convergência entre os alísios de sudeste foi observada, durante a passagem da maioria dos ciclones tropicais, sobre a sub-região da Zona da Mata (estados de Maranhão e parte do Piauí) e o Norte do Brasil, regiões estas onde ocorreram os casos de trovoadas. Apesar disso, poucos casos deste fenômeno foram registrados, principalmente, quando comparado aos casos de atmosfera estável como névoa úmida. Por tanto, não é seguro afirmar que tais fenômenos são originados pelos ciclones e distúrbios tropicais, e sim influenciados por fatores modificadores locais.

4.3.3.2 Tipos de convergência em médios níveis (500hPa)

Diferente dos baixos e altos níveis, os médios níveis (500hPa) apresentaram maior complexidade na hora de definir os sistemas sinóticos atuantes. Na maioria dos casos analisados observou-se apenas anticiclones que englobavam todo o NEB, durante a passagem dos ciclones Chantal e Grace este foi o único sistema observado em médios níveis. No entanto, foi possível identificar dois tipos de convergência, entre as correntes do HN e HS, sobre o NEB. No tipo 1, as correntes do HN resultam da divergência associada aos sistemas do HN, ou seja, o ciclone tropical e a depressão tropical, que converge com um cavado do HS associado a um ciclone extratropical (Figura 51a). No tipo 2, a convergência ocorre com um anticiclone posicionado à norte do cavado do HS (Figura 51b).

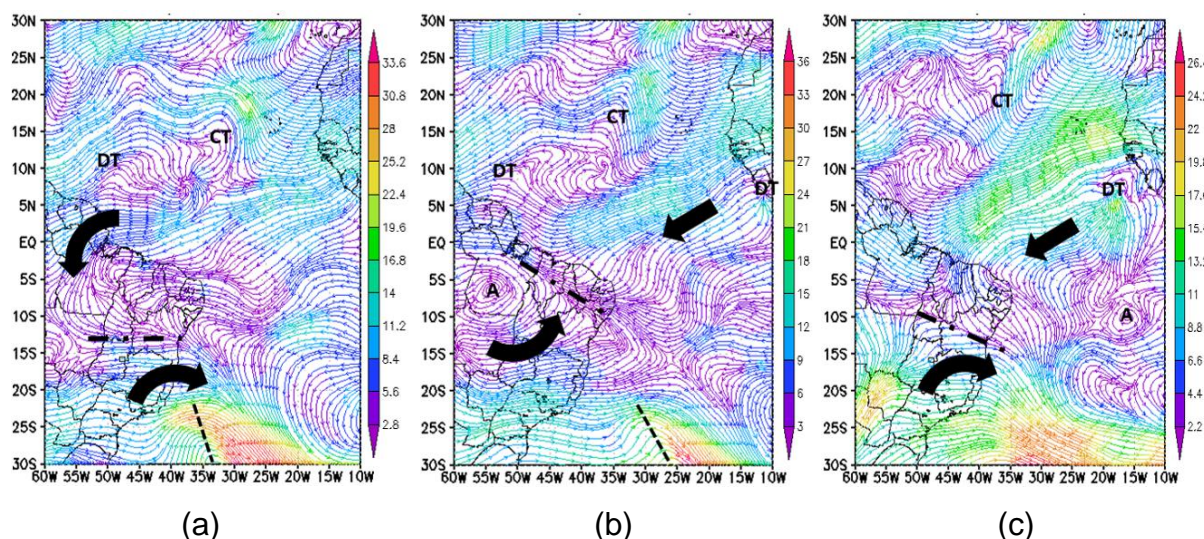
Figura 51 - Tipos de convergência em médios níveis entre os ventos de norte e sul (500hPa). Tipo 1: ventos de norte do ciclone tropical e do distúrbio tropical, e ventos de sul do cavado do ciclone extratropical (a). Tipo 2: ventos de norte do ciclone tropical e do distúrbio tropical, e ventos de sul do anticiclone (b). O vento associado: ao ciclone/distúrbio tropical em vermelho; e ao ciclone extratropical em preto. Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone).



Fonte: Autor, 2018.

O caso analisado no capítulo 4.3.1 foi classificado como tipo 2 no momento da figura 45d, nos demais observou-se apenas a influência do anticiclone. Já o tipo 1 foi observado apenas durante a passagem do ciclone Erin. Na figura 52a, às 12Z do dia 16 de agosto de 2013, observou-se uma corrente de norte que convergiram com o cavado do HS. No dia 17 às 00Z (Figura 52b), próximo a latitude 5°S, formou-se um anticiclone sobre o norte do Brasil, fazendo com que a convergência ocorresse entre este sistema e as correntes do HN (Figura 52c), caracterizando-o como tipo 2. Às 00Z do dia seguinte (Figura 52c), após o anticiclone se deslocar para leste, observou-se novamente convergência do tipo 1.

Figura 52 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$), no nível de 500hPa, para os dias: 16 de agosto de 2013 às 12Z (b); e para as 00Z dos dias 17 (b) e 18 (c). Linhas: tracejada (Cavado) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone).

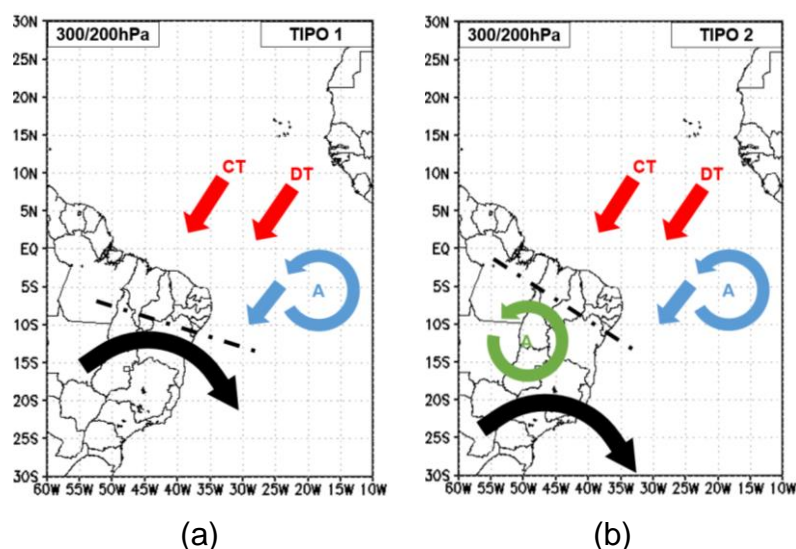


Fonte: Autor, 2018.

4.3.3.3 Tipos de convergência em altos níveis (300/200hPa)

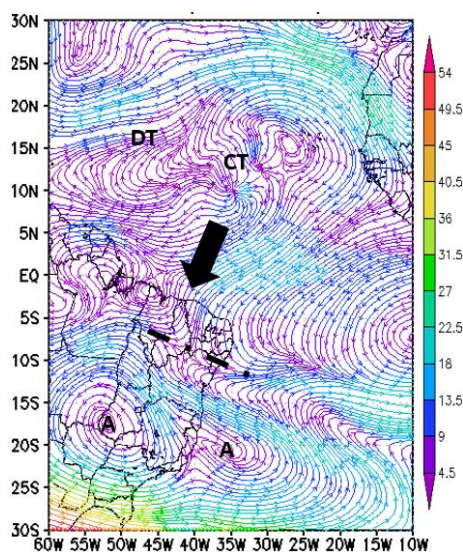
Assim como observados em médios níveis, em altos níveis (300/200hPa) também foi observado dois tipos de convergência entre as correntes do HN e HS sobre o NEB. No entanto, neste nível, este processo foi identificado durante a passagem de todos os ciclones tropicais. Em ambos os tipos de convergência, as correntes do HN resultaram de um anticiclone a leste (Alta Subtropical) e da divergência oriunda do ciclone tropical, do distúrbio tropical ou de ambos os sistemas simultaneamente. O nível no qual foi observada essa região de divergência variou conforme a intensidade do sistema, no entanto, na maioria deles, a divergência foi observada em ambos os níveis. No tipo 1, a convergência ocorre com um cavado do HS associado a um ciclone extratropical (Figura 53a). Já no tipo 2, a convergência ocorre com um anticiclone do HS posicionado a norte do cavado (Figura 53b). O caso do ciclone tropical Ida é um exemplo de convergência do tipo 2 (Figura 54).

Figura 53 - Tipos de convergência em altos níveis entre os ventos de norte e sul (300/200hPa). Tipo 1: ventos de norte do anticiclone e do ciclone/distúrbio tropical, e ventos de sul do cavado do ciclone extratropical (a). Tipo 2: ventos de norte do anticiclone e do ciclone/distúrbio tropical, e ventos de sul do anticiclone (c). O vento associado: a Alta Subtropical do Atlântico Sul em azul; ao ciclone extratropical em preto; e ao ciclone/distúrbio tropical em vermelho. Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone).



Fonte: Autor, 2018.

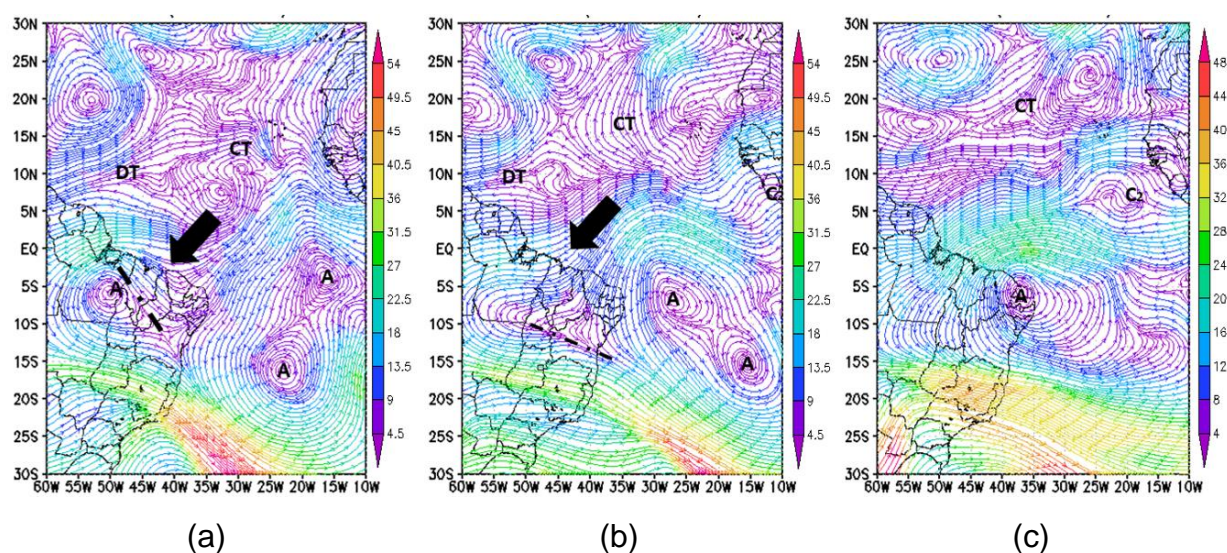
Figura 54 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) para as 12Z do dia 18 de setembro de 2015 nos níveis 300hPa. Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone).



Fonte: Autor, 2018.

Convergência do tipo 2 foi observada durante a passagem de três ciclones, as tempestades tropicais: Dorian, Erin e Ida. O caso do ciclone Erin exemplifica como os tipos encontrados podem variar com o tempo durante a passagem desse sistema. Na figura 55a, às 00Z do dia 16 de agosto de 2013, foi identificada uma convergência característica do tipo 2. No mesmo horário do dia seguinte, a alta subtropical à leste aproximou-se da costa nordestina, enquanto que o anticiclone sobre o NEB dissipou-se. Tal ocorrido possibilitou que as correntes do HN encontrassem-se com o cavado do HS, característica da convergência do tipo 1 (Figura 55b). Já às 00Z do dia posterior (Figura 55c) o centro do anticiclone posicionou-se sobre o NEB, de modo a impossibilitar as correntes do HN de atingirem esta região. Essa mudança no tipo de convergência também foi observada no ciclone tropical Dorian. Dessa forma, 2 dos 3 ciclones com convergência do tipo 2, posteriormente, apresentaram convergência do tipo 2.

Figura 55 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) para o nível de 300hPa às 00Z dos dias 16 (a), 17 julho (b) e 18 de agosto (c). Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone).

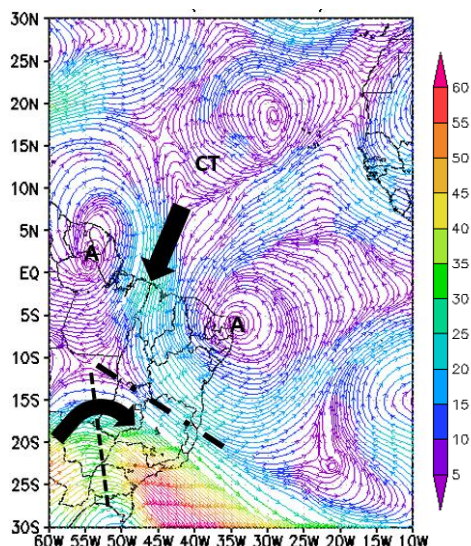


Fonte: Autor, 2018.

Durante a passagem da tempestade tropical Dorian, ocorreu um caso especial de convergência em altos níveis relacionado à CJNEB. No dia 25 de julho de 2013 às 06Z foi observada convergência do tipo 1, porém, neste caso as correntes do HN foram compostas por três sistemas: o ciclone tropical Dorian, um anticiclone com centro próximo à costa do NEB, e outro anticiclone do HN à oeste (Figura 56). Os

ventos de ambos os anticiclones convergiram próximo ao estado do Maranhão, onde esses três sistemas em conjunto formam vento com velocidade aproximada de 30m/s, valor das correntes de jatos. Segundo Fedorova et al (2017) esse tipo de CJNEB de norte é rara. Nesse período, foram identificados casos de nevoeiro nos estados de Maranhão (SBIZ), às 08Z, e Paraíba (SBKG), às 06Z, 09Z e 10Z. O caso que ocorreu no Maranhão foi o único caso de nevoeiro fora da costa do NEB, como foi mostrado no item 4.2.

Figura 56 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) para as 06Z do dia 25 de julho de 2013 nível de 200hPa (b). Linhas: tracejada (Cavado) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e A (Anticiclone).



Fonte: Autor, 2018.

4.3.4 Associação entre VCMN e os Ciclones tropicais

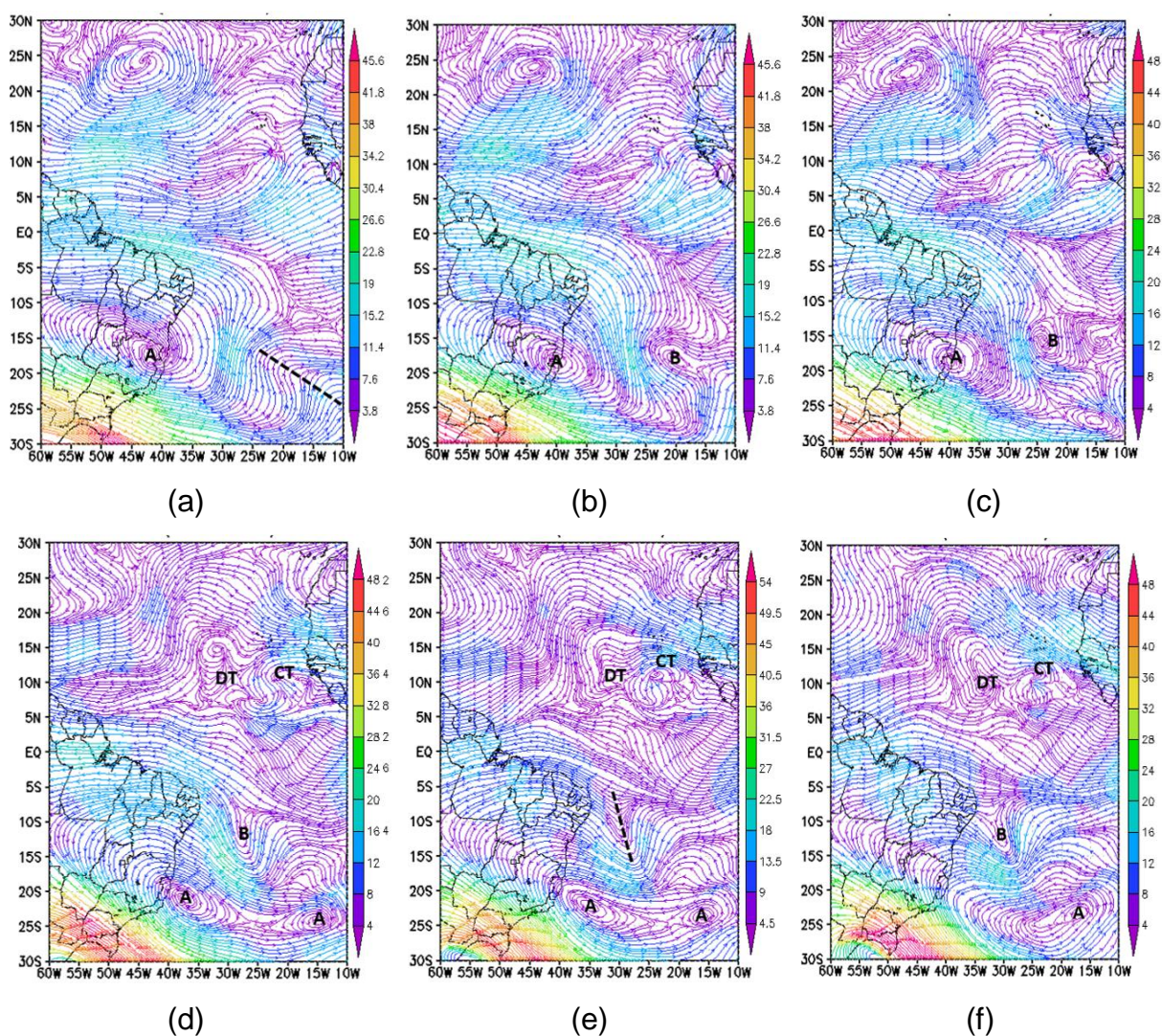
No estudo foram observados 4 casos de VCMNs associados direta ou indiretamente com os ciclones e distúrbios tropicais.

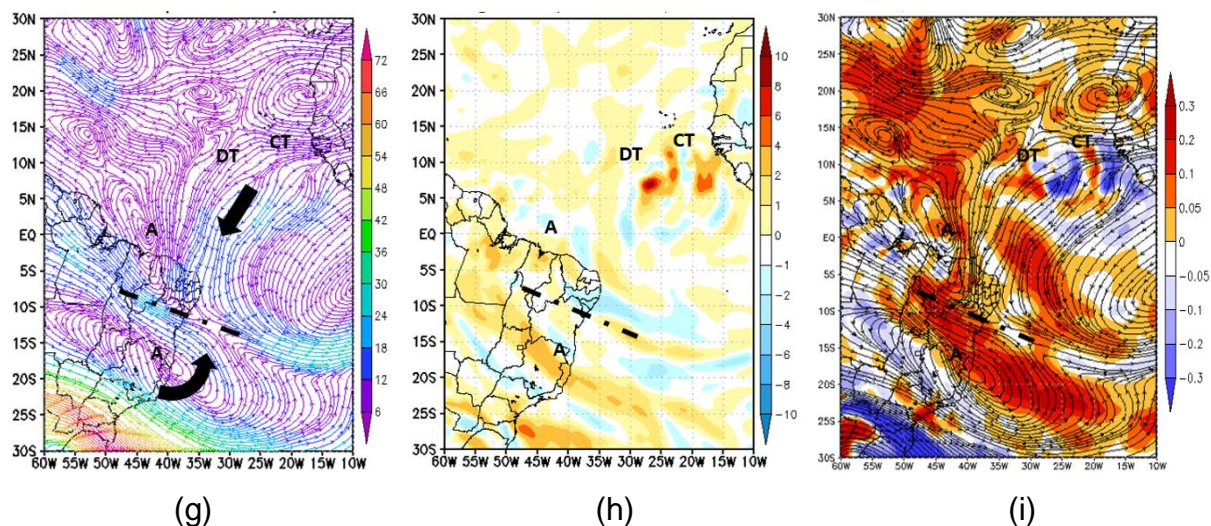
4.3.4.1 Tempestade Tropical Dorian

No dia 22 de julho de 2013 às 00Z (Figura 57b) um VCMN formou-se a partir de um cavado desprendido de sul (Figura 57a). Este sistema se deslocou para oeste e dissipou-se em um cavado na corrente de leste às 06Z do dia 23 (Figura 57e). Em 300hPa (Figura 57g), observou-se uma convergência em altos níveis do tipo 2 relacionada a tempestade tropical Dorian (Figura 57h). Essa convergência gerou

ventos descendentes (Figura 57i) sobre a região do cavado em 500hPa (Figura 57h), de modo que resultou, novamente, na formação do VCMN (Figura 57f).

Figura 57 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) no nível de 500hPa para os dias: 21 de julho de 2013 às 18Z (a); 22 às 00Z (b), 06Z (c); e 23 às 00Z (d), 06Z (e) e 12Z (f). E no nível de 300hPa, às 06Z do dia 23, mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$) (g), divergência (s^{-1}) (h) e velocidade vertical do vento ($Pa s^{-1}$) (i). Linhas: tracejada (Cavado) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), B (Baixa pressão) e A (Anticiclone).



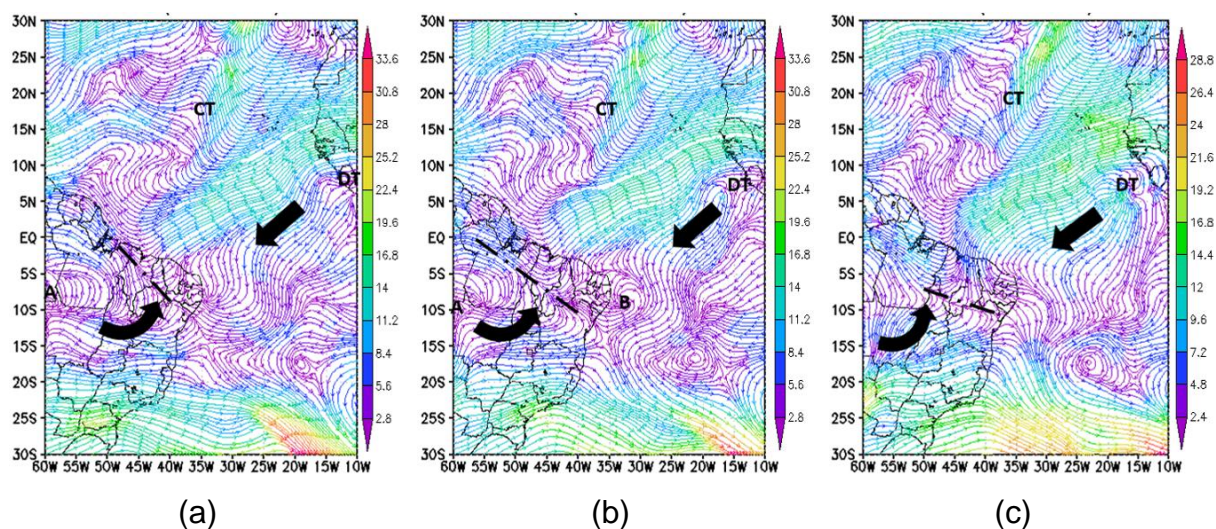


Fonte: Autor, 2018.

4.3.4.2 Tempestade Tropical Erin

A formação de um VCMN de curta duração na costa do NEB, próximo ao estado de Alagoas, foi identificado durante a passagem da tempestade tropical Erin. Na figura 58b, foi possível observar que o vórtice formou-se às 12Z do dia 17 de agosto de 2013 resultante de uma convergência em médios níveis do tipo 2. No mesmo dia, às 18Z, já não foi possível identificar a presença do VCMN (Figura 58c). Foi registrada chuva fraca com névoa úmida às 11 e 12Z do dia 17 na estação do aeroporto alagoano (SBMO).

Figura 58 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento ($m s^{-1}$), no nível de 500hPa, para o dia 17 de agosto de 2013 às 06Z (a), 12Z (b) e 18Z (c). Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical) e B (Baixa Pressão).

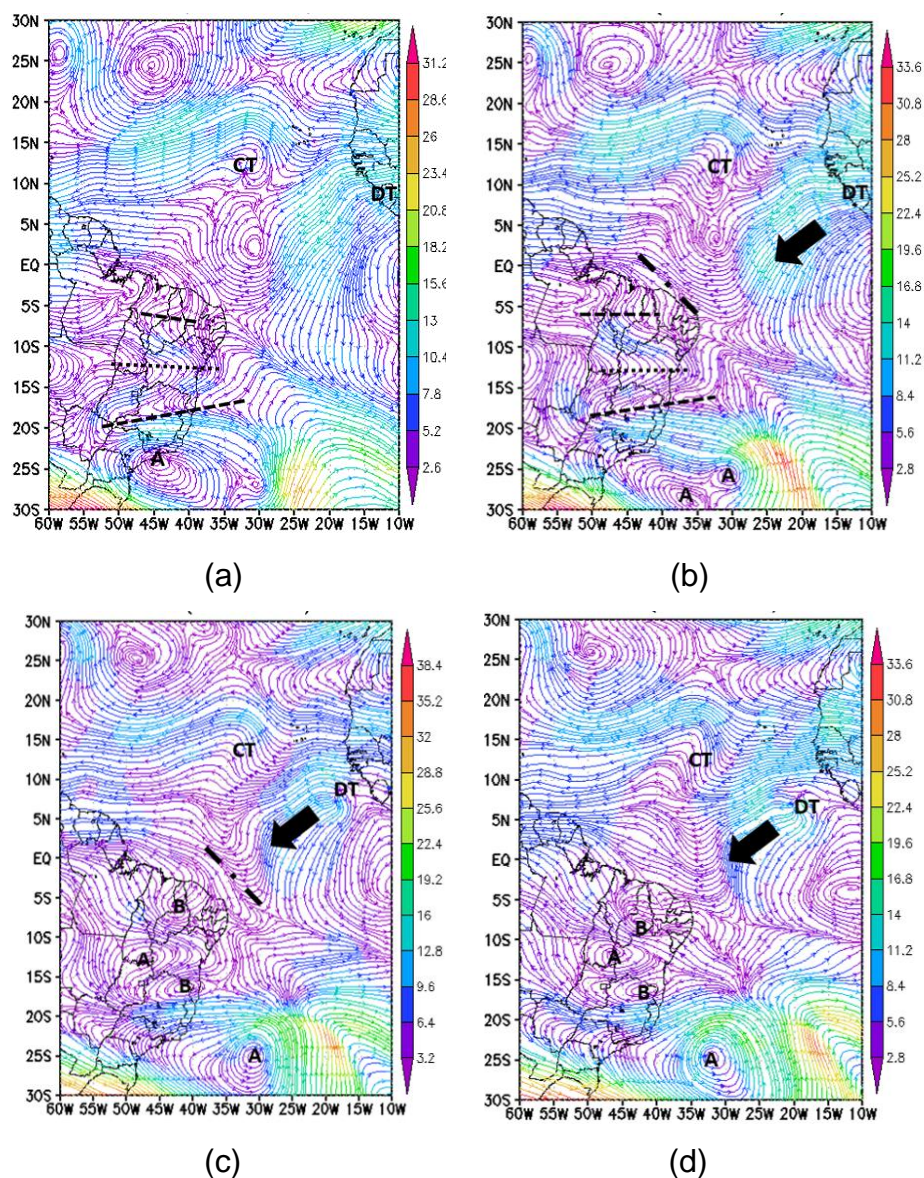


Fonte: Autor, 2018.

4.3.4.3 Tempestade Tropical Edouard

Dois VCMNs formaram-se durante a passagem da tempestade tropical Edouard. No dia 10 de setembro de 2014, às 06Z (Figura 59a), foi possível observar uma onda na corrente meridional de sul, composta por dois cavados e uma crista, sobre o NEB no nível de 500hPa. Às 12Z do mesmo dia, foi identificada uma convergência entre esta corrente e a corrente de norte proveniente de um distúrbio tropical na costa africana e da tempestade tropical Edouard (Figura 59b). Após 6h, a divergência associada ao distúrbio tropical intensificou-se (Figura 59c), de modo que neste momento formaram-se dois VCMNs, onde antes havia cavados; e um anticiclone, onde havia uma crista. Estes sistemas permaneceram até às 18Z do dia 11. Durante este período, chuva fraca com névoa úmida foi registrada nas estações dos aeroportos do norte da Bahia (SBUF), Alagoas (SBMO) e Sergipe (SBAR), e também foi observada chuva fraca em Alagoas pelos mapas SYNOP.

Figura 59 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento (m s^{-1}), no nível de 500hPa, para os dias 10 de setembro de 2014 às 06Z (a), 12Z (b) e 18Z (c); e dia 11 às 00Z (d). Linhas: tracejada (Cavado), pontilhada (Crista) e tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), B (Baixa Pressão) e A (Anticiclone).



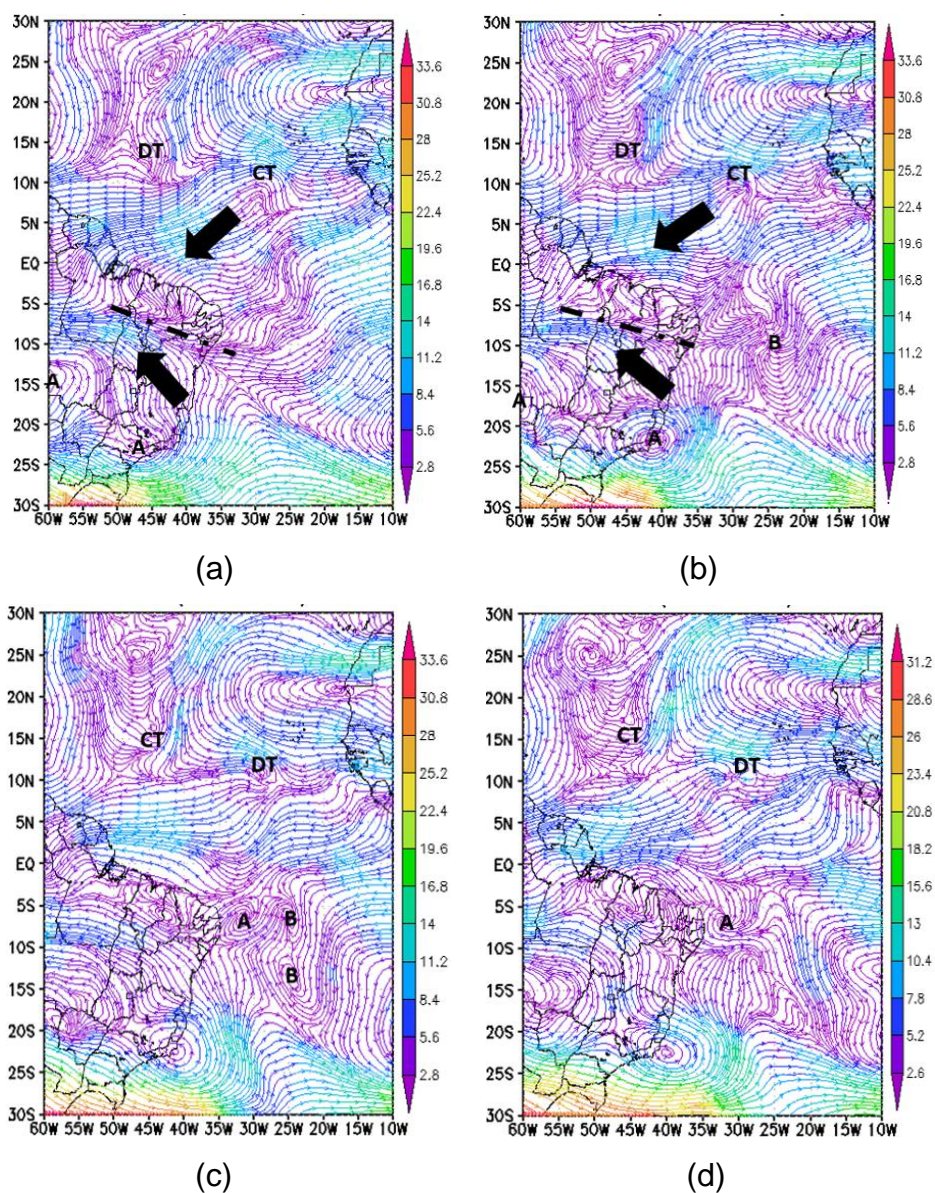
Fonte: Autor, 2018.

4.3.4.4 Tempestade Tropical Ida

Durante a passagem da tempestade tropical Ida foi possível identificar a formação de um VCMN de curta duração no Atlântico Sul, a leste de uma região de convergência em médios níveis tipo 2, as 18Z do dia 16 de setembro de 2015 (Figura 60b). Este VCMN se formou na corrente de norte oriunda da costa africana. Às 00Z

do dia 17, observaram-se dois VCMN e um anticiclone na região que antes tinha apenas um VCMN (Figura 60c). Às 06Z, dos três sistemas prevaleceu apenas o anticiclone (Figura 60d).

Figura 60 - Mapas de linhas de corrente e magnitude do vento (m s^{-1}), no nível de 500hPa, para o dia 16 de setembro de 2015 às 12Z (a) e 18Z (b), e o dia 17 às 00Z (c) e 06Z (d). Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), B (Baixa Pressão) e A (Anticiclone).



Fonte: Autor, 2018.

4.3.5 Análise dos processos entre hemisférios e influência nos fenômenos adversos no NEB

Devido à variação no tempo dos tipos de formação dos cavados em baixos, e dos tipos de convergência médios e altos níveis, por conta do deslocamento e intensificação dos sistemas envolvidos, a tabela 8 foi construída para classificar os ciclones tropicais conforme o dia e o nível.

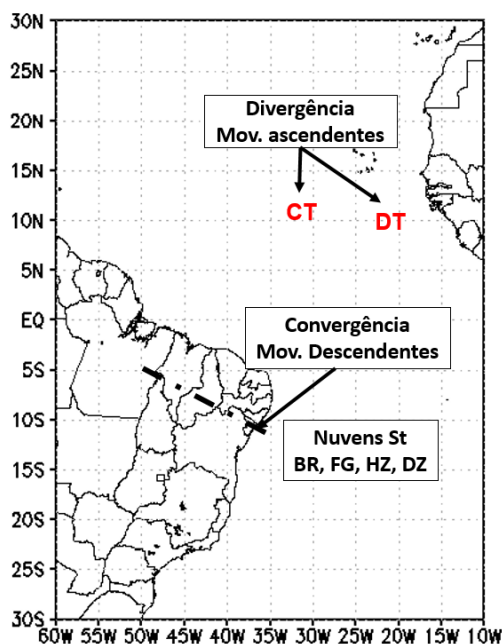
Tabela 8 - Sistemas sinóticos e tipos encontrados em 1000hPa, 500hPa e 300/200hPa durante a passagem dos ciclones tropicais pelo Atlântico Norte. Siglas: 1 (Tipo 1), 2 (Tipo 2), VCMN (Vórtice Ciclone de Médios Níveis) e AC (Anticiclone).

Nome	1000hPa	500hPa	300/200hPa
2013			
Chantal	1(07/07) 2(08-09/07)	AC (07-09/07)	1 (06-07/07) AC (08/07) 1 (09/07)
Dorian	2(22-26/07)	AC (22/07) VCMN (23-25/07)	2 (22-23/07) 1 (24-25/07) AC (26-27/07)
Erin	2 (16-17/07)	1(16/08) 2(17/08) 1(18/08)	2 (16/08) 1 (17/08) AC (18/08)
2014			
Bertha	2 (29-31/07 e 01/08)	AC (29/07) 2 (30/07) AC (31/07 e 01/08)	1 (29-31/07 e 01/08)
Edouard	1(10-13/09)	2 (10/09)	1(10-11/09) AC (12-13/09)
2015			
Danny	1(17-19/08) 2(20-21/08)	AC, VCMN (17- 18/08) 2(19/08) AC (20-22/08)	1(17-20/08)
Erika	2(24-26/08)	AC (24/08) 2 (25-26/08)	1 (24-26/08)
Fred	1(01/09) 2(02-03/09)	AC (01-04/09)	1 (01-02/09) AC (03-04/09)
Grace	-	AC (07-09/09)	1 (07/09) AC (08-09/09)
Ida	1 (16-18/09)	2(16-17/09)	2 (17-19/09)

Fonte: Autor, 2018.

No geral, em 7 dos 10 ciclones tropicais observou-se tanto a influência dos ciclones/distúrbios tropicais quanto da extremidade frontal na formação dos cavados em baixos níveis, ou seja, observou-se formação do tipo 2. Em médios níveis, na maioria dos casos (7 ciclones), foram observados anticiclones sobre o NEB. No entanto, ainda assim, identificou-se convergência do tipo 2 em 6 ciclones. Em altos níveis, predominou o padrão de convergência do tipo 1, onde, dentre os 3 ciclones estudados que apresentaram convergência do tipo 2, dois deles posteriormente tornaram-se tipo 1. Por meio da análise tridimensional, observou-se uma região de movimentos ascendentes nos centros dos ciclones e distúrbios tropicais e uma região de movimentos descendentes sobre os estados do NEB, na região de convergência entre as correntes. Fenômeno de estabilidade, principalmente névoa úmida com precipitação, e formação de nuvens estratos estão ligados a esta região de movimentos descendentes, como apresentado na figura 61. Esta circulação mostra como os ciclones e os distúrbios tropicais influenciam no tempo do NEB.

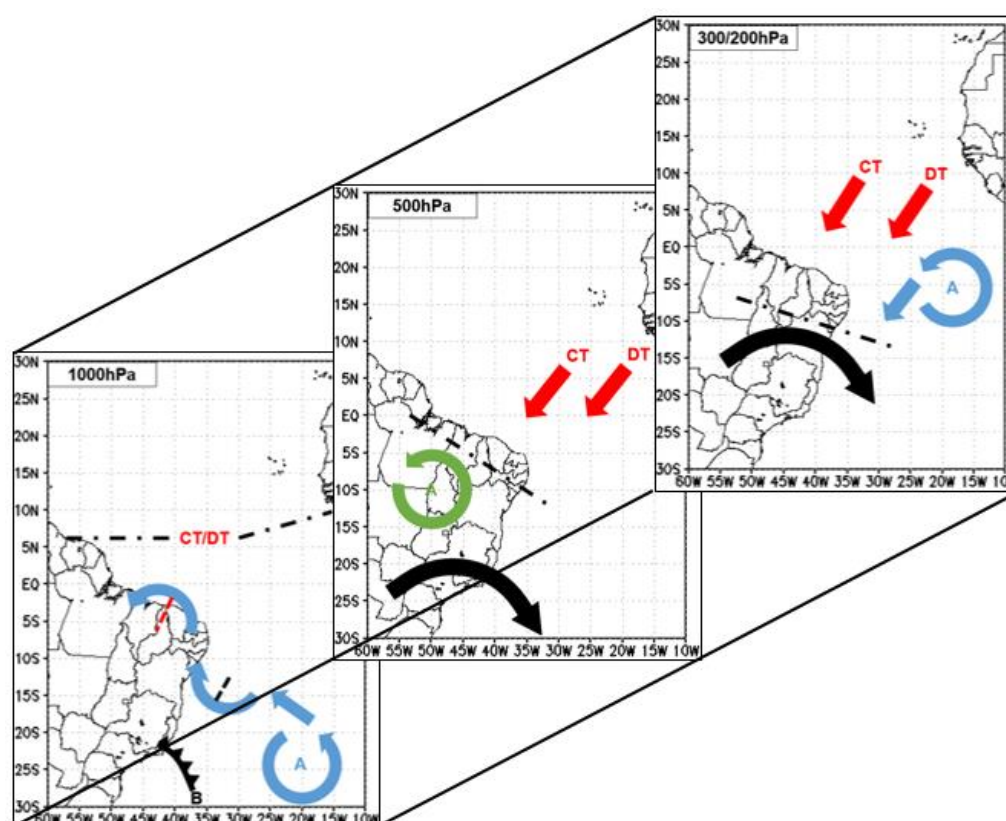
Figura 61 – Estrutura observada durante a passagem dos ciclones tropicais. Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), St (Estratos), BR (Nevoa Úmida), FG (Nevoeiro), HZ (Nevoa Seca) e DZ (Chuvisco).



Fonte: Autor, 2018.

Para fins operacionais, com base nos tipos observados com mais frequência em cada nível, foi elaborada a figura 62, que apresenta a estrutura vertical das correntes em todos os níveis. Por meio dela foi possível observar a influência de três sistemas sinóticos na circulação: os ciclones e distúrbios tropicais; a Alta Subtropical do Atlântico Sul em baixos e altos níveis (este sistema também foi observado em médios níveis, porém, não apresentou influência nos tipos de circulação observados); e o cavado associado ao ciclone extratropical, observado em todos os níveis, onde quanto maior a altura, mais a norte o cavado posiciona-se.

Figura 62 – Tipos de formação de cavados, em 1000hPa, e tipos de convergência, em 500hPa e 300/200hPa, mais observados durante a passagem dos ciclones tropicais. Linha tracejada pontilhada (Convergência). Siglas: CT (Ciclone Tropical), DT (Distúrbio Tropical), B (Baixa Pressão/ Ciclone Extratropical) e A (Anticiclone).



Fonte: Autor, 2018.

5 CONCLUSÃO E SUGESTÕES

Entre os anos de 2013 e 2015, ao todo foram estudados 10 ciclones tropicais que se formaram entre o início e o pico da temporada de ciclones tropicais do Atlântico Norte, entre julho e setembro. A maioria deles atingiu o estágio de tempestade tropical ao passar pelo intervalo de longitude do NEB. Apenas o ciclone Bertha passou por este intervalo ainda como uma baixa (onda/distúrbio tropical).

Durante a passagem dos ciclones tropicais foram encontrados tanto fenômenos ligados à instabilidade atmosférica quanto ligados à estabilidade nos estados do NEB. Os fenômenos de instabilidade encontrados foram as trovoadas e chuvas fortes. Os fenômenos ligados à estabilidade, como névoa úmida, nevoeiro e névoa seca, foram os mais frequentes. No geral, o fenômeno mais observado foi névoa úmida, normalmente acompanhada por chuva. Este que ocorreu durante a passagem de todos os ciclones estudados, com mais frequência próximo à costa do NEB. Enquanto que os casos ligados à instabilidade foram os menos frequentes e ocorreram em sua totalidade nos estados do Maranhão e Piauí.

Por meio da análise sinótica foram identificados diferentes tipos de circulação em baixos, médios e altos níveis. Nessa análise, observou-se que muitos distúrbios tropicais, que não se desenvolveram em ciclones tropicais, formaram-se próximos aos ciclones durante sua passagem pelo Atlântico Norte. De modo que, assim como os ciclones tropicais, estes sistemas exerceram influência na formação dos fenômenos adversos no NEB.

Em baixos níveis foi possível identificar uma modificação na direção dos alísios de sudeste devido à passagem dos ciclones tropicais, que resultaram em alísios com curvatura anticiclônica (crista), sobre o NEB, seguido de uma curvatura ciclônica (cavado) a leste, próximos à costa ou sobre o oceano. Essa crista, por sua vez, resultou em convergência, entre os próprios alísios de sudeste, sobre a sub-região da Zona da Mata e o Norte do Brasil, onde foram observados os casos de trovoadas. Dois tipos de formação desses sistemas foram observados. O Tipo 1 evolui apenas os ciclones tropicais, enquanto o Tipo 2 envolve, também, uma extremidade frontal que se desloca sobre o Atlântico Sul.

Em médios níveis, apesar da maioria dos casos apresentarem um anticiclone que engloba todo o NEB, foram encontrados dois tipos de convergência entre as correntes do HN e do HS. No Tipo 1, as correntes do HN, resultante da divergência

do ciclone tropical e do distúrbio tropical, convergiram com o cavado do HS associado ao ciclone extratropical. Já tipo 2, a convergência ocorre com o anticiclone do HS posicionado a norte deste cavado. O tipo 1 foi observado apenas durante a passagem do ciclone Erin. Também em médios níveis, observou-se a formação de 4 casos de VCMNs associados direta ou indiretamente com os ciclones e distúrbios tropicais. Estes sistemas formaram-se na região de convergência entre as correntes do HN e HS, ou próximos à ela.

Em altos níveis também foram observados dois tipos de convergência, onde tal processo foi identificado durante a passagem de todos os ciclones tropicais. Em ambos os tipos as correntes do HN resultaram da Alta Subtropical a leste e da divergência oriunda do ciclone tropical, e/ou do distúrbio tropical. No tipo 1 a convergência ocorre com um cavado do HS; enquanto que no tipo 2, a convergência ocorre com o anticiclone do HS posicionado a norte do cavado. Em conjunto com os mapas de convergência e velocidade vertical do vento, foram identificados movimentos ascendentes na região de divergência dos ciclones e distúrbios tropicais, e movimentos descendentes na região de convergência entre as correntes do HN e HS, sobre os estados do NEB.

Em uma análise geral da estrutura vertical observada nesta interação entre hemisférios, observou-se tanto a influência dos ciclones/distúrbios tropicais quanto da extremidade frontal na formação dos cavados em baixos níveis. Convergências entre as correntes do HN e HS foram observadas em médios, do Tipo 2, e altos níveis, do Tipo 1. De modo que uma região de movimentos ascendentes foi observada nos centros dos ciclones, e distúrbios tropicais, e uma região de movimentos descendentes foi observada sobre os estados do NEB, na região de convergência entre as correntes. Com isso, pode-se confirmar a influência dos ciclones e distúrbios tropicais no tempo do HS. Essas informações são de grande importância para o aperfeiçoamento do método de previsão de fenômenos de estabilidade, principalmente para eventos de névoa úmida com precipitação.

Sugestões para as pesquisas posteriores:

- Prosseguir com o estudo sobre a influência dos sistemas do HN, ciclones e distúrbios tropicais, no NEB utilizando uma série maior de dados.
- Avaliar a influência dos distúrbios tropicais de forma isolada no NEB.
- Avaliar a influência dos sistemas do HN do ponto de vista dinâmico e climatológico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AFONSO, J. M. S. **Análise de ocorrência de nevoeiros e dos resultados do modelo de previsão 'PAFOG' em diferentes regiões climáticas do Brasil**. 2016. 237 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2016.
- ATKINSON, G. D. e HOLLIDAY, C. R. Tropical cyclone minimum sea level pressure maximum sustained wind relationship for the western North Pacific. **Monthly Weather Review**, v.105, p.421-427, 1977.
- AVILA, L. A., E STEWART, S. R. Atlantic hurricane season of 2011. **Monthly Weather Review**, v.141, p. 2577-2596, 2013. doi:10.1175/MWR-D-12-00230.1.
- BISTER, M.; EMANUEL, K. A. The genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study. **Monthly Weather Review**, v.125, p. 2662-2682, 1997.
- BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 47, p. 95–99, 1919.
- BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 3, p. 3-18, 1922.
- BLUESTEIN, H. B. Observations and Theory of Weather Systems. Oxford Univ. Press, New York. **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes**, v.2, 594 p, 1993.
- BRITO, B. M.; LEVIT, V.; FEDORAVA, N.; SILVA, B. F. P; FIGUEIREDO, E. L.; CAVALCANTI, J. V. M. Trovoada mais intensa nos últimos 10 anos em Alagoas em fevereiro de 2008. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15. São Paulo, 2008.
- BRITO, B. M.; LEVIT, V.; FEDOROVA, N.; MOLION, L. C. B.; TENÓRIO, R. S.; RODRIGUES, R. N.; SILVA, B. F. P. Análise do comportamento das trovoadas no estado de Alagoas, previsão à curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.2, p. 243-256, 2011.

BROWNING, K. A. Conceptual models for precipitation systems. **Weather and Forecasting**, v.1, p. 23-41, 1986.

BROWNING, K. A., E PARDOE, C. W. Structure of low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, n. 422, p. 619-638, 1973.

BROWNING, K. A. e MONK, G. A. 1982. A simple model for the synoptic Analysis of cold fronts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 108, p. 435 - 452

CAMPOS, A. M. V. **Modelos conceituais de formação da Corrente de Jato no Nordeste Brasileiro**. 2010. 79 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Ciências Atmosféricas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2010.

CARVALHO, L. C.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. Análise dos produtos do modelo ETA de alta resolução para o estado de Alagoas: Parte V: Zona frontal sobre o nordeste brasileiro Análise dos produtos do modelo ETA de alta resolução para o estado de Alagoas. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 13., 2004, Fortaleza. Anais... Brasília, DF: SBMET, 2004.

CAVALCANTE, L. C. V.; **Análise dos eventos com trovoadas no Estado de Alagoas entre 2013 e 2015, levando em conta a influência do relevo**. 2016. 110 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2016.

CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (CPTEC). **Banco de Imagens**. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/>. Acesso em: 21 dez. 2017

CHARNEY, J. G. E ELIASSEN, A. On the growth of hurricane depression. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 21, p. 68-75, 1964.

CORDEIRO, E. S. **Análise termodinâmica dos casos com trovoadas para os anos de 2008, 2009 e 2010 em Maceió, Alagoas**. 2011. 92 f. Trabalho de

Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2011.

CORDEIRO, E. S. **Análise sinótica dos eventos com trovoadas para o estado de Alagoas dentre o período de 15 anos (1998-2012)**. 2014. 87 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2014.

DUNKERTON, T. J.; MONTGOMERY, M. T. e WANG, Z. Tropical cyclogenesis in a tropical wave critical layer: easterly waves. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, p. 5587-5646, 2009.

DUTRA, L. M. M. **Ciclones subtropicais sobre o Atlântico Sul: análise da estrutura dinâmica de eventos**. 2012. 144 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

ESCOBAR, G. Jatos de altos níveis. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. Tempo e clima no Brasil. Oficina de textos. São Paulo, 2009.

EVANS, C. Mesoscale Research Group. Atmospheric Science Program. University of Wisconsin-Milwaukee. Tropical Cyclone Climatology. Disponível em: <http://derecho.math.uwm.edu/classes/TropMet/notes/TropMet-TCclimo.pdf>.

Acessado em: 25 dez 2017

EVANS, C. Mesoscale Research Group. Atmospheric Science Program. University of Wisconsin-Milwaukee. Tropical Cyclone Formation. Disponível em: <http://derecho.math.uwm.edu/classes/TropMet/notes/TropMet-TCFormation.pdf>.

Acessado em: 25 dez 2017.

FEDOROVA, N. Meteorologia sinótica. Pelotas: Ed. Universitária da Universidade Federal de Pelotas, v. 1, 260 f, 1999.

FEDOROVA, N. et al. Frontal Zone on the North-East of Brazil. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO), 8. Foz do Iguaçu. Proceedings... São José dos Campos: INPE, p. 1765-1768. CD-ROM, 2006.

FEDOROVA, N. 2008. **Sinótica III: Frentes, Correntes de Jato, Ciclones e Anticiclones. (Synoptic III: Fronts, Jet streams, Lows, Highs)**. Maceió, Brazil: Ed. Universitária/UFAL, 192 f, 2008.

FEDOROVA, N., LEVIT, V., FEDOROV, D. Fog and stratus formation on the coast of Brazil. **Atmospheric Research**, v. 87, p. 268-278, 2008.

FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; SILVA A.O.; SANTOS D.M.B. Low Visibility Formation and Forecasting on the Northern Coast of Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v. 170, n.4, p. 689-709, 2013.

FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; SOUZA, J. L.; SILVA, A. O.; AFONSO, J. M. S.; TEODORO, I. Fog Events at Maceio Airport on the Northern Coast of Brazil During 2002-2005 and 2007. **Pure and Applied Geophysics**, v.172, p. 2727–2749, 2015. DOI 10.1007/s00024-014-1027-0.

FEDOROVA, N.; LEVIT, V. FOG IN THE TROPICAL REGION. Fog formation in the tropical region of the northeast of Brazil. **LAP LAMBERT Academic Publishing**, Saarbrücken, Germany. 82 f, 2016.

FEDOROVA, N; DOS SANTOS, D. M. B.; SEGUNDO, M. M. L.; LEVIT, V. Middle Tropospheric Cyclonic Vortex in Northeastern Brazil and the Tropical Atlantic. **Pure and Applied Geophysics**, v. 173. p. 1-15, 2016.

FEDOROVA, N; LEVIT, V; CAMPOS, A. M. V. Brazilian Northeast Jet Stream: frequency, wind speed and direction. **Meteorological applications**, v. 1, p. 1, 2017.

FELÍCIO, R. A. Sistemas de Meso Escala: As Trovoadas. 2005. (Desenvolvimento de material didático ou instrucional - Climatologia). Disponível em: <<http://www.fakeclimate.com/arquivos/MaterialDidaticoFake/05-Trovoadas.pdf>> Acesso em: 02 jan. 2018.

FERREIRA, N. S. Zona de Convergência Intertropical. **Climanálise Especial**. Edição Comemorativa de 10 anos. FUNCEME. p. 136-139, 1996.

GAN, M. A.; SELUCHI, M. H. Ciclones e ciclogênese. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. Tempo e clima no Brasil. Oficina de textos. São Paulo, 2009.

GEMIACKI, L. **Atuação de Sistemas Frontais na Estação Seca do Nordeste do Brasil**. 2005. 121 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2005.

GOMES, H. B. **Estudo da Corrente de Jato próxima ao Estado de Alagoas**. 2003. 113 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2003.

GOMES, H.B.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. Rare Events of Stratus Clouds on the Northeast Coast of Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia (Impresso)**, v. 26, p. 9-18, 2011.

GRAY, W. M. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. **Monthly Weather Review**, v. 96, p. 669-700, 1968.

GREAT BRITAIN. METEOROLOGICAL OFFICE. Handbook of aviation meteorology. 3. ed. London: HMSO. 401p, 1994. ISBN: 0114003653

GUEDES, R.L. **Condições de grande escala associado a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. 1985. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

GUISHARD, M. P.; EVANS, J. L.; HART, R. E. Atlantic subtropical storms. Part II: Climatology. **Journal of Climate**, v.22, p. 3574–3594, doi: 10.1175/2008JCLI2346.1.

HASTENRATH, S. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical Americas. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 2, p. 202-215, 1976.

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

HASTENRATH, S. On Modes of tropical circulation and climate anomalies. **Journal Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 12, p. 2222-2231, 1978.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. 2 ed. New York, 391 f., 1979.

IBGE. Áreas dos Municípios. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/geociencias-novoportal/organizacao-do-territorio/estrutura-territorial/15761-areas-dos-municipios.html?&t=acesso-ao-produto>>. Acessado em: 20 jan. 2018.

INMET. Manual de observações meteorológicas. Ministério da Agricultura e do abastecimento. Instituto nacional de Meteorologia, Brasília, 3 ed. 1999.

INMET. Normais climatológicas do Brasil 1961-1990. 2018. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>>. Acessado em: 03 jan. 2018.

JARVINEN, B. R., NEUMANN, C. J., AND DAVIS, M. A. S. 1984. A tropical cyclone data tape for the North Atlantic Basin 1886–1983: Contents, limitations and uses. NOAA Tech. Memo. *NWS NHC-22*, 21 pp., NOAA, Washington, D. C.

JONES, D. A; SIMMONDS, I. A climatology of Southern Hemi-sphere extratropical cyclones. **Climate Dynamics**. v. 9, p. 131-45, 1993.
<https://doi.org/10.1007/BF00209750>

KNAPP, K. R.; ANSARI, S; BAIN, C. L.; BOURASSA, M. A.; DICKINSON, M. J.; FUNK, C.; HELMS, C. N.; HENNON, C. C.; HOLMES, C. D.; HUFFMAN, G. J.; KOSSIN, J. P.; LEE, H.-T.; LOEW, A.; e MAGNUSDOTTIR, G. Globally gridded satellite (GridSat) observations for climate studies. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 92, p. 893-907, 2011.

LANDSEA, C. W. A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes. **Monthly Weather Review**, v. 121, pp. 1703–1713, 1993.

LEMOS, C. F. e DE CALBETE, N. O. Sistemas Frontais que atuaram no Litoral de 1987 a 1995. **Climanálise ed 10 anos**. 1996.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, 1980.

MARENGO, J. Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no semi-árido do Brasil. **Parcerias Estratégicas**, v. 27, p.149-75, 2008.

MCBRIDE, J. L. 1995. "Tropical cyclone formation." Global Perspectives on Tropical Cyclones, R. L. Elsberry (ed.). World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, Report No. TCP38. Disponível no site: <http://derecho.math.uwm.edu/classes/TropMet/GPTC/tcclimo.pdf>. Acessado em: 03 fev. 2018.

MOLION, L. C. B. Climatologia da Região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 107-117, 1987.

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

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I.F.A.; SOUZA, P. P. Zona de convergência intertropical do atlântico. In: Cavalcanti, I.F.A.; Ferreira, N.J.; Silva, M.G.A.J.; Dias, M.A.F.S. Tempo e clima no Brasil. Oficina de textos. São Paulo, 2009.

MONTGOMERY, M. T.; NICHOLLS, M. E.; CRAM, T. A.; SAUNDERS, A. B. A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, p. 355-386, 2006.

NAMIAS, J. Influence of Northern Hemisphere General Circulation on Drought in Northeast Brazil. **Tellus**, v. 24, n. 4, p. 336-342, 1972.

NEUMANN, C. J. A Global Tropical Cyclone Climatology. Chap 2. Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting, WMO-No. 1194, Report No. TCP-31, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, p. 28-58, 2017.

NOAA. 2018. Frequently asked questions. What is a sub-tropical cyclone? Disponível em: <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A6.html>. Acessado em: 20 jan. 2018.

NOAA. Tropical Cyclone Climatology. Disponível em:
<https://www.nhc.noaa.gov/climo/>. Acessado em: 28 jan. 2018.

NOAA. National Environmental Satellite, Data, and Information Service (NESDIS). The Dvorak Technique Explained. 2018. Disponível em:
<<http://www.ssd.noaa.gov/PS/TROP/dvorak.html>>. Acessado em: 28 jan. 2018.

NOBRE, P. On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic Basin. Ph.D. Thesis, University of Maryland at College Park, 1993.

NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. **Climanálise Especial**, Edição Comemorativa de 10 anos, 1986.

NOBRE, P., SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **J. Climate**, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

OLIVEIRA, A.S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecção na Amazônia**. 134 f. (INPE-4008-TDL/239). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 1986.

PETTERSEN, S.; SMEBYE, S.J. On the development of extratropical cyclones. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 97, p. 457-482. 1971.

PINTO, I. R. C. A; CARDOSO, I.; PINTO, O. 2010. Lightning fatalities in Brazil in the last decade. In: International Lightning Detection Conference, 21, Orlando, 2010.

PIVA, E.D.; GAN, M.A., RAO, V.B. Energetics of winter troughs entering South America. **Monthly Weather Review**, v. 138, p. 1084-1103, 2010.

PONTES DA SILVA, B. F.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; Peresetsky, A. Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.3, p. 323 - 338, 2011.

RADINOVIC, D. On the development of orographic cyclones. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, p. 927–951, 1986.

REBOITA, Michelle Simões; GAN, Manoel Alonso; ROCHA, Rosmeri Porfírio da and AMBRIZZI, Tércio. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia [online]**, v.25, n.2, pp.185-204, 2010. ISSN 0102-7786.

REDEMET - Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica. 2015. Disponível em: <<http://www.redemet.aer.mil.br/>>. Acesso em: 12 jan. 2018.

RIEHL, H. **Tropical meteorology**. McGray-Hill Book Company, New York, N.Y., v. 392, pp, 1954.

RITCHIE, E. A.; HOLLAND, G. J. Scale interactions during the formation of Typhoon Irving. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 1377-1396, 1997.

RODRIGUES, L. R. L.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. Cavados béricos atuantes no estado de Alagoas e fenômenos adversos associados. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia.

RODRIGUES, L. R. L.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. Adverse meteorological phenomena associated with low-level baric troughs in the Alagoas State, Brazil, in 2003. **Atmospheric Science Letter**, v.11, p. 204-209, 2010.

ROTH, D. M. A fifty year history of subtropical cyclones. Preprints, 25th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, San Diego, CA, **American Meteor Society**, P1.43, 2002.

SANTOS, D. M. B. **Vórtices Ciclônicos de Médios Níveis (VCMN): Uma análise de frequência e estrutura**. 2012. 76 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2012.

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

SCHOTT, T., and coauthors, 2012: The Saffir-Simpson hurricane wind scale. Disponível no site: <<http://www.nhc.noaa.gov/pdf/sshws.pdf>>. Acessado em: 22 jan. 2018.

SECHRIST, F. S.; WHITTAKER, T. M. Evidence of jet stream vertical circulations. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 1014-1021, 1979.

SELUCHI, M. E. Diagnostico y pronostico de situaciones sinopticas conducentes a ciclogenesis sobre el este de Sudamerica (Diagnostic and prognostic of the synoptic situations tiggering to cyclogenesis on the South America). **Geophysical Journal International**, v.34, p. 171–186, 1995.

SILVA, F. M. Da; CHAVES, M. S.; LIMA, Z. M. C. Sistemas sinóticos e classificação climática. **Geografia Física II**. Natal, RN: EDUFRN, 2009.

SILVA, A. O. **Análise e Previsão de visibilidade baixa no aeroporto de Maceió**. 2012. 91 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Departamento de Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2012.

SILVA, T. G. **Vórtices ciclônicos de médios níveis: estrutura, processos de formação e tempo associado**. 2015. 44 f. Trabalho de Conclusão de Curso em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2015.

SILVA, T. G. **Formação dos vórtices ciclônicos de médios níveis**. 2017. 72 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2017.

SILVEIRA, V. P.; **Análise dos casos de nevoeiros e nuvens stratus no aeroporto de Maceió (Alagoas)**. 2003. 91 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Departamento de Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2003.

SINHORI, N. P. **Modificação da estrutura vertical das frentes frias durante a passagem do sul até o nordeste brasileiro, entre janeiro de 2000 e dezembro de 2012**. 2015. 173 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2015.

SOUZA FILHO, F. A. Variabilidade e mudança climática nos semi-áridos brasileiros. In: TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B. (Org.). **Clima e Recursos Hídricos no Brasil**. Coleção ABRH, 2003.

The COMET Program, 2004. Fog/Stratus forecast approaches. UCAR/COMET. Distance Learning Aviation Course 1. Publicado em: 15 jul. 2004.

The COMET Program, 1999. Radiation Fog. UCAR/COMET. Distance Learning Aviation Course 1. Publicado em: 10 dez. 1999.

TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission. Disponível em:

<http://lightning.nsstc.nasa.gov/lisib/lisearch.pl?origin=ST&lat=-9.5&lon=-36&alat=2&alon=4&donob=both>. Acesso em: 20 fev. 2018.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L., Meteorologia Descritiva-Fundamentos e Aplicações Brasileiras. 1ed. São Paulo: Nobel, p. 183-187, 1983.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia, versão digital 2, Recife-PE, 449 p, mar. 2006. Disponível em:

http://www.icat.ufal.br/laboratorio/clima/data/uploads/pdf/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf. Acesso em: 20 fev. 2018.

VAZ, I. N. **Estudo sobre a origem da Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro e suas ligações Inter-hemisféricas**. 2014. 237 f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2014.

WIKIPEDIA. Zona da Mata. Disponível em:

https://pt.wikipedia.org/wiki/Zona_da_Mata. Acessado em: 20 fev. 2018

WMO-2008, World Meteorological Organization No 8. Guide to meteorological instruments and methods of observation. 7th. ed. Switzerland, 2008

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

ZEHR, R. M. Tropical cyclogenesis in the western North Pacific. NOAA Technical Report NESDIS 61, U.S. **Department of Commerce**, Washington, DC, 181 f, 1992

APÊNDICE A

Tabelas com os fenômenos adversos identificados pelos dados METAR durante a passagem de cada um dos ciclones tropicais estudados nas diferentes estações dos aeroportos do NEB.

TEMPESTADE TROPICAL CHANTAL	
Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
06/07/2013	
Bahia(Sul)	SBPS (-RA BR) 01-03,05,08Z; SBPS (BR) 04, 06, 07, 09Z.
Bahia(Norte)	SBSV (HZ) 08Z; SBSV (-RA) 09,10Z
Rio Grande do Norte	SBNT (-DZ BR) 08-11Z
Sergipe	SBAR (BR) 14Z
Alagoas	SBMO (-RA BR) 11Z; SBMO (BR) 12, 15Z
Piauí	SBPB (-TSRA) 17Z
07/07/2013	
Pernambuco	SBRF (-RA BR) 13Z;
Bahia(Sul)	SBTC (-RA BR) 13Z; SBIL (-RA BR) 15, 16Z; SBPS (-RA BR) 14, 23Z;
Rio Grande do Norte	SBNT (+RADZ) 10Z SBNT (-RA BR) 16-20Z
Bahia(Norte)	SBSV (RA BR) 17Z
Piauí	SBPB (TS) 21, 22Z
08/07/2013	
Bahia(Sul)	SBQV (FG) 08, 09Z SBQV (BR) 10Z SBIL (-RA BR) 13, 18Z
09/07/2013	
Sergipe	SBAR (-RA BR) 02Z
Alagoas	SBMO (-RA BR) 09, 10Z
Pernambuco	SBRF (-RA BR) 13Z
Bahia(Norte)	SBSV (-RA BR) 13-15Z
TEMPESTADE TROPICAL DORIAN	
Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
22/07/2013	
Bahia(Sul)	SBPS (BR) 09Z SBQV (BCFG) 10, 11Z
Maranhão	SBIZ (TS) 15Z

Pernambuco	SBRF (-RA BR) 19Z
Piauí	SBPB (TS) 16Z SBTE (TS) 21Z
23/07/2013	
Pernambuco	SBRF (-RA BR) 00, 01Z
Sergipe	SBAR (BR) 07Z SBAR (RA BR) 08, 09Z
Bahia(Norte)	SBUF (-RA BR) 12, 14Z SBSV (-RA BR) 11Z SBSV (BR) 12Z
Bahia(Sul)	SBIL (-RA BR) 07, 10Z SBQV (-DZ BR) 08Z SBPS (-RA BR) 10Z SBTC (-RA BR) 13Z
Maranhão	SBIZ (BR) 09Z SBIZ (TSRA) 12, 13Z
24/07/2013	
Alagoas	SBMO (BR) 09, 18, 19Z SBMO (-RA BR) 10, 11, 13, 20Z
25/07/2013	
Paraíba	SBKG (BR) 05Z SBKG (FG) 06, 09Z SBKG (-RA BR) 07Z SBKG (BCFG) 10Z
Maranhão	SBIZ (BCFG) 08Z
Bahia(Norte)	SBUF (RA BR) 10Z SBUF (BR) 11Z SBSV (BR) 10Z
Sergipe	SBAR (RA BR) 10-16Z
26/07/2013	
Alagoas	SBMO (BR) 06, 08Z SBMO (-RA BR) 11-17Z
Paraíba	SBJP (-RA BR) 12Z SBKG (FG) 03-08Z
Pernambuco	SBRF (-RA BR) 07-13Z
Bahia(Norte)	SBSV (BR) 06Z SBUF (BR) 10, 11Z SBLE (BR) 11-16Z SBSV (HZ) 19Z

27/07/2013	
Bahia(Norte)	SBSV (-RA BR) 02-16Z SBSV (BR) 17, 18Z
28/07/2013	
Bahia(Norte)	SBPS (-RA BR) 01Z SBIL (-RA BR) 10Z
Alagoas	SBMO (-RA BR) 10Z SBMO (BR) 11Z

TEMPESTADE TROPICAL ERIN	
Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
15/09/2013	
Paraíba	SBKG (-RA BR) 01, 06Z;
Bahia(Norte)	SBSV (PRFG) 08-10Z.
Alagoas	SBMO (-RA BR) 23Z;
16/08/2013	
Bahia(Norte)	SBPS (+RA) 08-09Z SBPS (-RA BR) 16-23Z
17/09/2013	
Alagoas	SBMO (-RA BR) 17-23Z.
Bahia(Sul)	SBQV (-DZ BR) 02, 04Z SBPS (-RA BR) 05Z SBTC (-RA BR) 14-15Z
Maranhão	SBIZ (TSRA) 01-02Z
18/09/2013	
Alagoas	SBMO (RA BR) 05-21Z.
Paraíba	SBJP (-RA BR) 12-14Z, 18-20Z SBJP (+RA) 15Z SBKG (-RA BR) 13-21Z
Sergipe	SBAR (BR) 10-13Z.
Pernambuco	SBRF (-RA BR) 00Z, 11-14Z, 16-17Z SBRF (RA FG) 15Z
Rio Grande do Norte	SBNT (+RADZ) 16-17Z

FURACÃO EDOUARD	
Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
10/09/2014	
Pernambuco	SBRF (-RA BR) 01Z
Bahia(Norte)	SBSV (BR) 06Z
11/09/2014	
Alagoas	SBMO (-DZ BR) 00Z SBMO (BR) 18Z
Bahia(Norte)	SBUF (-RA BR) 11Z SBUF (BR) 12Z
Sergipe	SBAR (-RA BR) 17, 18Z
12/09/2014	
Pernambuco	SBRF (-RA BR) 04-06Z
Paraíba	SBKG (-RA BR) 06-10Z, 12,13, 18Z SBKG (BR) 11Z
Rio Grande do Norte	SBSG (-RA BR) 23Z
13/09/2014	
Rio Grande do Norte	SBSG (-RA BR) 00Z SBSG (DZ) 01, 05, 06Z SBSG (+RA) 07Z
Paraíba	SBKG (RA BR) 01-15Z
Bahia(Sul)	SBIL (-RA BR) 09-13Z
Sergipe	SBAR (-RA BR) 17, 18Z
Alagoas	SBMO (RA BR) 23Z
14/09/2014	
Bahia(Sul)	SBIL (-RA BR) 09Z
15/09/2014	
Bahia(Norte)	SBSV (-RA BR) 09-19Z
Alagoas	SBMO (-RA BR) 18Z

FURACÃO DANNY	
Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
17/08/2015	
Bahia(Sul)	SBPS (RA BR) 08, 09Z SBIL (-RA BR) 10, 13Z SBQV (-DZ BR) 12-20Z SBQV (-DZ) 21, 22Z

Bahia(Norte)	SBSV (-RA BR) 15-17Z
18/08/2015	
Bahia(Sul)	SBIL (-RA BR) 02-07Z SBIL (-RA BR) 10Z SBQV (-DZ BR) 08-17Z SBQV (BR) 20-22Z
Bahia(Norte)	SBSV (BR) 12Z SBSV (RA BR) 13-17Z
Sergipe	SBAR (-RA BR) 12, 15Z
Alagoas	SBMO (RA BR) 23Z
19/08/2015	
Alagoas	SBMO (-RA BR) 01-04Z
Sergipe	SBAR (-RA BR) 02Z
Bahia(Sul)	SBQV (BR) 00, 09, 10Z SBQV (-DZ BR) 01-04Z
Paraíba	SBKG (BR) 10Z
Bahia(Norte)	SBLE (BR) 11Z
20/08/2015	
Alagoas	SBMO (-RA BR) 05-23Z
Sergipe	SBAR (-RA BR) 09Z
Bahia(Sul)	SBQV (FG) 09, 10Z SBQV (BR) 11Z
21/08/2015	
Alagoas	SBMO (BR) 00, 09, 10Z SBMO (-RA BR) 01-08Z
Paraíba	SBKG (FG) 04, 05Z SBKG (BR) 06, 09Z
Rio Grande do Norte	SBSG (BR) 08-10Z SBSG (-RADZ) 11Z SBSG (VCSH BR) 12, 14Z
Bahia(Sul)	SBPS (+RA) 14Z SBQV (FG) 10, 11Z
22/08/2015	
Alagoas	SBMO (BR) 09Z
Paraíba	SBKG (BR) 09Z

TEMPESTADE TROPICAL ERIKA	
Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
24/08/2015	
Bahia(Sul)	SBIL (BCFG) 09, 10Z
25/08/2015	
Paraíba	SBKG (BR) 03-09Z
26/08/2015	
Paraíba	SBKG (BR) 04-09Z

FURACÃO FRED	
Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
01/09/2015	
Bahia(Sul)	SBIL (RA BR) 08Z
Paraíba	SBJP (-RA BR) 09, 10Z
Alagoas	SBMO (BR) 12Z
Rio Grande do Norte	SBSG (-RA BR) 12-15Z SBNT (RA BR) 11-13Z
02/09/2015	
Maranhão	SBCI (BR) 09Z SBCI (HZ) 10Z SBCI (FU) 11-14Z
03/09/2015	
Alagoas	SBMO (-RA BR) 09Z SBMO (BR) 10Z
Bahia(Sul)	SBPS (RA BR) 08, 13Z
04/09/2015	
Paraíba	SBKG (BR) 06, 07Z
05/09/2015	
Maranhão	SBLS (-TSRA) 18Z
Paraíba	SBKG (BR) 03, 08Z

TEMPESTADE TROPICAL GRACE	
Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
05/09/2015	
Paraíba	SBKG (BR) 03, 08Z
Maranhão	SBLS (-TSRA) 18Z
07/09/2015	

Maranhão	SBLS (VCTS) 22, 23Z
08/09/2015	
Maranhão	SBLS (VCTS) 00, 01Z SBLS (-RA BR) 11-15Z
Rio Grande do Norte	SBSG (-RA BR) 17Z

TEMPESTADE TROPICAL IDA	
Estado	Estação do aeroporto (Fenômeno) horário
15/09/2015	
Sergipe	SBAR (RA BR) 01Z;
Bahia(Norte)	SBSV (-RA BR) 03,09Z.
Paraíba	SBKG (-RA BR) 06-10Z; SBKG (-RA) 09Z.
17/09/2015	
Alagoas	SBMO (-RA BR) 11,12Z.
18/09/2015	
Sergipe	SBAR (-RA BR) 02,03,08Z.
Bahia(Sul)	SBPS (BCFG) 09Z
Maranhão	SBIZ (BR) 09Z SBIZ (FU) 10Z SBIZ (HZ) 11Z
19/09/2015	
Bahia(Norte)	SBSV (BR) 02,05,09Z; SBSV (-RA BR) 21Z
Paraíba	SBJP (BR) 09Z
Rio Grande do Norte	SBSG (BR) 09Z; SBSG (-RA BR) 10,11Z
20/09/2015	
Bahia(Norte)	SBSV (-RA BR) 01,03Z
21/09/2015	
Maranhão	SBCI (BR) 20Z

Fonte: DECEA, 2014.

APÊNDICE B

Informações sobre cada um dos ciclones tropicais estudados: latitude ($^{\circ}$ N), longitude ($^{\circ}$ W) e estágio de desenvolvimento pelo National hurricane center (NHC), e fenômenos adversos no NEB pelos mapas SYNOP. Siglas: B (Baixa/Distúrbio/Onda), DET (Depressão Tropical), TT (Tempestade Tropical) e F (Furacão).

TEMPESTADE TROPICAL CHANTAL					
Data		NHC			Fenômeno (Estado)
Hora (Z)		Estágio	LAT °N	LON °W	
06/07/2013	12	ND	-	-	Chuva fraca (AL)
06/07/2013	18	ND	-	-	Névoa seca (AL)
09/07/2013	00-12	TT	12.1- 13.9	55.2-60.3	Chuva fraca (SE)
09/07/2013	12	TT	13.9	60.3	Névoa úmida (AL)
10/07/2013	12	TT	16.7	71.2	Névoa seca (AL)

TEMPESTADE TROPICAL DORIAN					
Data		NHC			Fenômeno (Estado)
Hora (Z)		Estágio	LAT °N	LON °W	
24/07/2013	06	TT	13.5	27.1	Chuva fraca (AL)
24/07/2013	12	TT	13.9	29.0	Chuva fraca (AL)
24/07/2013	18	TT	14.4	30.8	Névoa úmida (AL) Chuva fraca (PB)
25/07/2013	00	TT	14.9	32.4	Névoa úmida (AL)
26/07/2013	06	TT	16.9	40.7	Nevoeiro (PB) Chuva fraca (AL) Névoa úmida (BA)

TEMPESTADE TROPICAL ERIN					
Data		NHC			Fenômeno (Estado)
Hora (Z)		Estágio	LAT °N	LON °W	
15/08/2013	06-12	TT	14.1	24.6	Névoa úmida (PB)
17/08/2013	18	TT	20.3	36.2	Chuva fraca (AL)
18/08/2013	00	TT	20.6	37.2	Chuva fraca (AL)
18/08/2013	06	B	20.6	38.0	Chuva fraca (AL)
18/08/2013	12	B	20.5	38.0	Névoa úmida (AL) Chuva fraca (SE) Nevoeiro (PE)

FURACÃO EDOUARD					
Data		NHC			Fenômeno (Estado)
Hora (Z)		Estágio	LAT °N	LON °W	
11/09/2014	12	DET	15.8	36.5	Chuva fraca (AL)
11/09/2014	18	DET	16.5	37.7	Chuva fraca (AL)
12/09/2014	12	TT	17.2	39.2	Névoa úmida (AL)

FURACÃO DANNY					
Data		NHC			Fenômeno (Estado)
Hora (Z)		Estágio	LAT °N	LON °W	
17/08/2015	12	B	9.7	31.5	Nevoeiro (PE)
19/08/2015	00	TT	10.9	38.4	Névoa úmida (AL) Chuva fraca (SE)
19/08/2015	06	TT	11.0	39.5	Névoa úmida (AL) Névoa úmida (SE)
20/08/2015	18	F	12.8	45.3	Névoa úmida (AL)

TEMPESTADE TROPICAL ERIKA					
Data		NHC			Fenômeno (Estado)
Hora (Z)		Estágio	LAT °N	LON °W	
23/08/2015	18	-	-	-	Névoa seca (CE)
25/08/2015	06	TT	14.7	48.6	Névoa úmida (PB)

FURACÃO FRED					
Data		NHC			Fenômeno (Estado)
Hora (Z)		Estágio	LAT °N	LON °W	
01/09/2015	00	F	17.4	24.9	Névoa úmida (AL)
03/09/2015	06	TT	20.7	32.9	Névoa úmida (RN)
03/09/2015	12	TT	21.3	33.7	Névoa úmida (AL)
04/09/2015	06	TT	22.0	36.9	Névoa úmida (RN)

TEMPESTADE TROPICAL GRACE					
Data		NHC			Fenômeno (Estado)
Hora (Z)		Estágio	LAT °N	LON °W	
07/09/2015	06	TT	13.5	33.4	Névoa úmida (RN)

TEMPESTADE TROPICAL IDA					
Data		NHC			Fenômeno (Estado)
Hora (Z)	Estágio	LAT °N	LON °W		
18/09/2015	00	B	12.6	34.9	Névoa úmida (AL) Chuva fraca (PE)
18/09/2015	12	DET	13.1	36.5	Névoa úmida (AL) Chuva fraca (SE)
18/09/2015	18	DET	13.4	37.0	Chuva fraca (SE)
19/09/2015	06	TT	14.0	38.1	Névoa úmida (SE)

Fonte: NHC, 2014; CPTEC, 2017.