

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

**HELBER BARROS GOMES**

Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro:  
Climatologia e Modelagem Numérica

São Paulo

2012

HELBER BARROS GOMES

Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro:  
Climatologia e Modelagem Numérica

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Versão corrigida. A original encontra-se na unidade.

Área de Concentração: Meteorologia  
Orientador(a): Prof. Dr. Tércio Ambrizzi

São Paulo

2012

## DEDICATÓRIA

A minha querida esposa Maria  
Cristina, meu amor e gratidão.  
Você é a razão de minha vida.

## AGRADECIMENTOS

Ao prof. Dr. Tércio Ambrizzi, pela orientação, ensinamento e permanente interesse na realização desta tese, além da maravilhosa amizade.

Ao Prof. Dr. Dirceu Luís Herdies, que apesar de não aparecer oficialmente como co-orientador, me incentivou através de sugestões e discussões, além da maravilhosa amizade.

Ao Dr. Kevin Hodges, por ceder o programa para o rastreamento dos DOLs e também por ajudar a encontrar uma melhor configuração para a região de estudo.

Agradecimento especial ao amigo Bruce Pontes da Silva pela colaboração e ajuda na identificação dos eventos de DOLs.

Aos amigos Cristiano Prestrelo, Mercel Santos, Alex Pessoa, Roger Torres, Alan James, Saulo Barros, Paulo Kubota, Jonathan Mota e Mário Quadro, pelo constante apoio e amizade.

A minha esposa Maria Cristina, por me dar amor, carinho, companheirismo e incentivo constante.

Agradeço também ao meu pai Hélio Soares Gomes, minha mãe Solange Barros Gomes (*in memoriam*) e a meus irmãos pelo carinho, amor e incentivo durante toda minha vida.

Ao CNPq pela bolsa de estudo.

Aos Professores do IAG/USP que de uma forma ou de outra contribuíram para minha formação.

Aos funcionários do IAG/USP, Elisabete, Ana, Sebastião, Samuel e Djalma, pela paciência e compreensão.

E, principalmente a DEUS, por sempre me amparar nas horas de alegria e tristeza e por me proporcionar uma vida maravilhosa.

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>vi</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>viii</b>
<b>LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS .....</b>	<b>ix</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>xi</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>xii</b>
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>13</b>
1.1 OBJETIVOS .....	15
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>17</b>
<b>3 DADOS E METODOLOGIA .....</b>	<b>24</b>
3.1 DADOS .....	24
3.2 METODOLOGIA .....	26
3.2.1 Análise Subjetiva .....	26
3.2.1.1 Identificação dos DOLs .....	27
3.2.1.2 Diagrama do Tipo Hovmöller .....	27
3.2.1.3 Técnica de Composição .....	28
3.2.1.4 Teste de Significância do Coeficiente de Correlação .....	29
3.2.2 Análise Objetiva: Método de Identificação e Rastreamento de DOLs .....	30
3.2.3 Simulações Numéricas .....	31
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>33</b>
4.1 CLIMATOLOGIA .....	33
4.1.1 Análise Objetiva .....	33
4.1.2 Análise Subjetiva .....	37
4.1.3 Conclusões Gerais .....	41
4.2 COMPOSIÇÃO DOS DOLs .....	42
4.2.1 Estação Úmida .....	42
4.2.2 Estação Seca .....	53
4.2.3 Conclusões Gerais .....	63
4.3 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS .....	64
4.3.1 Análise Comparativa das Simulações com Dados Observados .....	64
4.3.2 Análise dos Estudos de Casos .....	68
4.3.2.1 Caso do dia 11/06/2006 .....	69
4.3.2.2 Caso do dia 17/06/2006 .....	77
4.3.4 Conclusões Gerais .....	86
<b>5 CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>87</b>
<b>6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS .....</b>	<b>94</b>
<b>7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>95</b>

## LISTA DE FIGURAS

	<b><u>Pág.</u></b>
Figura 1.1 – Localização da região nordeste do Brasil e área de estudo.	15
Figura 3.1 – Domínio das simulações numéricas.	32
Figura 4.1 – Diagrama da frequência absoluta de DOLs: a) ano, b) mês, c) hora e d) tipos de sistemas que os originaram.	36
Figura 4.2 – Estatística de rastreamento em 850 hPa de todas as ondas rastreadas. a) Densidade de gênese por unidade de área ( $\sim 10^6$ km <sup>2</sup> ). b) Densidade de trajetória por unidade de área ( $\sim 10^6$ km <sup>2</sup> ). c) Densidade de dissipação por unidade de área ( $\sim 10^6$ km <sup>2</sup> ). d) Taxa de crescimento e decaimento por unidade de dia ( $\sim 10^6$ km <sup>2</sup> ).	40
Figura 4.3 – Composição das trajetórias de todos os eventos rastreados pelo TrackH.	41
Figura 4.4 – Composição de anomalia do fluxo de umidade integrada verticalmente e divergência (sombreado, $10^{-5}$ s <sup>-1</sup> ) em 1000 hPa (coluna esquerda) e convergência do fluxo de umidade (sombreado, $10^{-5}$ g.kg <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> ), vorticidade relativa (contornos) e linhas de corrente em 1000 hPa (coluna direita) entre os dias -3 e +1, para o período úmido. O vetor de referência é 100 km.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> . Apenas anomalias negativas (valores sombreado) são plotadas.	45
Figura 4.5 – Composição de anomalia de vorticidade relativa (sombreado, $10^{-5}$ s <sup>-1</sup> ) e linhas de corrente em 850 (coluna esquerda) e 700 (coluna direita) hPa entre os dias -3 e +1, para o período úmido. Apenas anomalias negativas (valores sombreado) são plotadas.	46
Figura 4.6 – Como na Figura 4.5, mas para os níveis de 500 (coluna esquerda) e 200 hPa (coluna direita).	47
Figura 4.7 – Composição de anomalia de seções verticais do movimento vertical (Pa.s <sup>-1</sup> , coluna esquerda), umidade relativa (%), (coluna central) e temperatura do ar (°C, coluna direita) na camada de 1000 a 200 hPa, ao longo da latitude de 7°S, entre os dias -3d e +1d, para o período úmido.	49
Figura 4.8 – Composição de anomalia de precipitação (mm.dia <sup>-1</sup> , coluna esquerda) e TSM (°C, coluna direita) entre os dias -3 e +1, para o período úmido.	51
Figura 4.9 – Razão entre as composições de precipitação de cada DOL e a precipitação total (%), a) e composição de precipitação média de cada DOL (mm.DOL <sup>-1</sup> , b) média no período úmido de 1989 a 2009.	53
Figura 4.10 – Composição de anomalia do fluxo de umidade integrada verticalmente e divergência (sombreado, $10^{-5}$ s <sup>-1</sup> ) em 1000 hPa e convergência do fluxo de umidade (sombreado, $10^{-5}$ g.kg <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> ), vorticidade relativa (contornos) e linhas de corrente em 1000 hPa entre os dias -3d e +1d, para o período seco. O vetor de referência é 300 km.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> . Apenas anomalias negativas (valores sombreado) são plotadas.	56
Figura 4.11 – Composição de anomalia de vorticidade relativa (sombreado, $10^{-5}$ s <sup>-1</sup> ) e linhas de corrente em 850 e 700 hPa entre os dias -3d e +1d, para o período seco. Apenas anomalias negativas (valores sombreado) são plotadas.	57
Figura 4.12 – Como na Figura 4.11, mas para os níveis de 500 (coluna esquerda) e 200 hPa (coluna direita).	58
Figura 4.13 – Composição de anomalia de seções verticais do movimento vertical (Pa.s <sup>-1</sup> , coluna esquerda), umidade relativa (%), (coluna central) e temperatura do ar (°C, coluna direita) na camada de 1000 a 200 hPa, ao longo da latitude de 7°S, entre os dias -3d e +1d, para o período seco.	60
Figura 4.14 – Composição de anomalia de precipitação (mm.dia <sup>-1</sup> , coluna esquerda) e	62

TSM (°C, coluna direita) entre os dias -3d e +1d, para o período seco.

Figura 4.15 – Razão entre as composições de precipitação de cada DOL e a precipitação total (%), a) e composição de precipitação média de cada DOL (mm.DOL<sup>-1</sup>, b) média no período seco de 1989 a 2009. 63

Figura 4.16 – Precipitação acumulada em 24 horas (coluna esquerda) e temperatura média diária (coluna direita) durante o período de 07 a 18 de junho de 2006 para todas as capitais da região do NEB. A cor preta (cinza) refere-se ao dado observado (simulado). 67

Figura 4.17 – Campos de erro médio de temperatura do ar a) e precipitação b) para o período de 7 a 19 de junho de 2006. 68

Figura 4.18 – Recorte das imagens do satélite Meteosat-8 no canal infravermelho para os dias 10 (a-d) e 11 (e-h) de junho de 2006. 70

Figura 4.19 – Diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento (m.s<sup>-1</sup>), média na latitude de 10° a 1°S, no nível de 700 hPa durante o período de 7 a 13 de junho de 2006, para WRF a) e CFSR b). 71

Figura 4.20 – Convergência do fluxo de umidade em 1000 hPa (sombreado, 10<sup>-5</sup> g.kg<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup>), vorticidade relativa em 850 hPa (contornos, 10<sup>-5</sup> s<sup>-1</sup>) e linhas de corrente em 700 hPa, às 00Z (a-e), 06Z (b-f), 12Z (c-g) e 18Z (d-h) do dia 10 de junho de 2006 para WRF (coluna esquerda) e CFSR (coluna direita). 73

Figura 4.21 – Como na Figura 4.20, porém para o dia 11 de junho de 2006. 74

Figura 4.22 – Seção vertical de umidade relativa (hachurado, %) e movimento vertical (contorno, Pa.s<sup>-1</sup>), ao longo da latitude 5°S e longitude de 35°W, durante o período de 7 a 13 de junho de 2006 para WRF a) e CFSR b). Umidade relativa: valores acima de 50%; Movimento vertical: valores negativos. 75

Figura 4.23 – Precipitação acumulada em 24 horas (mm/dia) para os dias 9 e 12 de junho de 2006 dos modelos WRF (a-d) e CFSR (e-h). 76

Figura 4.24 – Recorte das imagens do satélite Meteosat-8 no canal infravermelho para os dias 16 (a-d) e 17 (e-h) de junho de 2006. 78

Figura 4.25 – Diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento (m.s<sup>-1</sup>), média na latitude de 10° a 1°S, no nível de 700 hPa durante o período de 13 a 19 de junho de 2006, para WRF a) e CFSR b). 79

Figura 4.26 – Convergência do fluxo de umidade em 1000 hPa (sombreado, 10<sup>-5</sup> g.kg<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup>), vorticidade relativa em 850 hPa (contornos, 10<sup>-5</sup> s<sup>-1</sup>) e linhas de corrente em 700 hPa, às 00Z (a-e), 06Z (b-f), 12Z (c-g) e 18Z (d-h) do dia 16 de junho de 2006 para WRF (coluna esquerda) e CFSR (coluna direita). 81

Figura 4.27 – Como na Figura 4.26, porém para o dia 17 de junho de 2006. 82

Figura 4.28 – Seção vertical de umidade relativa (hachurado, %) e movimento vertical (contorno, Pa.s<sup>-1</sup>), ao longo da latitude 5°S e longitude de 35°W, durante o período de 13 a 19 de junho de 2006 para WRF a) e CFSR b). 83

Figura 4.29 – Precipitação acumulada em 24 horas (mm/dia) para os dias 15 e 18 de junho de 2006 dos modelos WRF (a-d) e CFSR (e-h). 85

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Parametrizações utilizadas na integração do modelo WRF.	32
Tabela 2 - Coeficiente de correlação e desvio padrão das anomalias de TSM para regiões selecionadas sobre os oceanos Pacífico e Atlântico durante os períodos úmido e seco.	37

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AEJ	- Jato de Leste Africano
AEW	- Ondas de Leste Africanas
AF	- Conglomerados Convectivos Provenientes da Costa Oeste da África
AS	- Atlântico Sul
ASAS	- Alta Subtropical do Atlântico Sul
ATN	- Atlântico Tropical Norte
ATS	- Atlântico Tropical Sul
CFSR	- <i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DOLs	- Distúrbios Ondulatórios de Leste
ECMWF	- <i>European Center for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EMA	- Estação Meteorológica Automática
EN	- El Niño
ENOS	- El Niño/Oscilação Sul
ERA-Interim	- <i>ECMWF Reanalysis Interim</i>
FF	- Frentes Frias
FGGE	- <i>First GARP Global Experiment</i>
GARP	- <i>Global Atmospheric Research Program</i>
GATE	- <i>GARP Atlantic Tropical Experiment</i>
GIBBS	- <i>Global ISCCP B1 Browse System</i>
GPC	- Grupo de Previsão Climática
GRADM	- Diferença entre as regiões do ATN e ATS
HN	- Hemisfério Norte
HS	- Hemisfério Sul
ISCCP	- <i>International Satellite Cloud Climatology Project</i>
INMET	- Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LN	- La Niña
NCAR	- <i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCDC	- <i>National Climatic Data Center</i>
NCEP	- <i>National Center for Environmental Prediction</i>
NEB	- Nordeste do Brasil
NESDIS	- <i>National Environmental Satellite, Data and Information Service</i>

NMC	- <i>National Meteorological Center</i>
NOAA	- <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NINO1+2	- Média na Área de 10°S-0° e 90W°-80°W
NINO3	- Média na Área de 6°S-6°N e 150W°-90°W
NINO3+4	- Média na Área de 6°S-6°N e 170W°-120°W
NINO4	- Média na Área de 6°S-6°N e 160E°-150°W
PCDs	- Plataforma de Coleta de Dados
RAMS	- <i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
SE	- Sudeste
SYNOP	- <i>Surface Synoptic Observations</i>
TrackH	- Método Automático de Identificação e Rastreamento dos DOLs
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	- Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical
WRF	- <i>Weather Researcher Forecasting</i>

## RESUMO

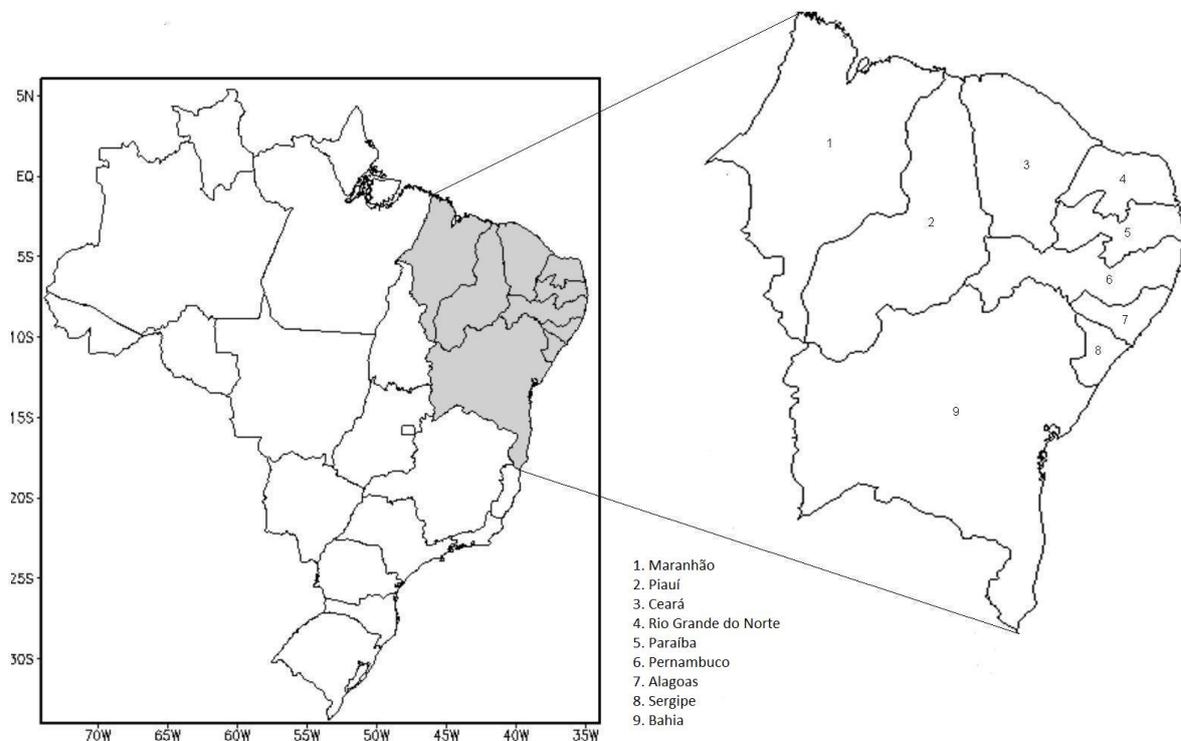
Uma climatologia de 21 anos dos Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) sobre a região NEB foi realizada com o intuito de obter um melhor entendimento dos processos dinâmicos e sinóticos do ciclo de vida destes sistemas, incluindo gênese, crescimento/decaimento, trajetória e dissipação. Adicionalmente, foi avaliada a eficiência do modelo de mesoescala WRF em simular este tipo de sistema. A identificação dos DOLs foi obtida de forma subjetiva através de imagens de satélite no canal infravermelho e campos de linhas de corrente e vortacidade relativa nos níveis de 1000, 850, 700, 500 e 200 hPa da reanálise do ERA-Interim. Neste período foram identificados 518 eventos de DOLs, onde 97% (3%) dessas ondas atingiram (não atingiram) a região do NEB, 64% (36%) foram convectivas (não convectivas) e 14% (86%) atingiram a região da Amazônia. Os principais sistemas que deram origem aos DOLs foram: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), Frentes Frias (FF) e conglomerados convectivos provenientes da costa oeste da África (AF). Além destes, a interação entre os sistemas AF/FF, AF/ZCIT, AF/VCAN e ZCIT/FF estiveram associadas a sua formação. Em média, foram observadas aproximadamente 25 ondas por ano, com máxima (mínima) frequência compreendida entre os meses de Março a Agosto (Setembro a Fevereiro) e, com pronunciada variabilidade interanual. O ciclo de vida dos DOLs foi avaliado de forma objetiva a partir de um método automático de identificação e rastreamento (TrackH), onde dos 518 eventos identificados na análise subjetiva, conseguiu capturar 342 ondas (~ 66%). A partir desta detecção, uma análise foi feita no nível 850 hPa para determinar as características típicas do seu ciclo de vida, que mostra um pico proeminente entre as longitudes de 35°W e 15°W e latitudes de 20°S e 5°N associado a densidade de gênese. A trajetória e dissipação se concentraram sobre a costa leste do NEB, entre os estados de Alagoas e Rio Grande do Norte, porém a dissipação diminuía a medida que adentrava ao continente. Os padrões sinóticos associados aos DOLs foram analisados através da anomalia de composição durante o período de máxima (úmido) e mínima (seco) frequência desde 3 dias antes até um dia após os DOLs atingirem a costa do NEB. Durante o período úmido, a circulação associada aos DOLs apresentou anomalia ciclônica e confluyente, vortacidade negativa e convergência até médios níveis, enquanto que em 200 hPa apresentou apenas a característica do cavado. Por outro lado, para o período seco, estas características foram observadas somente em baixos níveis. Anomalias negativas de movimentos verticais e temperatura e positivas de umidade foram observadas associadas aos DOLs nas duas estações, porém atingindo maiores altitudes durante o período seco. A composição de precipitação indicou que os DOLs são responsáveis por um acréscimo de 16% (4%) durante a estação úmida (seca). As características típicas dessas ondas foram: período médio de 8 (73) dias, comprimento de onda de aproximadamente 4500 (5500) km e velocidade de fase da ordem de 6,5 (0,9) m.s<sup>-1</sup>, para o período úmido (seco). O modelo WRF simulou os padrões sinóticos, a precipitação e as características típicas associadas aos DOLs de forma coerente, sendo comparado aos resultados do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), porém com maior intensidade, para os eventos de 11 e 17 de junho de 2006.

## ABSTRACT

A 21-year climatology of Easterly Wave Disturbances (EWDs) over NEB region was constructed in order to obtain a better understanding of dynamic and synoptic processes life cycle of these systems, including genesis, growth / decay, trajectory and dissipation. Moreover, we evaluated the efficiency of WRF mesoscale model to simulate this type of system. The identification of EWDs was obtained subjectively through satellite images in infrared channel and fields of streamlines and relative vorticity at the levels 1000, 850, 700, 500 and 200 hPa from ERA-Interim reanalysis. During this period, 518 EWDs were identified, where 97% (3%) of these waves hit (not hit) the NEB region, 64% (36%) were convective (non-convective) and 14% (86%) reached the Amazon region. The main systems that gave rise to DOLs were: Intertropical Convergence Zone (ITCZ), Upper-Tropospheric Cyclonic Vortices (UTCV), Cold Fronts (FF) and convective clusters from the west coast of Africa (AF). In addition, the interaction between systems AF/FF, AF/ITCZ, AF/UTCV and ITCZ/FF were associated with their formation. On average, we observed approximately 25 waves per year, with maximum (minimum) frequency between the months of March to August (September to February) and, with pronounced interannual variability. The life cycle of EWDs was evaluated objectively using an automatic method for the identification and tracking (TrackH). From the 518 events identified in the subjective analysis, TrackH was able to capture 342 waves (~ 66%). From this detection, an analysis was made at 850 hPa level to determine the characteristics of their life cycle, which shows a prominent peak around of 35°W-15°W and 20°S-5°N associated with density genesis. The trajectory and dissipation have concentrated over east coast of the NEB, between the states of Alagoas and Rio Grande do Norte, but the dissipation decreased once the systems enter the continent. The synoptic patterns associated with EWDs were analyzed by composing anomaly during the period of maximum (wet) and minimum (dry) frequency from 3 days before until one day after the EWDs reaching the NEB coast. During the wet period, the circulation presented cyclonic and confluent anomaly, negative vorticity and convergence at all levels except at 200 hPa which only showed a trough characteristic while for the dry season, this feature was only observed at low levels. Negative anomalies of vertical movements and temperature and positive humidity associated with EWDs were observed in both seasons, but reaching higher elevations during the dry period. The precipitation composition indicated that the EWDs are responsible for an increase of 16% (4%) during the wet season (dry). Typical characteristics of these waves were: mean period of 8 (73) days, wavelength of about 4500 (5500) km and phase velocity of about 6.5 (0.9) m.s<sup>-1</sup> for the wet period (dry). The WRF model simulated the synoptic patterns, precipitation and the typical features associated with EWDs in a coherently manner when compared to the results of the Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), but with greater intensity to the events of 11 and 17 June 2006.

# 1 INTRODUÇÃO

A região Nordeste do Brasil (Figura 1.1) localiza-se no setor tropical, aproximadamente entre os paralelos de 1°S e 18°S e os meridianos de 35°W e 48°W, com área superior a 1,6 milhões de km<sup>2</sup>, correspondendo a um quinto do território nacional. A maior parte da região apresenta características climáticas semi-árida, que é devido aos valores relativamente baixos de precipitação, tornando-a anômala sobre os continentes tropicais, relativo às outras regiões nesta faixa latitudinal no Hemisfério Sul.



**Figura 1.1** – Localização da região nordeste do Brasil e área de estudo.

O Nordeste Brasileiro (NEB) tem uma alta variabilidade espacial e temporal de precipitação. Ocorrem tanto secas severas, como também chuvas intensas durante certos períodos, que causam problemas diversos na agricultura, economia, urbanização, entre outros (Mota, 1997). As regiões costeiras do NEB recebem em média um total de precipitação anual de 1600 mm, enquanto que em muitas áreas do interior o total pluviométrico é da ordem de 750 mm (Kousky e Chu, 1978). Esta

variabilidade está associada a diferentes sistemas atmosféricos da circulação geral que atuam sobre a região em épocas distintas do ano, por exemplo, existem fenômenos atmosféricos e oceânicos que ocorrem em outras partes do globo, como os eventos ENOS (El Niño/Oscilação Sul) sobre o Pacífico Tropical, ou então a ocorrência de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre o Atlântico Tropical (Nóbrega et al., 2006).

No NEB, podem se identificar três regimes básicos quanto à distribuição espacial de precipitação (Strang, 1972; Kousky, 1979; Rao et al., 1993). No primeiro regime, área mais ao norte, a principal estação chuvosa ocorre de Março a Abril que coincide com a posição mais ao sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT, Hastenrath e Heller, 1977). O segundo atua sobre a parte sul do NEB com máximo de precipitação de Dezembro a Fevereiro e está associado à incursão de Frentes Frias (FF, Kousky, 1979). No terceiro regime, sobre a costa leste do NEB, destaca-se o máximo de precipitação no trimestre de Maio a Julho que, segundo Kousky (1979; 1980) é devido à circulação de brisa e à ação das FF, ou seus remanescentes, que se propagam ao longo da costa. Adicionalmente, Yamazaki e Rao (1977) e Ferreira et al. (1990) sugerem também que este máximo estaria relacionado aos Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs).

Os DOLs são perturbações que se deslocam para oeste com os ventos alísios que por sua vez estão associadas às Altas Subtropicais do Oceano Atlântico Norte e Sul. Rao et al. (1993) mostraram que o posicionamento e intensidade da alta no Atlântico Sul (AS) é um mecanismo importante no transporte de vapor d'água nos baixos níveis para o NEB. Esses distúrbios são climatologicamente importantes, pois carregam consigo grandes quantidades de umidade para áreas que geralmente são secas. A interação destes sistemas com as circulações locais aumentam a convergência nos baixos níveis da atmosfera produzindo fortes precipitações.

Vários estudos têm mostrado a ocorrência de DOLs em toda faixa tropical do globo, principalmente sobre as regiões do Atlântico Tropical Norte (ATN), Mar do Caribe e Pacífico Tropical Oeste (Riehl, 1954; Carlson 1969; Burpee, 1972; Reed et al., 1977; Krishnamurti, 1979; Thorncroft, 1995; Hodges, 1995; Thorncroft e Hodges, 2001; Berry et al., 2007; Serra et al., 2010, entre outros). Sobre o Atlântico Tropical Sul (ATS), especialmente próximo ao NEB, vários estudos têm permitido um melhor entendimento quanto à origem e manutenção dos DOLs (Yamazaki e Rao, 1977; Hall, 1989; Chan, 1990; Kayano, 2003; Coutinho e Fisch, 2007, Diedhiou et al., 2010; Torres e Ferreira, 2011 e Pontes da Silva, 2011; Caetano, 2011, entre outros). No entanto, ainda é pouco conhecido os mecanismos físicos e dinâmicos do ciclo de vida e variabilidade destes sistemas. Assim, uma melhor compreensão da dinâmica dos fenômenos meteorológicos nos trópicos é essencial para um melhor entendimento da circulação geral da atmosfera e, conseqüentemente, para o aprimoramento dos modelos de previsão de tempo e clima.

## **1.1 Objetivos**

Dentro deste contexto, o objetivo do trabalho é analisar, do ponto de vista observacional, e alguns estudos numéricos, os mecanismos físicos e dinâmicos do ciclo de vida dos DOLs, desde a gênese até sua dissipação, durante o período de janeiro de 1989 a dezembro de 2009.

Especificamente este estudo abordará os seguintes itens:

- Apresentar uma climatologia dos DOLs para um período de 21 anos;
- Analisar a variabilidade sazonal e interanual dos DOLs;

- Testar e validar a habilidade de um método automático de análise objetiva em capturar os DOLs durante todo o seu ciclo de vida, bem como verificar as regiões preferenciais de formação, trajetória e dissipação;
- Identificar os padrões de circulação gerados pela presença dos DOLs na região costeira do NEB e sua importância para os totais de precipitação na região durante as estações úmida e seca no período supracitado;
- Através de experimentos numéricos com o modelo de mesoescala WRF verificar sua habilidade em simular os DOLs.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A região tropical é denominada por fortes e constantes correntes de ar chamadas de *Ventos Alísios*, com direção predominantemente de nordeste-sudoeste no Hemisfério Norte (HN) e sudeste-noroeste no Hemisfério Sul (HS). Na camada mais baixa dos alísios, o ar é geralmente úmido e a temperatura é governada pelas trocas de calor entre a interface oceano-atmosfera, no entanto esta camada é pouco profunda, onde o tipo de nuvem prevalecente é o *Cumulus* raso, que raramente precipita. Por outro lado, acima desta camada, fica a *camada de inversão* dos ventos alísios, onde a temperatura aumenta com a altura. Sua principal característica é atuar como um eficiente “tampão” que impede o movimento ascendente do ar. Por este motivo é rara a precipitação nas regiões dos alísios, exceto onde a camada de inversão é levantada ou destruída.

Apesar dos alísios estarem relacionados a condições de tempo estáveis, em algumas regiões dos trópicos estas situações de calma são interrompidas por distúrbios, que são geralmente originada por pequenos vórtices que se deslocam com os alísios. A origem destes vórtices pode ser atribuída a fase final de depressões de latitudes médias que se movem em direção ao equador. Há casos, entretanto, que uma maior interação com cavados de latitudes médias poderia dar início a esse desenvolvimento (Riehl, 1954; Asnani, 1993).

Os DOLs são climatologicamente importantes, pois carregam consigo grande quantidade de umidade (com consequente precipitação) para áreas que geralmente são secas ao longo dos alísios não perturbados. Segundo Berry et al. (1945), estes distúrbios ocorrem em toda a baixa troposfera tropical, embora apresentem variações em tamanho e intensidade que dependem da época do ano e da região do globo.

A primeira descrição tridimensional detalhada das ondas de leste foi desenvolvida por Riehl (1945) para região do Caribe, onde mostrou que a oscilação no campo de vento e pressão apresenta-se em fase na superfície. A partir destas observações, Riehl desenvolveu um modelo para estes distúrbios que apresentam velocidade de fase de  $6^\circ$  de longitude por dia, período de 3 a 4 dias e comprimento horizontal de 2000 e 3000 km. O eixo do cavado tem direção nordeste-sudoeste e inclinação para leste com a altura. Na vanguarda do cavado as características são de tempo bom, com divergência e movimento descendente em baixos níveis. Por outro lado, na retaguarda do cavado há convergência e predominância de movimento ascendente.

A partir da técnica de composição, Reed e Recker (1971) analisaram 18 eventos de Ondas de Leste durante os meses de julho a setembro de 1967 sobre uma área no Pacífico Equatorial Oeste. O resultado da composição mostrou que a máxima componente meridional do vento estava em fase oposta entre a alta e a baixa troposfera. Os desvios negativos da temperatura do ar foram encontrados nas proximidades do cavado em baixos e altos níveis enquanto que os desvios positivos foram observados em níveis intermediários. A umidade relativa apresentou máximos valores próximos ao eixo do cavado, junto aos máximos valores de movimento vertical e precipitação. As ondas apresentaram velocidade de fase de  $7^\circ$  de longitude por dia e comprimento de onda médio de 3500 a 4000 km.

Tai e Ogura (1987) utilizando os dados do *First GARP Global Experiment* (FGGE) e de radiação de onda longa para o período de maio a setembro de 1979, investigaram a relação entre a atividade de nuvens profundas e os campos de grande escala na região do Pacífico Equatorial Leste. Através da técnica de análise espectral encontraram ondas com velocidade de propagação de  $5$  a  $7 \text{ m.s}^{-1}$ , período de 4 a 6

dias e comprimento de onda de 3000 3500 km, com máxima amplitude no nível de 850 hPa.

As Ondas de Leste Africanas (AEW) é uma característica sinótica importante do clima de verão na África Ocidental e do Atlântico Tropical. Observações durante o *Global Atmospheric Research Program (GARP) Atlantic Tropical Experiment (GATE)* revelaram perturbações de escala sinótica com período de 3 a 5 dias e comprimento de onda de 2000 a 4000 km se propagando para oeste cruzando o oeste da África e Atlântico Tropical com velocidade de fase de 6 a 8  $\text{m.s}^{-1}$  (Carlson, 1969; Burpee, 1972; Reed et al., 1977). Frank (1970) mostrou que a maior parte dos ciclones tropicais originados no Atlântico está relacionada às Ondas de Leste Africanas e que sua trajetória pode ser rastreada desde o continente africano até o Pacífico (Frank, 1969; Wallace, 1970).

O jato de Leste Africano (AEJ) presente no nível de 600 hPa é uma característica importante para origem destas ondas devido à combinação de instabilidade barotrópica e baroclínica ao sul do jato (Reed et al., 1988; Cook, 1999). Diedhiou et al. (1998) utilizando os dados de re-análises do National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) encontrou duas regiões preferenciais de propagação das AEW, uma ao norte e outra ao sul do AEJ, e sugerem que estas duas regiões tendem a se unir sobre o Atlântico. As ondas com período de 6 a 9 (3 a 5) dias se formam mais ao norte (sul) e tem comprimento de onda de 5500 (2500) km e velocidade de propagação de aproximadamente 6 (8)  $\text{m.s}^{-1}$ .

Sobre a região da Índia, Keshavamurty (1971) utilizando a técnica de análise espectral, encontrou ondas com período de 5 a 6 dias, com a máxima amplitude no nível de 850 hPa, comprimento de onda de aproximadamente 2000 km e velocidade de propagação de 4,3  $\text{m.s}^{-1}$ . Ainda segundo o autor, estas ondas apresentam um segundo

máximo em níveis médios (~ 450 hPa). Asnani (1993) mencionou sobre a dificuldade em se definir a estrutura destes sistemas nesta região por serem mais fracos que os vórtices semi-estacionários predominantes.

Apesar dos DOLs ocorrerem em toda a região tropical do globo, em ambos os hemisférios (Asnani, 1993), são mais frequentes no HN, com isso, a maior concentração de trabalhos se encontra sobre as regiões do Oceano Pacífico Oeste, Mar do Caribe, oeste da África e Oceano Atlântico Leste. Contudo, nas últimas décadas, vários trabalhos deram ênfase à região do ATS, especialmente próxima à costa leste do NEB (Neiva, 1975; Yamazaki e Rao, 1977; Hall, 1989; Chan, 1990; Espinoza, 1996; Mota, 1997; Kayano, 2003; Barbosa, 2005; Alves et al., 2006; Coutinho e Fisch., 2007; Santis Junior, 2008; Diedhiou et al., 2010; Torres e Ferreira, 2011; Pontes da Silva, 2011 e Caetano, 2011).

Neiva (1975) utilizou dados da análise tropical *National Meteorological Center* (NMC) e de algumas estações de radiossondagem sobre a região do Atlântico Equatorial Sul e litoral norte e nordeste do Brasil para aplicar a técnica de análise espectral e espectral cruzada. Apesar de mencionar a possibilidade da escassez de dados ter afetado os resultados, ele encontrou distúrbios se propagando de leste para oeste sobre o Atlântico e que estas ondas apresentaram períodos de 4 a 6 dias, comprimento de onda de 6000 km e velocidade de fase de  $11^\circ$  de longitude por dia. Outra característica apresentada foi a inclinação noroeste-sudeste na horizontal e inclinação para leste na vertical.

Yamazaki e Rao (1977) examinaram a composição temporal de faixas de imagens obtidas por satélites no oceano Atlântico Tropical e notaram, durante junho a agosto de 1967, aglomerados de nebulosidade propagando-se de leste para oeste. Eles observaram aproximadamente 20 linhas de aglomerados durante os três meses analisados e que estes aglomerados apresentavam velocidade média de  $10 \text{ m.s}^{-1}$  e

comprimento de onda de 4000 km. Foi observado em outros invernos o mesmo padrão de nebulosidade associado ao período chuvoso no litoral do NEB sugerindo a propagação de distúrbios de leste, a partir do Atlântico, para esta região.

Chan (1990) utilizando diagramas de longitude versus tempo da componente meridional do vento e a técnica de análise espectral observou que os DOLs que atingiram a costa leste do NEB no ano de 1979 possuíam período médio de 5 a 6 dias. Chan mostrou ainda que durante o outono e inverno daquele mesmo ano, os DOLs apresentaram maior amplitude, propagação de fase mais organizada e com ondas mais longas (6200 km) e mais rápidas ( $12 \text{ m.s}^{-1}$ ).

Espinoza (1996) investigou os DOLs no Atlântico Tropical para o período de 1980-1989 através da técnica de Funções Ortogonais Empíricas e Funções Ortogonais Empíricas Estendidas aplicadas a componente meridional do vento e encontrou distúrbios durante todo o ano, com diferentes características sazonais. Durante os meses de junho a agosto as ondas apresentaram comprimentos de ondas entre 3500 a 4000 km, velocidade de propagação de 10 a  $13 \text{ m.s}^{-1}$ , inclinação horizontal de sudoeste para noroeste e inclinação vertical para leste entre 1000 e 700 hPa e para oeste entre 700 e 500 hPa, estando em conformidade aos resultados obtidos por Neiva (1975).

Mota (1997) documentou que os DOLs não se apresentam tão intensos como em outras regiões tropicais do globo, propondo que essa diferença poderia ser devido às diferenças nos campos básicos em que os DOLs estão embebidos. Mota destacou ainda que as amplitudes dos distúrbios diminuía do equador em direção a latitudes mais altas e, que em  $15^{\circ}\text{S}$  não foi observado nenhum padrão oscilatório. Os parâmetros médios estimados pelo autor entre  $10^{\circ}\text{S}$  e  $0^{\circ}$  foram: período de 3,5 a 3,8 dias, comprimento de onda de 2900 a 3800 km e velocidade de fase  $9,8$  a  $11,6 \text{ m.s}^{-1}$ .

Kayano (2003) utilizando análises de Funções Ortogonais Empíricas no período de Janeiro de 1979 a Dezembro de 1995, para as estações de verão e inverno austral,

mostrou que a variabilidade de alta frequência da componente meridional do vento em 925 hPa localizado principalmente no ATS, durante o verão austral, resulta da ação combinada de sistemas sinóticos de médias latitudes e ondas transientes penetrando em direção ao Equador e distúrbios se deslocando para oeste em latitudes equatoriais. Juntos, estes sistemas mostram um papel importante na modulação da precipitação de verão sobre o nordeste da América do Sul. Por outro lado, variabilidade de alta frequência da componente meridional do vento em 925 hPa, dominante durante o inverno austral, foi principalmente devido à distúrbios tropicais de leste se deslocando para oeste, que afeta a distribuição de precipitação diária sobre a parte norte da América do Sul.

Torres e Ferreira (2011), a partir da análise de dois eventos de DOLs que atingiram a costa leste do NEB e utilizando dados observados e simulados pelo modelo regional ETA, observaram que as áreas com maior atividade convectiva estiveram associadas a regiões de movimentos ascendentes e convergência de umidade em baixos níveis, acompanhando o cavado em 700 hPa. Além disso, eles enfatizaram a importância do posicionamento e intensidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) para o transporte de umidade sobre a costa leste do NEB.

Pontes da Silva (2011) investigou a contribuição dos DOLs na precipitação observada para o período chuvoso de 2006 a 2010 da costa leste do NEB. Os parâmetros médios apresentados foram: período de 5,3 dias, comprimento de onda de 4307 km e velocidade de fase de  $9,3 \text{ m.s}^{-1}$ . Pontes da Silva documentou ainda que há uma ocorrência média de 23 DOLs por ano com pequena variabilidade interanual e que cada evento de DOL provocou chuva em torno de 16 a 20 mm entre o litoral de PE e leste do RN. Ainda segundo o autor, os DOLs são responsáveis por aproximadamente 70% da precipitação na quadra chuvosa da área que vai do Litoral de AL ao leste do

RN e que a contribuição dos DOLs não foi significativa para latitudes mais ao sul, como por exemplo, leste da Bahia.

As características dos DOLs sobre a região do ATS têm sido estudadas extensivamente através das técnicas de análise sinótica convencional, espectral e composição de campos sinóticos, principalmente durante o período de verão e inverno austral. Por outro lado, do ponto de vista observacional e modelagem numérica, ainda são poucos os trabalhos publicados. Neste sentido, o presente estudo avaliou de forma observacional, uma climatologia de 21 anos dos DOLs, afim de melhorar sua compreensão, além de realizar alguns experimentos numéricos para verificar a habilidade dos modelos em simular os padrões característicos dos DOLs.

### 3 DADOS E METODOLOGIA

Nesta seção, são descritos os dados utilizados para representar o comportamento da atmosfera sobre o Nordeste do Brasil e Oceano Atlântico. A metodologia empregada na análise dos dados meteorológicos permitirá uma análise detalhada das condições sinóticas e dinâmicas associadas aos DOLs.

#### 3.1 Dados

Os dados utilizados neste estudo foram obtidos das reanálises do ERA-Interim produzidos pelo European Center for Medium-Range Weather Forecasting (ERA-Interim, ECMWF, Simmons et al., 2007). Estes dados estão disponíveis em uma grade com resolução de  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  de latitude por longitude e 37 níveis na vertical para os horários de 00, 06, 12 e 18 UTC. Para este estudo foram utilizadas as variáveis: temperatura do ar, umidade relativa e específica, componentes zonal e meridional do vento e velocidade vertical nos níveis de 1000, 850, 700, 600, 500, 400, 300 e 200 hPa e pressão de superfície nos 4 horários sinóticos durante o período de janeiro de 1989 a dezembro de 2009. Os dados de precipitação deste mesmo conjunto de dados também foram utilizados, porém para os horários 00 e 12 UTC. Com a finalidade de investigar os padrões de circulação associados aos DOLs e a estrutura vertical da atmosfera, foram gerados os campos de vorticidade relativa, linhas de corrente, velocidade vertical e convergência/divergência do fluxo de umidade em todos os níveis isobáricos supracitados além de seções verticais de temperatura, umidade e movimento vertical ao longo de cortes latitudinais. Mapas de fluxo de umidade integrada na vertical (até 200 hPa) e diagramas do tipo Hovmöller também foram gerados. Os dados das

componentes zonal e meridional do vento do ERAI também foram utilizados para identificação e rastreamento dos DOLs através do método de análise objetiva.

Para verificar a nebulosidade e os sistemas sinóticos associados aos DOLs foram utilizadas imagens no canal infravermelho dos satélites Meteosat-3, 4, 5, 6, 7, 8 e 9, nos horários sinóticos e sub-sinóticos. Estes dados foram adquiridos através do banco de dados do *Global ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) B1 Browse System/National Climatic Data Center/National Environmental Satellite, Data, and Information Service/National Oceanic and Atmospheric Administration (GIBBS/NCDC/NESDISS/NOAA)* para o período de estudo (1989 a 2009).

Além dos dados supracitados, também foram utilizados os dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) gerados por Reynolds e Smith (1995), com propósito de se investigar as possíveis correlações entres os Oceanos Pacífico e Atlântico e os DOLs. Estes dados estão dispostos em uma grade regular com resolução horizontal de  $1^\circ \times 1^\circ$  de latitude por longitude em caráter mensal.

As simulações numéricas (seção 3.2.4) foram iniciadas e as fronteiras atualizadas com as reanálises do *National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR, Saha et al., 2010)*. O CFSR é a terceira geração dos produtos de reanálises do NCEP e cobre um período de 31 anos (1979 a 2009), com resoluções horizontais e verticais de  $0.5^\circ$  e 64 níveis, respectivamente. A escolha destes dados para a realização das simulações numéricas foi devido apenas a sua alta resolução ( $0.5^\circ$ ), quando comparado aos dados do ERAI ( $1.5^\circ$ ).

Para verificação dos resultados das simulações numéricas foram utilizados, além dos dados do CFSR, os dados diários de precipitação e temperatura do ar cedido pelo Grupo de Previsão Climática (GPC) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE). A partir dos

dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, SYNOP + EMAs), INPE (PCDs) e Centros Estaduais de Meteorologia é efetuada uma interpolação espacial nos dados para uma grade regular com resolução horizontal de  $0.25^\circ$  em latitude e longitude. Para esta interpolação foi utilizado o método de Kriging, que trata de um método de interpolação baseado na dependência espacial de amostras (Matheron, 1973). A resolução temporal destes dados está compreendida entre o período de 1 de janeiro de 2000 até o presente.

## **3.2 Metodologia**

A seguir serão descritos de forma breve as técnicas de análises que foram utilizadas para realização do presente trabalho. O objetivo destas descrições é demonstrar de maneira sucinta e objetiva a definição, sua utilidade e como as mesmas foram empregadas na base de dados.

### **3.2.1 Análise Subjetiva**

A técnica de análise subjetiva para identificação dos casos observados de DOLs será similar a utilizada por Pontes da Silva (2011), que é baseada no uso de imagens de satélite, campos meteorológicos derivado de reanálise e diagrama do tipo Hovmöller. Além disso, o ambiente sinótico médio de desenvolvimento dos DOLs foi obtido através da técnica de composição. No entanto, para este trabalho, a técnica de composição será utilizada com uma nova abordagem.

### 3.2.1.1 Identificação dos DOLs

A identificação dos eventos de DOLs foi feita inicialmente através de animações de imagens de satélite com resolução temporal de 3 horas, no canal infravermelho, considerando a nebulosidade e escala característica dos distúrbios, ou seja, sinótica ou sub-sinótica, que se deslocaram para oeste sobre o ATS durante o período de estudo. Após essa identificação, estes eventos foram separados como candidatos a DOLs. Em seguida, estes possíveis eventos foram analisados através de campos de vorticidade relativa e linhas de corrente nos níveis de 1000, 850, 700, 500 e 200 hPa para verificar a distribuição de vorticidade e os padrões de circulação atmosférica, respectivamente. Logo, os sistemas que apresentaram as características supracitadas foram classificados como eventos de DOLs.

Após a identificação e classificação dos DOLs, foram catalogadas as informações quanto ao dia de origem e dissipação de cada sistema, se o sistema atingiu ou não a costa do NEB, se foram convectivos e não convectivos, o tipo de sistema meteorológico que os originaram e quais desses sistemas atingiram a região da Amazônia.

### 3.2.1.2 Diagramas do Tipo Hovmöller

A partir das reanálises do ERAI foram construídos diagramas do tipo Hovmöller da componente meridional do vento nos níveis de 850 e 700 hPa, entre as longitudes de 60°W e 0°, para todos meses do período de estudo. Para a faixa latitudinal considerou-se a média entre as latitudes de 1° e 10°S, que representa a área mais afetada pelos DOLs. No entanto, para os estudos de casos as latitudes foram escolhidas em função da máxima intensidade dos sistemas. Objetivando uma melhor

identificação dos DOLs com os diagramas, aplicou-se um filtro de média móvel na banda de 3 a 7 dias. Esses diagramas possibilitam a identificação de padrões ondulatórios, traçar sua progressão para leste/oeste com o tempo e estimar qualitativamente os parâmetros das ondas, tais como velocidade de fase, período e comprimento de onda (Torres, 2008). A velocidade de fase ( $c$ ) é obtida pela inclinação das isolinhas, e o período médio das ondas ( $\tau$ ) é obtido pela razão entre o intervalo de tempo decorrido da passagem consecutiva das ondas em  $35^{\circ}\text{W}$  e o número de distúrbios. O comprimento de onda ( $L$ ) foi determinado através da relação  $L = c\tau$ , assumindo que as ondas que se deslocam numa determinada latitude são não-dispersivas.

### **3.2.1.3 Técnica de Composição**

Esta é uma técnica muito eficiente para a identificação dos padrões médios e principais características associadas a um determinado fenômeno climático. Sua eficiência depende dos critérios de seleção do fenômeno a ser analisado, os quais devem necessariamente ser bem fundamentados (Souza, 2003). Neste trabalho a referida técnica foi utilizada para investigar a estrutura dinâmica da variabilidade de alta frequência associada aos episódios de DOLs.

Estas composições foram construídas para identificar os padrões de circulação gerados pela presença de DOLs na região costeira do NEB e sua importância para os totais de precipitação na região. As composições foram geradas, a partir da média diária, de todas as datas de ocorrência de DOLs, exceto para a precipitação, onde se utilizou o acumulado diário, considerando três dias antes (-3d) até um dia depois (+1d). O dia 0d representa a data de atuação do DOL na costa leste do NEB. Além disso, foram gerados campos de composição das anomalias.

### 3.2.1.4 Teste de Significância do Coeficiente de Correlação

Neste estudo, o teste de significância t-Student foi obtido a partir da correlação entre o número de eventos de DOLs nas estações úmida e seca, em cada ano, e as regiões de NINO1+2 (10°S-0° e 90°W-80°W), NINO3 (6°S-6°N e 150°W-90°W), NINO3+4 (6°S-6°N e 170°W-120°W), NINO4 (6°S-6°N e 160°E-150°W), ATS (20°S-5°S e 35°W-5°E), ATN (5°N-28°N e 60°W-20°W) e GRADM (ATN-ATS). Esta aplicação teve como objetivo verificar a significância das correlações das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico na distribuição dos casos de DOLs.

O teste de significância t-Student pode ser calculado da seguinte forma:

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}}, \quad (1)$$

no entanto, para este estudo, isolou-se r da equação (1) objetivando determinar a sua significância para um nível de probabilidade de 95%. Assim, a equação (1) tornou-se:

$$r = \frac{t}{\sqrt{t^2 + (N-2)}}, \quad (2)$$

onde, r é o coeficiente de correlação, t o teste de significância e N o número de graus de liberdade. Desta forma, definido o t (tabelado) para o nível de probabilidade de 95% e conhecido o número de graus de liberdade (N), que é de 126, foi calculado o valor de r mínimo com significância. Logo, se o valor de r obtido das duas séries (úmida e seca) for superior ao valor de r calculado pela equação (2), coeficiente de correlação acima de 0.12 (0.1) para a estação úmida (seca), tem significância estatística.

É importante destacar que os dados de anomalias de TSM foram filtrados temporalmente, na banda de 2 a 7 dias, utilizando o filtro de Lanczos (Duchon, 1979) passa banda antes de se aplicar o teste de significância supracitado.

### 3.2.2 Análise Objetiva: Método de Identificação e Rastreamento de DOLs

O conhecimento a respeito do ciclo de vida destes sistemas, incluindo gênese, crescimento, desenvolvimento estrutural ao longo de seu deslocamento e dissipação, além dos aspectos dinâmicos que possam estar envolvidos, ainda é pequeno. Assim, um método automático de análise objetiva para identificação e rastreamento dos DOLs foi utilizado. Este método foi desenvolvido por Hodges (TrackH, 1995) e tem sido bastante aplicado às Ondas de Leste Africana, que são mais intensas e têm mecanismos de formação mais conhecidos, quando comparadas às ondas do HS (Diedhiou et al., 2010). As principais diferenças dos DOLs, entre ambos os hemisférios, são a intensidade e distância de deslocamento dos sistemas (Asnani, 1993; Thorncroft e Hodges, 2001).

O TrackH identifica e rastreia os DOLs a partir de um limiar mínimo de vorticidade relativa, além de outros parâmetros, e requer que o mesmo satisfaça alguns requisitos em relação ao tempo de vida e propagação. A vorticidade relativa é inicialmente suavizada para uma resolução T42 por meio de filtro espacial gaussiano que, segundo Thorncroft e Hodges (2001), esta resolução é adequada para identificar este tipo de onda (escala sinótica) e que nenhuma vantagem foi encontrada utilizando análises em alta resolução. A razão para usar o campo de vorticidade com baixa resolução é que a vorticidade é um campo muito ruidoso e a suavização ajuda a reduzir o ruído de modo a produzir trajetórias mais coerentes.

O TrackH apesar de ser bastante utilizado em outras regiões, principalmente sobre o continente africano e Atlântico Norte, ainda não foi empregado em aplicações para o Atlântico Sul, principalmente próximo ao NEB. Desta forma, os critérios utilizados para identificar e rastrear os DOLs nesta região foram os mesmo de Thorncroft e Hodges (2001), que usaram resolução T42, limiar de vorticidade relativa

de pelo menos  $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e tempo de vida e distância de deslocamento mínimo dos sistemas de 2 dias e  $10^\circ$  ( ~ 1000 km), respectivamente, porém com algumas alterações, como por exemplo, resolução T63 e  $5^\circ$  ( ~ 500 km). Estas mudanças foram feitas devido à amplitude dos DOLs ser menor no HS, quando comparada as do HN, e por apresentar a formação do sistema, através do TrackH, próxima a costa do NEB.

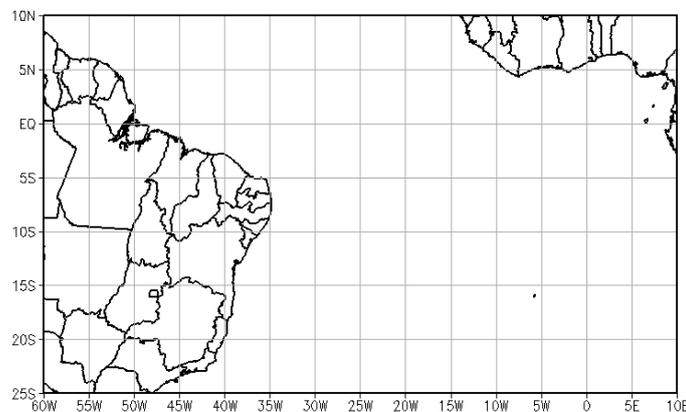
Para um melhor entendimento quanto ao ciclo de vida dos DOLs foi criado uma estatística de rastreamento para os campos de densidade de gênese, trajetória e dissipação. Adicionalmente, com intuito de avaliar a eficiência de rastreamento do TrackH foi feito uma validação comparando o número de eventos de DOLs rastreados com os casos observados, que foram obtidos através da análise subjetiva.

### 3.2.3 Simulações Numéricas

As simulações numéricas foram realizadas através do modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting* (WRF, Skamarock, 2008), não hidrostático, com resoluções horizontais e verticais de 30 km e 38 níveis, respectivamente, com o topo do modelo no nível de 10 hPa. Objetivando avaliar a habilidade do modelo WRF em simular este tipo de sistema foram selecionados os eventos de 11 e 17 de junho de 2006. O tempo de integração para cada simulação foi de 6 dias e as simulações foram inicializadas 4 dias antes do dia de seu impacto na costa do NEB.

O domínio das simulações engloba as regiões do NEB, parte do Oceano Atlântico e costa oeste da África (Figura 3.1). As parametrizações físicas configuradas para o processamento do modelo WRF estão representadas na Tabela 1. Detalhes sobre o modelo e as parametrizações físicas utilizadas podem ser obtidos em: Janjic (1994), Hong e Lim. (2006), Klemp et al. (2007), Skamarock et al. (2008), Iacono et al. (2008), Wang et al. (2008), entre outros.

A avaliação do modelo foi feita de forma qualitativa comparando seus resultados com os dados observados cedidos pelo CPTEC/INPE e os dados do CFSR. A primeira avaliação foi realizada comparando os resultados de temperatura média diária e a precipitação acumulada em 24 horas do modelo contra os dados observados sobre todas as capitais do nordeste (pontual). Posteriormente, avaliou-se o comportamento dos padrões sinóticos simulados pelo modelo WRF e os dados do CFSR em todos os níveis isobáricos descritos na seção 3.1.



**Figura 3.1** – Domínio das simulações numéricas.

**Tabela 1** – Parametrizações utilizadas na integração do modelo WRF.

<b>Parametrizações</b>	<b>Esquema</b>
Microfísica	WSM 6
Radiação de Onda Longa	RRTMG
Radiação de Onda Curta	RRTMG
Superfície	Monin-Obukhov
Solo	Thermal diffusion
Camada Limite Planetária	Mellor-Yamada-Janjic
Convecção	Grell 3D

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta seção, apresentam-se os resultados obtidos neste estudo, os quais serão divididos em três partes:

- Seção 4.1: Climatologia dos DOLs atuantes no ATS, com ênfase nos sistemas próximos à costa do NEB;
- Seção 4.2: Avaliação dos padrões de circulação gerados pela presença dos DOLs na região costeira do NEB e sua importância para os totais de precipitação na região durante as estações seca e úmida destes sistemas;
- Seção 4.3: Teste de habilidade do modelo WRF em simular os padrões sinóticos associados aos DOLs durante dois estudos de casos.

### 4.1 Climatologia

Nesta seção será apresentada a climatologia dos DOLs sobre o ATS, com ênfase na costa do NEB, obtidas através das análises subjetiva e objetiva.

#### 4.1.1 Análise Subjetiva

A partir da aplicação da metodologia de identificação de DOLs, discutida na seção 3.2.1, criou-se uma climatologia de 21 anos, do período de 1 de janeiro de 1989 até 31 de dezembro de 2009, e calculou-se as suas principais características médias, tais como: comprimento de onda, velocidade de fase, período, duração médias, frequência de eventos, variabilidade interanual e mensal e o tipo de sistema que os originaram. Adicionalmente, foi determinada a porcentagem dos eventos que atingiram

ou não a costa do NEB e a região da Amazônia, além dos eventos convectivos e não convectivos.

Durante o período de análise foi identificado um total de 518 eventos de DOLs, apresentando uma média por ano de 25 ondas e um desvio padrão de aproximadamente 6. Desses 518 eventos, 97% (504) atingiram a costa leste do NEB, 64% (330) foram convectivas e apenas 14% (70) atingiram a região da Amazônia. Pontes da Silva (2011) analisando eventos de DOLs durante a estação chuvosa de 2006 a 2010 encontrou 116 casos e, a cada ano, uma média de aproximadamente 60% dos eventos apresentou nebulosidade convectiva associada.

A Figura 4.1 mostra os diagramas de frequência de DOLs por ano, mês, horário e tipo de sistema que os originaram. Analisando a Figura 4.1a constata-se a existência de uma variabilidade interanual quanto à frequência absoluta desses sistemas, principalmente nos anos que foram iniciados com o evento de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) estabelecido como, por exemplo, os anos de 89, 99, 00, 01, 06 e 08 para eventos de La Niña (LN) e 91, 92, 93, 03 e 05 para eventos de El Niño (EN). Além disso, ressalta-se que em alguns anos essa relação não teve um sinal muito forte como é o caso dos anos de 95, 98 e 07. Isto pode ser devido à característica dos dois eventos dentro do mesmo ano. Diante disto, uma análise de correlação entre as anomalias de TSM, obtidas da média na área do ATS, ATN, GRADM, NINO1+2, NINO3, NINO3+4 e NINO4, e a frequência de DOLs foi feita. Para esta análise foram separados os eventos em estação úmida e seca em função da ocorrência de DOLs por mês (Figura 4.1b). Logo, a estação úmida refere-se aos meses de Março a Agosto e a estação seca de Setembro a Fevereiro.

Como documentado na seção 3.2.1.4, só existe significância estatística se os valores de correlação para estação úmida (seca) forem acima de 0.12 (0.1). Assim, através da Tabela 2 pode-se notar que durante a estação úmida, existe significância

estatística (cor marrom) entre as correlações de todas as regiões de NINO e a frequência de DOLs, além da região GRADM sobre o Atlântico Tropical. Durante a estação seca, a região GRADM foi a única a apresentar significância estatística. Ressalta-se ainda que, a região GRADM foi obtida da diferença entre as regiões ATN e ATS e, com isso, valores negativos (positivos) são favoráveis (desfavoráveis) à região do NEB.

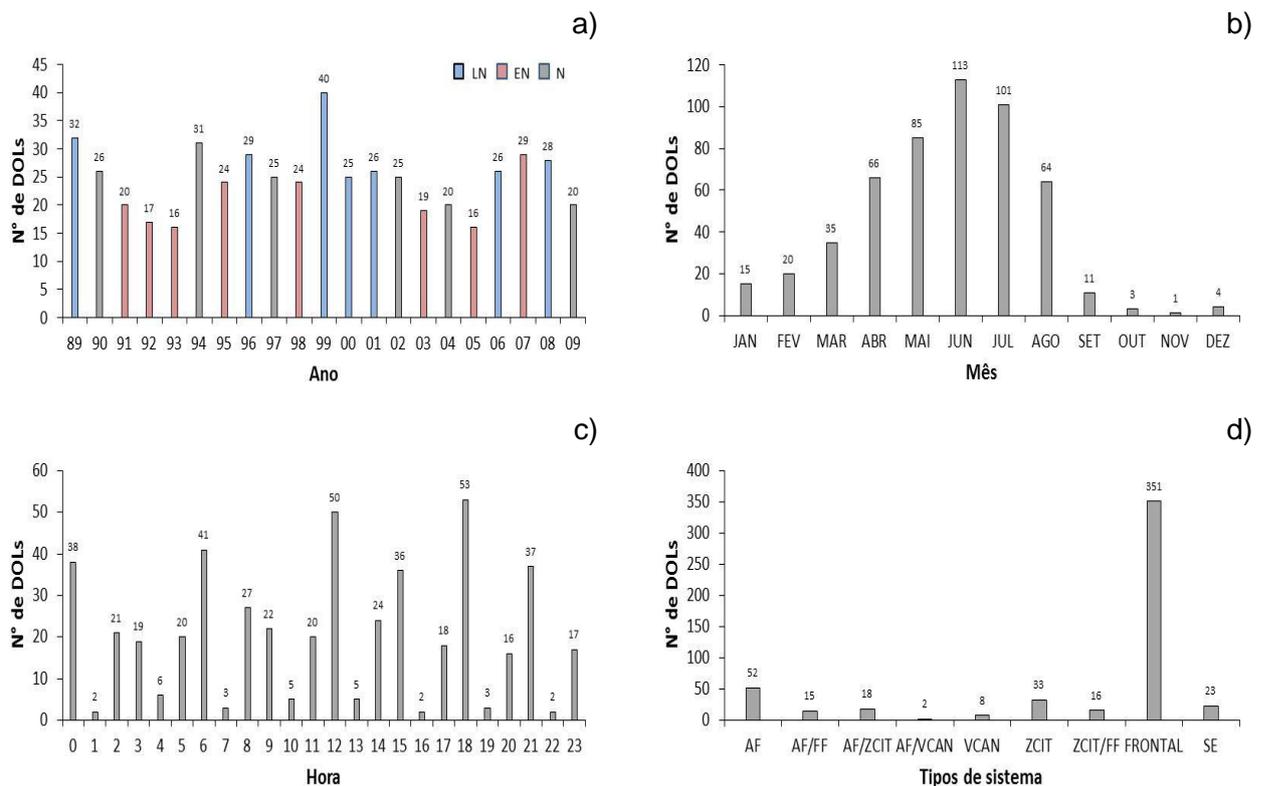
Observa-se na Figura 4.1c que não existe um horário bem característico do impacto dos DOLs na costa do NEB, no entanto, apresenta uma máxima frequência nos horários da 00, 06, 12, 15, 18 e 21, que deve ser em função dos dados do ERAI (reanálises) e das imagens de satélite serem gerados nestes horários. É importante destacar que, dos eventos que atingiram a costa do NEB, em apenas 4 não foi possível identificar o horário de impacto devido a grande quantidade de nebulosidade presente. Do ponto de vista da origem, é possível identificar na Figura 4.1d os principais sistemas que estiveram associados aos DOLs, tais como: Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN, 8), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT, 33), conglomerados convectivos provenientes da costa oeste da África (AF, 52) e Sistemas Frontais (FF, 351). Além disso, podem-se encontrar algumas interações entre estes sistemas associados à origem dos DOLs, a saber: AF/FF (15), AF/ZCIT (18), AF/VCAN (2) e ZCIT/FF (16). Ressalta-se ainda que, o sistema definido de SE (sudeste, 23) é devido aos DOLs que se formam sobre a região da ASAS e se deslocam no sentido sudeste/noroeste sem está associado a nenhum outro tipo de sistema.

Caetano (2011) analisando os DOLs sobre a costa leste do NEB durante os anos de 1999 a 2009 contabilizou um total de 376 DOLs e identificou 5 tipos de sistemas relacionadas a sua origem:

- **Tipo I** – Conglomerados convectivos provenientes da costa oeste da África;
- **Tipo II** – Nebulosidade originada e desenvolvida pela influência de VCANs;

- **Tipo III** – Nebulosidade originada sobre o oceano Atlântico;
- **Tipo IV** – Nebulosidade proveniente da ZCIT;
- **Tipo V** – Nebulosidade originada próximo à costa leste do NEB, devido a convecção local e interações com efeito de brisa, ventos alísios ou sistemas frontais do HS.

Estes resultados mostram uma conformidade com os resultados apresentados no presente estudo, porém do ponto de vista da frequência de eventos mensal e anual foram diferentes, podendo estar relacionado aos critérios de seleção dos sistemas. Apesar da variabilidade da frequência mensal obtida por Caetano ter sido diferente, observou-se uma semelhança na concentração desses sistemas durante o período de março a agosto.



**Figura 4.1** – Diagrama da frequência absoluta de DOLs: a) ano, b) mês, c) horário e d) tipos de sistemas que os originaram.

**Tabela 2** – Coeficiente de correlação e desvio padrão das anomalias de TSM para regiões selecionadas sobre os oceanos Pacífico e Atlântico durante os períodos úmido e seco.

Regiões	Estações			
	Úmida		Seca	
	r	$\sigma$	r	$\sigma$
<b>ATS</b>	0,12	0,31	-0,05	0,25
<b>ATN</b>	-0,09	0,31	0,08	0,30
<b>GRADM</b>	-0,15	0,42	0,10	0,33
<b>NINO1+2</b>	-0,25	0,65	0,03	1,03
<b>NINO3</b>	-0,25	0,65	-0,01	1,03
<b>NINO3+4</b>	-0,26	0,63	-0,05	1,04
<b>NINO4</b>	-0,23	0,53	-0,07	0,72

#### 4.1.2 Análise Objetiva

Nesta seção serão discutidas as principais características do ciclo de vida dos DOLs, como por exemplo, formação, trajetória, dissipação e sua taxa de crescimento/decaimento, além de avaliar através do TrackKH o potencial de detecção desses distúrbios. Os eventos de DOLs no HS foram melhores identificados, com o uso do TrackKH, no nível de 850 hPa, principalmente por causa dos núcleos de vorticidade relativa, que é um dos parâmetros utilizados para a identificação dos sistemas, mais intensos neste nível. Apesar do sistema ser melhor capturado em 850 hPa, pela vorticidade, o cavado associado a ele pode ser observado tanto no nível de 850 como em 700 hPa.

Através dos eventos de DOLs obtidos na análise subjetiva foram determinadas as ondas rastreadas pelo TrackKH. Para esta identificação verificou-se o posicionamento da nebulosidade associado ao sistema com as trajetórias rastreadas pelo TrackKH. Logo, para que o sistema fosse caracterizado como evento rastreado,

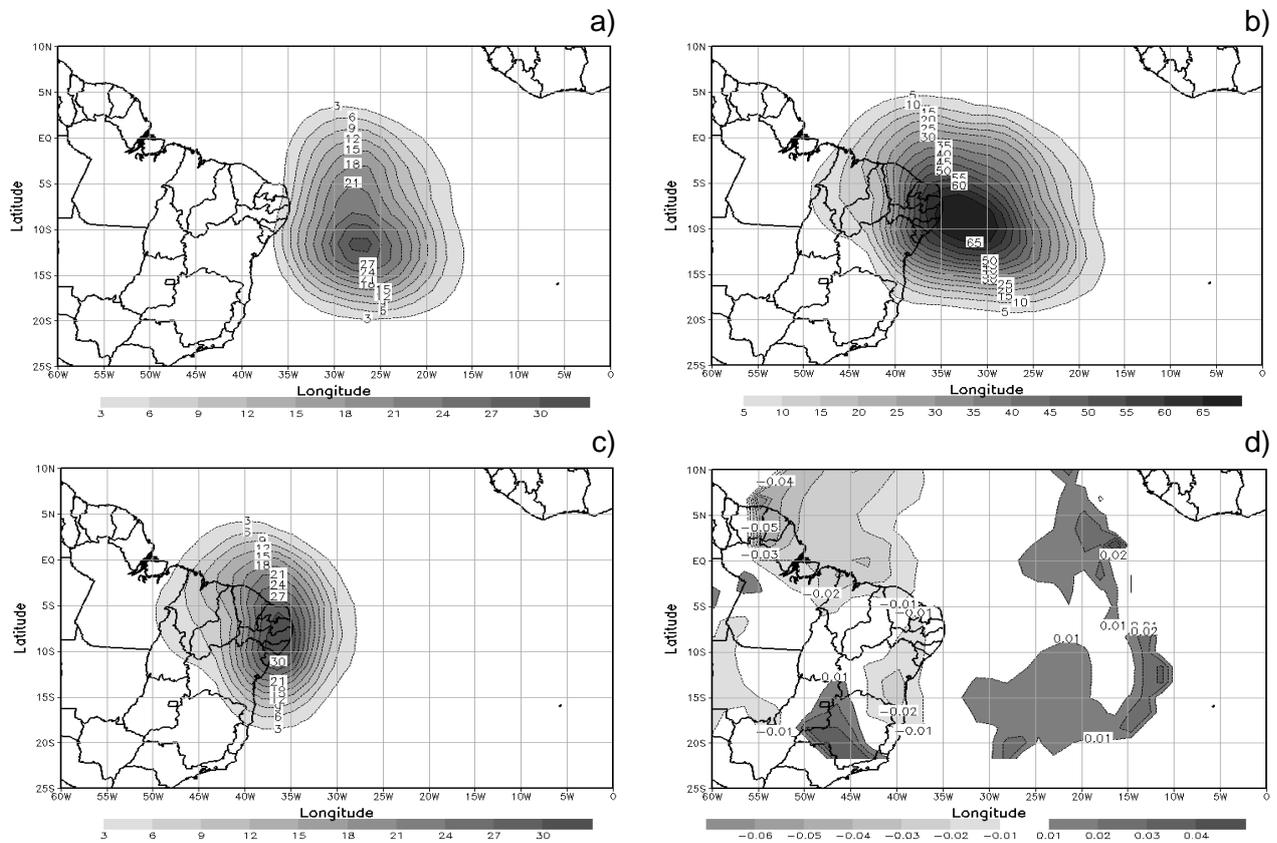
sua trajetória teria que apresentar no mínimo 6 passos de tempo, além das latitudes e longitudes associadas estarem em fase com a nebulosidade. Esse critério de análise foi adotado devido à formação dos DOLs pelo TrackKH serem muito próxima a costa do NEB, discutida na seção 3.2.3. Portanto, dos 518 eventos de DOLs identificados através da análise subjetiva (seção 4.1.1), 342 ondas foram rastreadas pelo TrackKH, que em termos de porcentagem representa 66%. A grande maioria das ondas não rastreadas (34%) teve sua formação muito próxima à costa do continente e, com isso, o TrackKH não conseguiu capturar devido ao critério de tempo mínimo do sistema não ter sido satisfeito.

Apesar da porcentagem de DOLs detectados pelo TrackKH ter sido de 66% em todo o período, o número de eventos que são rastreados no TrackKH foi muito superior ao número observado devido a outros núcleos de vorticidade terem sido capturados dentro da área de estudo. Assim, uma análise estatística foi feita para separar os núcleos de vorticidade associados aos DOLs dos demais núcleos. Destas análises pode se observar que das 1.748 ondas detectadas pelo TrackKH 20% são DOLs enquanto que 80% representam núcleos de vorticidade associados a outros tipos de sistemas, como por exemplo, perturbações ondulatórias produzidas no campo dos alísios. No entanto, a análise dessas características não é o foco do presente estudo.

Através das ondas detectadas pelo TrackKH associadas aos DOLs (342) foram determinadas as características típicas do seu ciclo de vida, as quais são apresentadas na Figura 4.2, que mostra as regiões preferenciais de formação, trajetória, dissipação e taxa de crescimento/decaimento. A densidade de gênese em 850 hPa (Figura 4.2a) mostra claramente um pico proeminente entre o oceano Atlântico Sul e a costa do NEB, mas precisamente entre as longitudes de 35°W e 15°W e as latitudes de 20°S e 5°N.

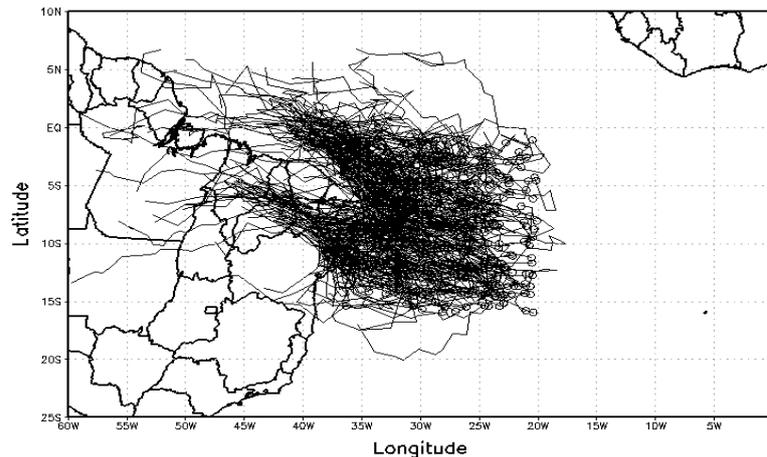
Na Figura 4.2b e 4.2c apresenta-se a densidade de trajetória e dissipação dos sistemas por unidade de área, respectivamente. Nota-se que a máxima densidade das trajetórias se concentra sobre a costa leste do NEB, entre os estados de Alagoas e Rio grande do Norte. Além disso, é evidente a sua influência em toda regiões do NEB. Do ponto de vista de dissipação (Figura 4.2c), observa-se a máxima densidade sobre a costa leste do NEB e diminuindo continente a dentro. Ainda pela Figura 4.2c, é evidente a influência dos DOLs até a costa norte e leste dos estados de Tocantins e Pará, respectivamente, mostrando que estes resultados estão de acordo com os obtidos pela análise subjetiva.

A Figura 4.2d apresenta a taxa de crescimento/decaimento dos sistemas por unidade de dia. Observa-se sobre a região do oceano Atlântico entre as longitudes de  $30^{\circ}$  e  $10^{\circ}$ W valores positivos, associado ao crescimento, enquanto que sobre a costa leste e norte do NEB valores negativos. Estes resultados estão de acordo com as análises obtidas por imagens de satélite, que foi utilizada para identificação dos casos observados de DOLs. Além disso, pode-se notar que as regiões com taxa de crescimento estão localizadas sobre as regiões nas quais os sistemas que os deram origem atuam.



**Figura 4.2** – Estatística de rastreamento em 850 hPa de todas as ondas rastreadas. a) Densidade de gênese por unidade de área ( $\sim 10^3 \text{ km}^2$ ). b) Densidade de trajetória por unidade de área ( $\sim 10^3 \text{ km}^2$ ). c) Densidade de dissipação por unidade de área ( $\sim 10^3 \text{ km}^2$ ). d) Taxa de crescimento e decaimento por unidade de dia.

A Figura 4.3 mostra a composição das trajetórias de todos os DOLs rastreados pelo TrackKH durante o período de estudo. Observa-se o predomínio da trajetória com deslocamento no sentido sudeste/noroeste e impacto perpendicular a costa leste do NEB, enquanto que sobre a costa norte este último se propaga paralelamente. Além disso, nota-se que a origem dos DOLs pelo TrackKH é identificada a partir de aproximadamente  $20^\circ\text{W}$ . Isto pode estar relacionado com o critério do limiar mínimo de vorticidade utilizado pelo TrackKH para rastrear os DOLs, onde os núcleos de vorticidade apresentam-se mais intensos a medida que se aproximam do continente.



**Figura 4.3** – Composição das trajetórias de todos os eventos de DOLs rastreados pelo TrackH.

#### 4.1.3 Conclusões Gerais

A climatologia dos DOLs mostrou que durante os 21 anos de análises foram identificados 518 eventos através da análise subjetiva, onde 97% desses sistemas atingiram a região do NEB, 64% foram convectivas e apenas 14% atingiram a região da Amazônia. Em média, foram observadas aproximadamente 25 ondas por ano, com a máxima (mínima) frequência compreendida entre os meses de Março a Agosto (Setembro a Fevereiro), indicando a existência de uma variabilidade mensal e anual. Uma análise de correlação entre as anomalias de TSM sobre os oceanos Pacífico e Atlântico e a frequência de DOLs mostraram que as regiões do NINO1+2, NINO3, NINO3+4, NINO4 e GRADM apresentaram correlações com significância estatística durante a estação úmida, enquanto que para a estação seca apenas a região GRADM teve significância. A formação dos DOLs se deu principalmente através da ZCIT, VCAN, FF e AF, podendo ser observado também sua origem associada à interação dos seguintes sistemas: AF/FF, AF/ZCIT, AF/VCAN e ZCIT/FF. A partir das análises objetivas foi possível verificar que o método automático de identificação e rastreamento dos DOLs capturou 66% das 518 ondas identificadas através da análise subjetiva, indicando ser uma boa ferramenta para o rastreamento destes sistemas. Destas análises podem-

se obter algumas informações sobre o ciclo de vida dos DOLs, tais como: gênese, trajetória, dissipação, além das regiões com taxa de crescimento/decaimento. Para sua origem destaca-se a região entre as longitudes de 35°W e 15°W e as latitudes de 20°S e 5°N, enquanto que a trajetória e a dissipação atua principalmente na costa leste do NEB, com este último diminuindo a medida que adentra ao continente. Já, em relação à taxa de crescimento/decaimento, pode-se notar que valores positivos (negativos) sobre a região do oceano Atlântico entre as longitudes de 30° e 10°W (costa leste e norte do NEB) estão associados a taxa de crescimento (decaimento).

## **4.2 Composição dos DOLs**

Objetivando avaliar os padrões sinóticos associados aos DOLs, durante sua estação seca e úmida, foram calculadas composições e anomalias de campos de variáveis meteorológicas. A seleção das estações seca (setembro a fevereiro) e úmida (março a agosto) foi feita através da sua frequência absoluta mensal (Figura 4.1b). Os campos de composição foram gerados desde três dias antes até um dia após o impacto do sistema na costa do NEB, com os dias indicados pelos símbolos -3, -2, -1, 0 e +1.

### **4.2.1 Estação úmida**

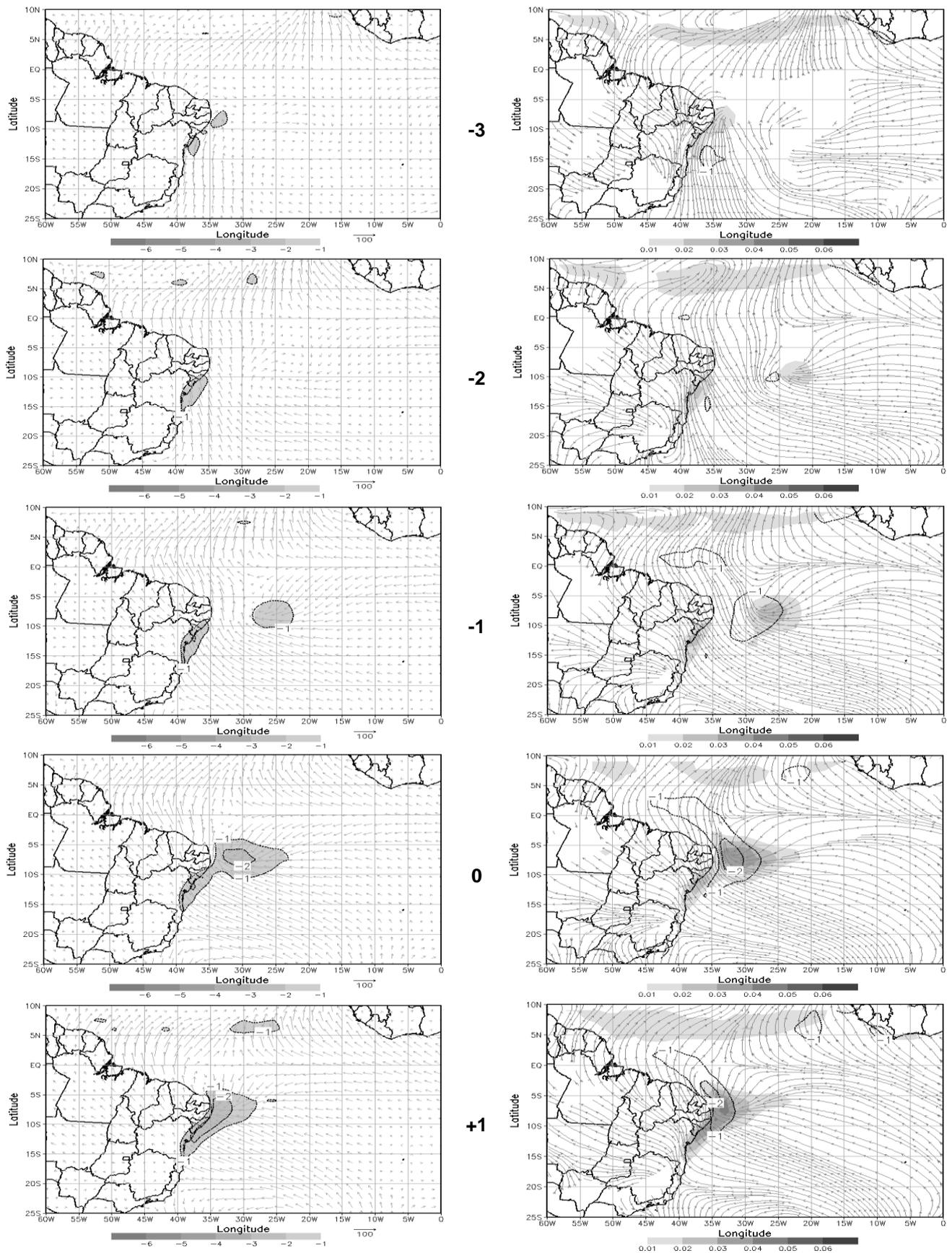
As composições de anomalia do fluxo de umidade integrada vertical (até 200 hPa) e divergência em 1000 hPa (Figura 4.4, coluna esquerda) mostra que no dia -3 já existia um sinal anômalo com circulação ciclônica centrada entre as longitudes de 25° e 20°W e altura dos estados de Sergipe e Alagoas. No dia seguinte (dia -2), esta região se intensifica e desloca para oeste, localizando-se sobre a longitude de 25°W. A partir

do dia -1 até o dia +1 observa-se a presença de anomalia negativa de divergência associada a esta perturbação ciclônica se propagando para oeste. Além disso, nota-se uma mudança no fluxo de umidade na costa do NEB, de sul para sudeste, com o avanço da circulação supracitada. Ainda neste nível, mas para as anomalias de convergência do fluxo de umidade, vorticidade relativa e linhas de corrente (Figura 4.4, coluna direita), foi possível notar as mesmas características discutidas acima e, que os padrões anômalos de circulação observados pelas linhas de correntes foram mais nítidos quando comparados ao fluxo de umidade integrado verticalmente. Vale apenas destacar a confluência observada na costa leste do NEB associada à perturbação ciclônica e a difluência na costa norte desta região.

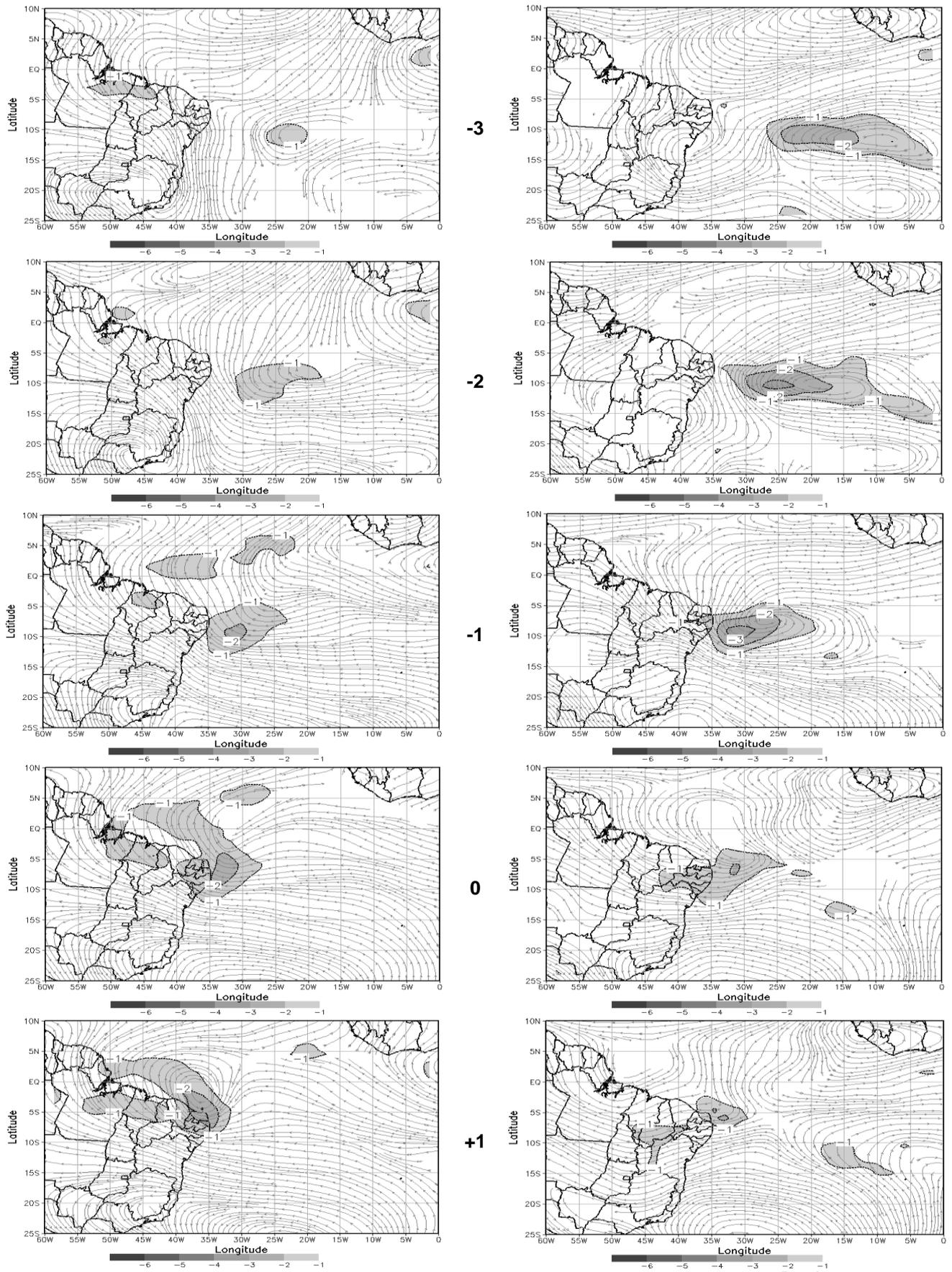
A Figura 4.5 mostra as anomalias de vorticidade relativa e linhas de corrente entre os dias -3 e +1 para os níveis de 850 (coluna esquerda) e 700 (coluna direita) hPa. Observa-se nos níveis de 850 e 700 hPa um núcleo de anomalia negativa de vorticidade se deslocando do oceano Atlântico para a costa do NEB e, que estão em fase com anomalia ciclônica. Este padrão anômalo pode ser visto, em ambos os níveis, desde o dia -3. A característica de mudança na direção do escoamento de sul para sudeste foi observado também no nível de 850 hPa. Por outro lado, no nível de 700 hPa, durante os dias -3 e -2 identificou-se uma anomalia anticiclônica sobre a região na vanguarda dos núcleos de vorticidade. Pontes da Silva (2011) analisando a estação chuvosa de 5 anos obteve resultados similares, porém com este máximo no dia +1. No dia seguinte ao impacto destas perturbações à costa do NEB, no nível de 700 hPa, nota-se a presença da circulação ciclônica e anomalia negativa fraca de vorticidade sobre o continente, enquanto que no nível de 850 hPa este padrão estar deslocado mais para norte. Em ambos os níveis, ainda foi possível identificar a confluência (difluência) na costa leste (norte) do NEB, similar ao nível de 1000 hPa.

No nível de 500 hPa (Figura 4.6, coluna esquerda), no dia -3, a circulação ciclônica anômala esteve associado a uma crista e circulação anticiclônica anômala na sua vanguarda e retaguarda, respectivamente, além do núcleo negativo de vorticidade. No dia seguinte, os padrões anômalos associados aos DOLs se deslocam para oeste, onde se notou um padrão “marcante” no escoamento anômalo, que foi a mudança no sentido do escoamento de oeste para leste em toda costa leste do NEB. Desta forma, aparentemente a propagação dos DOLs contribui para o enfraquecimento da circulação anticiclônica no nível de 500 hPa ou até mesmo muda sua direção. Esta característica também foi observada por Pontes da Silva (2011), porém sobre o leste da Bahia. A diferença observada entre ambos os resultados pode ser devido ao período de análise utilizado por Pontes da Silva, ou seja, quadra chuvosa (Abril a Junho) de apenas 5 anos. Em 200 hPa (Figura 4.6, coluna direita), destaca-se uma circulação anticiclônica anômala presente em todos os dias compostos. Além disso, do dia -1 ao dia +1 observa-se um aumento na confluência entre o cavado sobre o NEB e a crista em latitudes mais equatoriais.

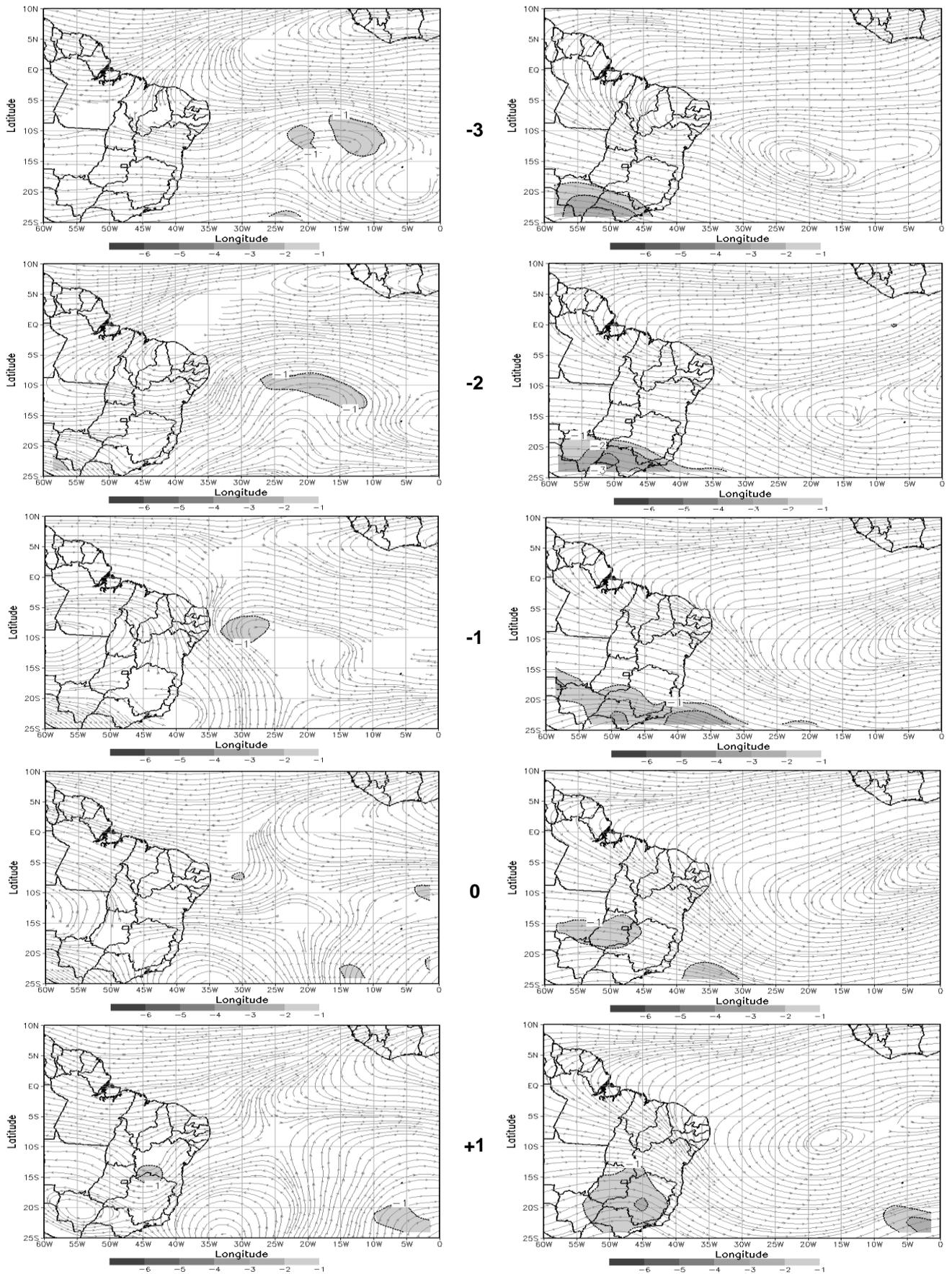
A partir da análise por imagens de satélite, os DOLs apresentaram entre sua detecção e dissipação uma duração média de 6 dias. O período médio obtido através das análises sinóticas foi de 8 dias, com comprimento de onda médio, medido pelas composições de linhas de corrente em 700 hPa, de aproximadamente 4500 km ( $45^\circ$ ). A velocidade de fase média destas ondas foi em torno de  $6,5 \text{ m.s}^{-1}$ . O comprimento de onda obtido concorda com os resultados de Espinoza (1996), porém a velocidade de fase e período divergem um pouco, que pode ser principalmente em função do período de análise. É importante destacar que a partir das composições de linhas de corrente foi possível observar um padrão característico dos DOLs bastante documentado na literatura (Neiva, 1975, Espinoza 1996, Mota, 1997, entre outros), que é sua inclinação para leste com a altura, porém de forma fraca.



**Figura 4.4** – Composição de anomalia do fluxo de umidade integrada verticalmente e divergência (sombreado,  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 1000 hPa (coluna esquerda) e convergência do fluxo de umidade (sombreado,  $10^{-5} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ), vorticidade relativa (contornos) e linhas de corrente em 1000 hPa (coluna direita) entre os dias -3 e +1, para o período úmido. O vetor de referência é  $100 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ . Apenas anomalias negativas (valores sombreados) são plotadas.

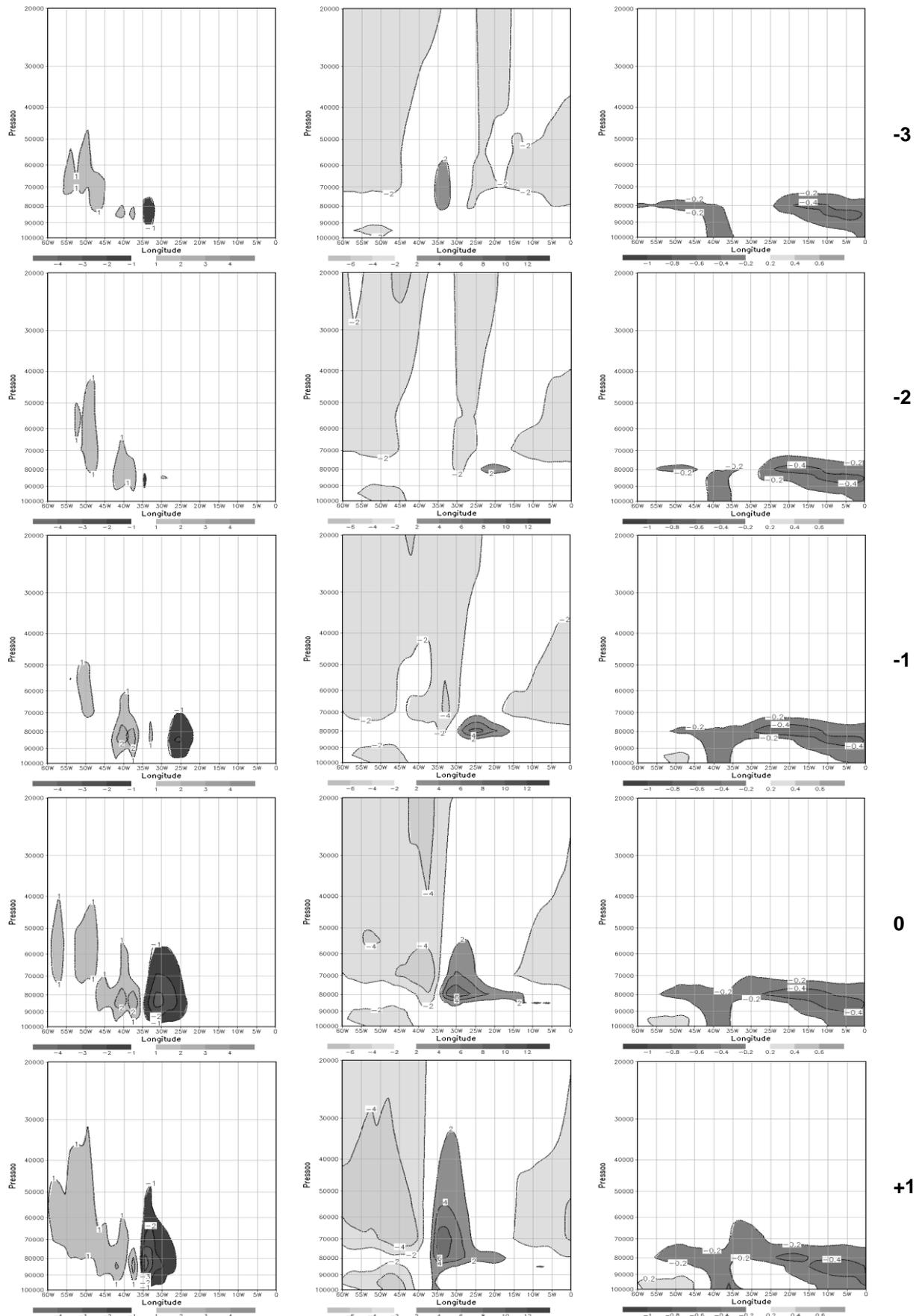


**Figura 4.5** – Composição de anomalia de vorticidade relativa (sombreado,  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e linhas de corrente em 850 (coluna esquerda) e 700 (coluna direita) hPa entre os dias -3 e +1, para o período úmido. Apenas anomalias negativas (valores sombreados) são plotadas.



**Figura 4.6** – Como na Figura 4.5, mas para os níveis de 500 (coluna esquerda) e 200 hPa (coluna direita).

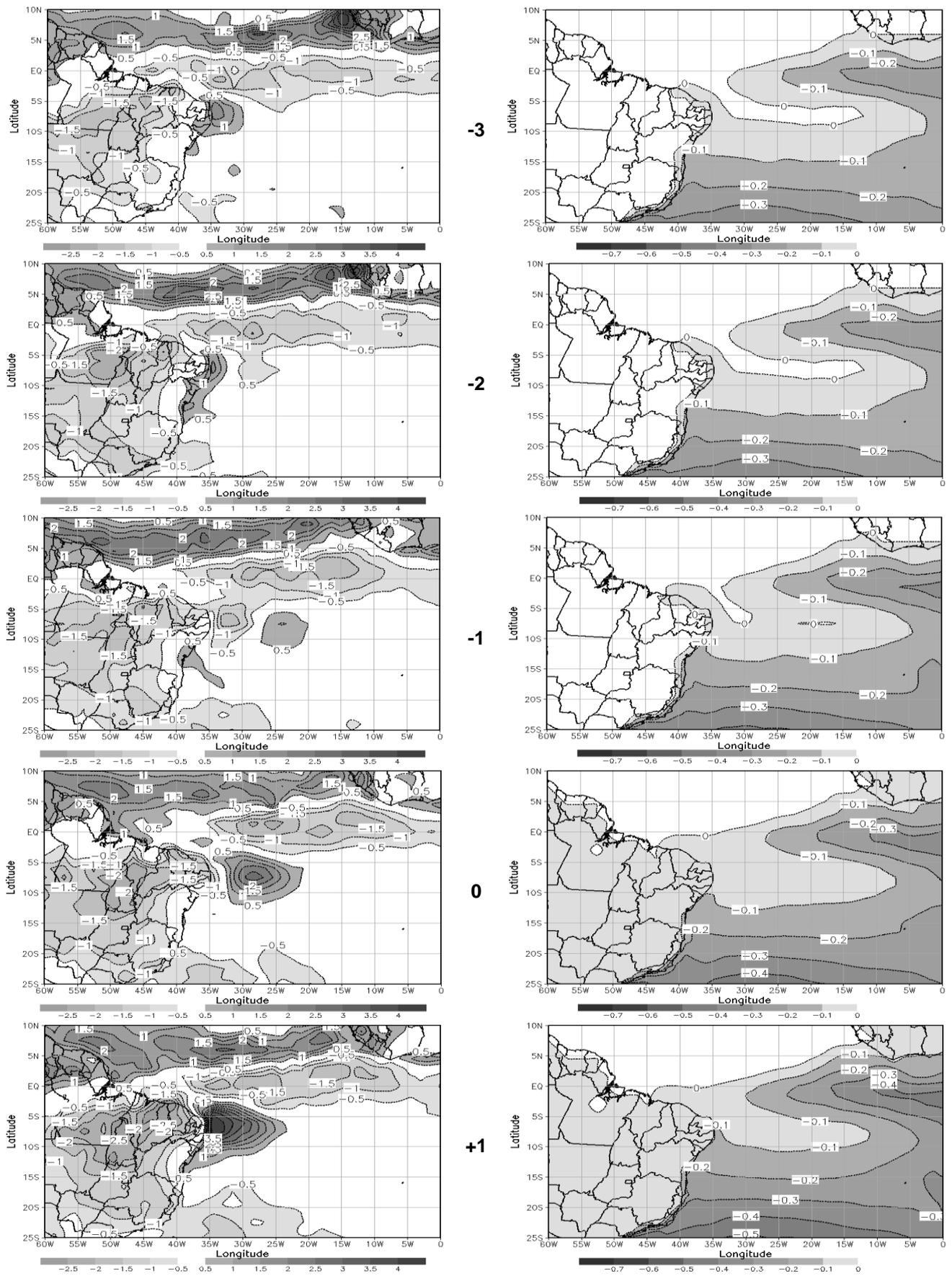
Através da composição de anomalia (Figura 4.7) de seções verticais de movimento vertical (coluna esquerda), umidade relativa (coluna central) e temperatura do ar (coluna direita), foi possível observar no dia -3 que não existia nenhuma evidência anômala associada aos DOLs, enquanto que no dia -2, um sinal fraco foi notado nos campos de umidade e temperatura em torno de 800 hPa. No dia seguinte, além da intensificação das anomalias supracitadas nota-se um núcleo de movimento vertical ascendente localizada ao longo da longitude de 25°W, entre os níveis de aproximadamente 925 e 700 hPa. No dia 0 e +1 é evidente o sinal anômalo associado aos DOLs e que sua influência é predominante nos níveis mais baixos da atmosfera, concordando com os resultados de Espinoza (1996), Mota (1997), Coutinho e Fisch (2007), Pontes da Silva (2011), entre outros. Além disso, estes resultados concordam com os apresentados nas Figuras 4.4, 4.5 e 4.6b, onde a costa leste do NEB foi marcada pela confluência do vento, convergência de umidade e vorticidade negativa. Ressalta-se ainda que é evidente a propagação para oeste de um núcleo de anomalia negativa de temperatura, aproximadamente entre os níveis de 900 e 700 hPa, associada aos DOLs desde o dia -3 e que todos os campos apresentaram-se em fase, com uma inclinação de leste para oeste com a altura. Esta inclinação se deve à inversão dos ventos alísios, que segundo Nieuwolt (1978), esta camada predominada pelo ar frio e estável é inibida pelo desenvolvimento vertical da convecção e quanto mais próxima da região equatorial maior sua espessura, entre 2.000 e 3.000 m.



**Figura 4.7** – Composição de anomalia de seções verticais do movimento vertical ( $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ , coluna esquerda), umidade relativa (% ,coluna central) e temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ , coluna direita) na camada de 1000 a 200 hPa, ao longo da latitude de  $7^{\circ}\text{S}$ , entre os dias -3d e +1d, para o período úmido.

A composição de anomalia de precipitação (coluna esquerda) e TSM (coluna direita) mostrada na Figura 4.8, indica que o padrão anômalo de precipitação positivo associado aos DOLs foi bem caracterizado. A anomalia de precipitação observada na costa leste do NEB nos dias -3 e -2 deve-se provavelmente a influência de sistemas locais e/ou de mesoescala. Ressalta-se que no nível de 1000 hPa (Figura 4.4), pode ser visto a presença de anomalias de convergência de umidade e escoamento perpendicular a costa. No dia -1, é possível notar um núcleo de anomalia positiva entre as longitudes de 30° e 20°W na altura dos estados de Sergipe e Paraíba, enquanto que no dia 0, este núcleo é intensificado e localizado perto da costa leste do NEB. Apenas no dia +1 a precipitação atingiu a costa leste do NEB e norte dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará. Este núcleo de precipitação anômalo está de acordo com o posicionamento dos núcleos apresentados na Figura 4.4a;b;c (análise objetiva), que mostra as regiões de densidade de gênese, trajetória e dissipação, respectivamente. Além disso, nota-se um possível sinal da precipitação associada aos sistemas frontais ao largo do Litoral do Espírito Santo e Rio de Janeiro (anomalia negativa de precipitação) durante todos os dias compostos.

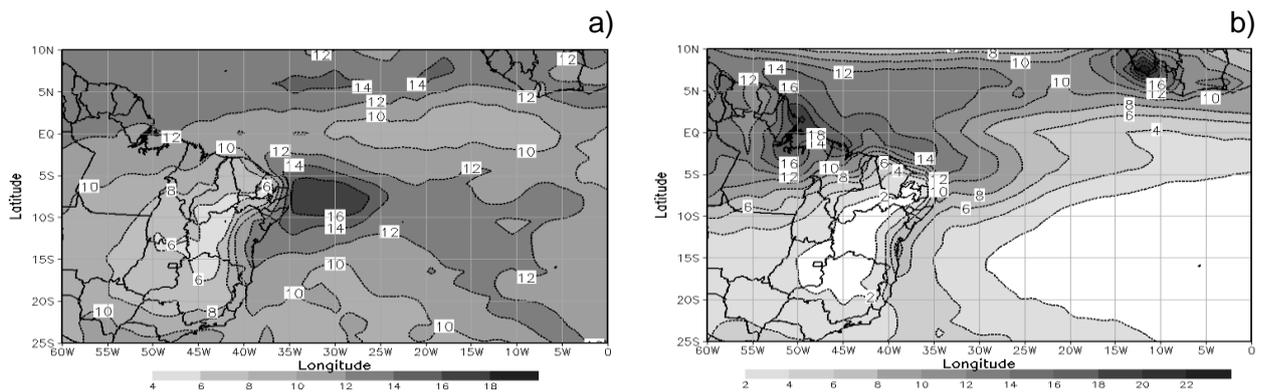
Através das análises das anomalias de TSM sobre o Atlântico Sul (Figura 4.8, coluna esquerda), pode-se notar que a medida que os DOLs se propagam em direção a costa do NEB, as anomalias de TSM ficam mais negativas nesta região. Este resultado mostra que há uma correlação entre as anomalias de TSM e os eventos de DOLs. É importante lembrar que a correlação entre as anomalias de TSM (seção 4.1.1) média na área GRADM, sobre a região do Atlântico, e o número de eventos de DOLs apresentou significância estatística de -0.15, concordando com o resultado supracitado.



**Figura 4.8** – Composição de anomalia de precipitação ( $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ , coluna esquerda) e TSM ( $^{\circ}\text{C}$ , coluna direita) entre os dias -3 e +1, para o período úmido.

A Figura 4.9a e 4.9b mostra na estação considerada a razão entre as composições de precipitação de cada DOL e a precipitação total e composição de precipitação média de cada DOL, respectivamente. Pode-se constatar que os DOLs são responsáveis por 16% ou mais da precipitação observada durante sua estação úmida da área que vai do Litoral da Paraíba ao Leste do Rio Grande do Norte. Estes resultados foram similares ao encontrados por Pontes da Silva (2011), porém sua porcentagem foi muito superior (70%). Acredita-se que isto se deve ao fato do período úmido utilizado neste estudo ter sido maior (março a agosto), quando comparado ao de Pontes da Silva (abril a julho) e, com isso, os meses de março e agosto influenciaram esta redução, pois apesar destes meses apresentarem uma alta frequência de DOLs, os totais mensais de precipitação observada são menores em relação aos meses de abril a julho (Molion e Bernardo, 2002). A partir da análise subjetiva através das imagens de satélite foi possível observar que durante o mês de agosto aproximadamente 19% dos DOLs apresentaram características convectivas. Além disso, notou-se que a contribuição dos DOLs para a costa norte do NEB e leste da Bahia foi pouco significativa.

Através da Figura 4.9b foi possível avaliar a contribuição da precipitação de cada DOL durante todo o período de estudo, onde mostra que cada DOL provocou precipitações da ordem de 10 a 12 mm entre o Litoral da Paraíba e o leste do Rio Grande do Norte. Visando verificar se estes valores são significativos, foi feita uma estimativa da precipitação durante o período de março a agosto sobre esta região. Para esta estimativa foram analisados os campos de precipitação climatológica mensal do CPTEC/INPE ([http://clima1.cptec.inpe.br/~rclima1/monitoramento\\_brasil.shtml](http://clima1.cptec.inpe.br/~rclima1/monitoramento_brasil.shtml)). O valor estimado de precipitação para este período foi de aproximadamente 200 mm, ou seja, a precipitação de cada DOL representa um total de 6%.



**Figura 4.9** – Razão entre as composições de precipitação de cada DOL e a precipitação total (%), a) e composição de precipitação média de cada DOL ( $\text{mm.DOL}^{-1}$ ), b) média no período úmido de 1989 a 2009.

#### 4.2.2 Estação seca

A composição de anomalia do fluxo de umidade integrada verticalmente e divergência em 1000 hPa (Figura 4.10, coluna esquerda) mostra uma área de anomalia negativa de divergência se propagando desde o dia -3 até o dia +1. Além disso, é evidente também na costa leste e norte do NEB este mesmo tipo de anomalia. A propagação para oeste destas anomalias tem uma predominância de leste para oeste, ou seja, zonal comparada ao do período úmido, bem como à medida que se desloca para a costa do NEB pode-se notar sua contribuição (aumento) nesta região, do ponto de vista convergência. Através do fluxo de umidade integrada na vertical é possível observar que o escoamento na costa leste (norte) do NEB é de sudeste/noroeste (noroeste/sudeste). Este padrão também foi observado na Figura 4.10 (coluna direita), que mostram os campos de composição de anomalia de convergência do fluxo de umidade, vorticidade relativa e linhas de corrente para o mesmo nível.

Nota-se no dia -3 (Figura 4.10, coluna direita), uma circulação ciclônica anômala centrada aproximadamente entre a latitude de  $13^{\circ}\text{S}$  e longitude de  $15^{\circ}\text{W}$ . Além disso, constatou-se que a circulação é contrária ao que é normalmente observado, ou seja,

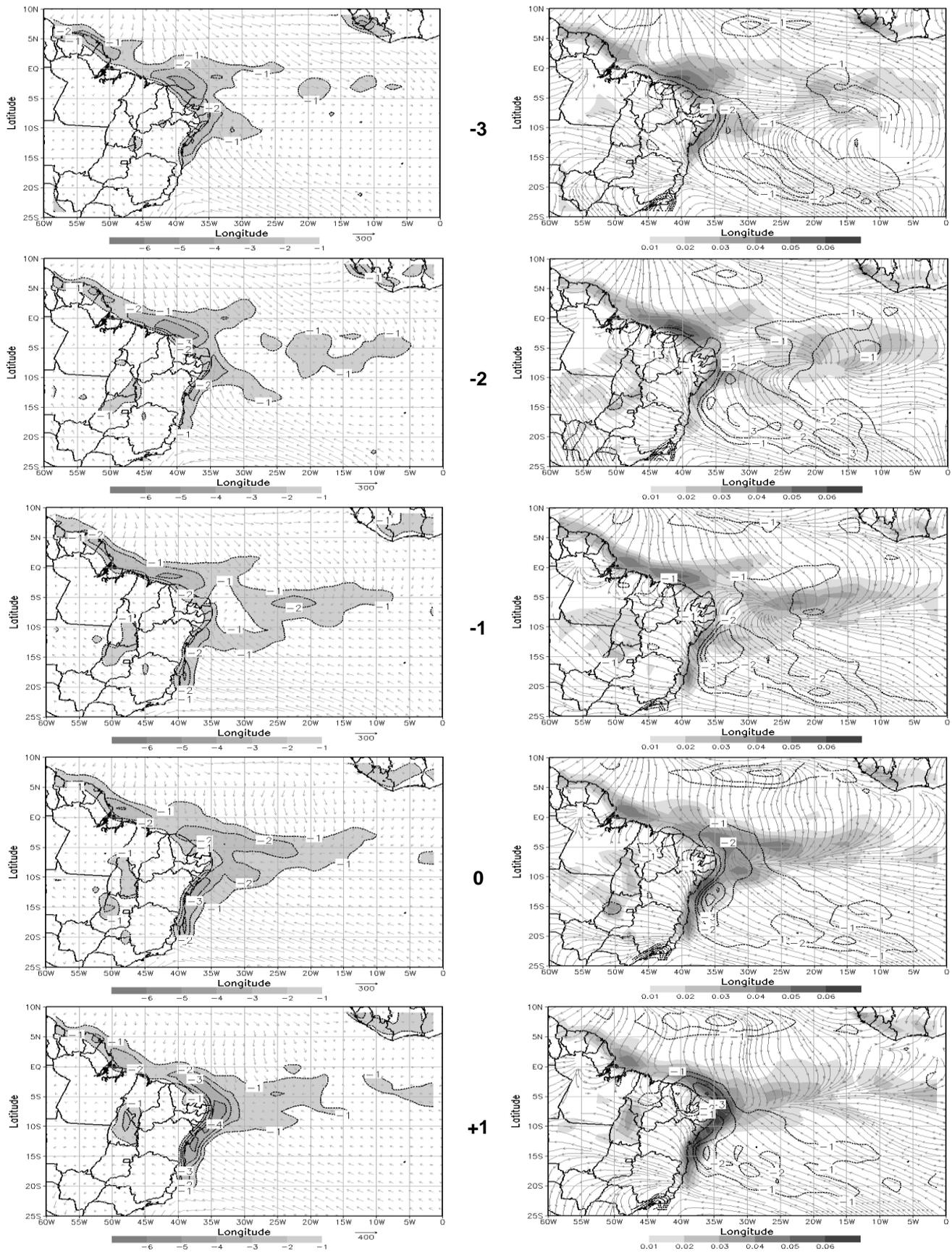
circulação anticiclônica associada a ASAS, mostrando que os DOLs têm uma grande influência durante a estação seca. Vale destacar ainda, o enfraquecimento dos ventos alísios próximo as latitudes mais equatoriais e a presença de uma faixa de vorticidade negativa ao sul da circulação ciclônica, que pode ser resultado da passagem de sistemas frontais. Segundo Asnani (1993) e Mota (1997) alguns desses sistemas auxiliam ou até mesmo disparam a formação de eventos. À medida que esta circulação se desloca em direção ao continente nota-se uma mudança na direção do escoamento, passando a apresentar uma região de confluência da costa leste do NEB até aproximadamente a costa oeste da África associada a anomalia positiva de convergência do fluxo de umidade, principalmente entre os dias -1 e +1.

No nível de 850 (coluna esquerda) e 700 (coluna direita) hPa (Figura 4.11), observa-se uma circulação ciclônica anômala com eixo zonal se estendendo da costa oeste da África até a costa leste do NEB, com a parte sul apresentando anomalia de vorticidade negativa, enquanto que a parte norte desta circulação é associada aos DOLs. Além disso, nota-se que o cavado associado aos DOLs, em ambos os níveis, se desloca para oeste sobreposto à anomalia de vorticidade negativa e que, no dia +1, este cavado se intensifica gerando uma circulação ciclônica anômala fechada sobre a costa norte do NEB.

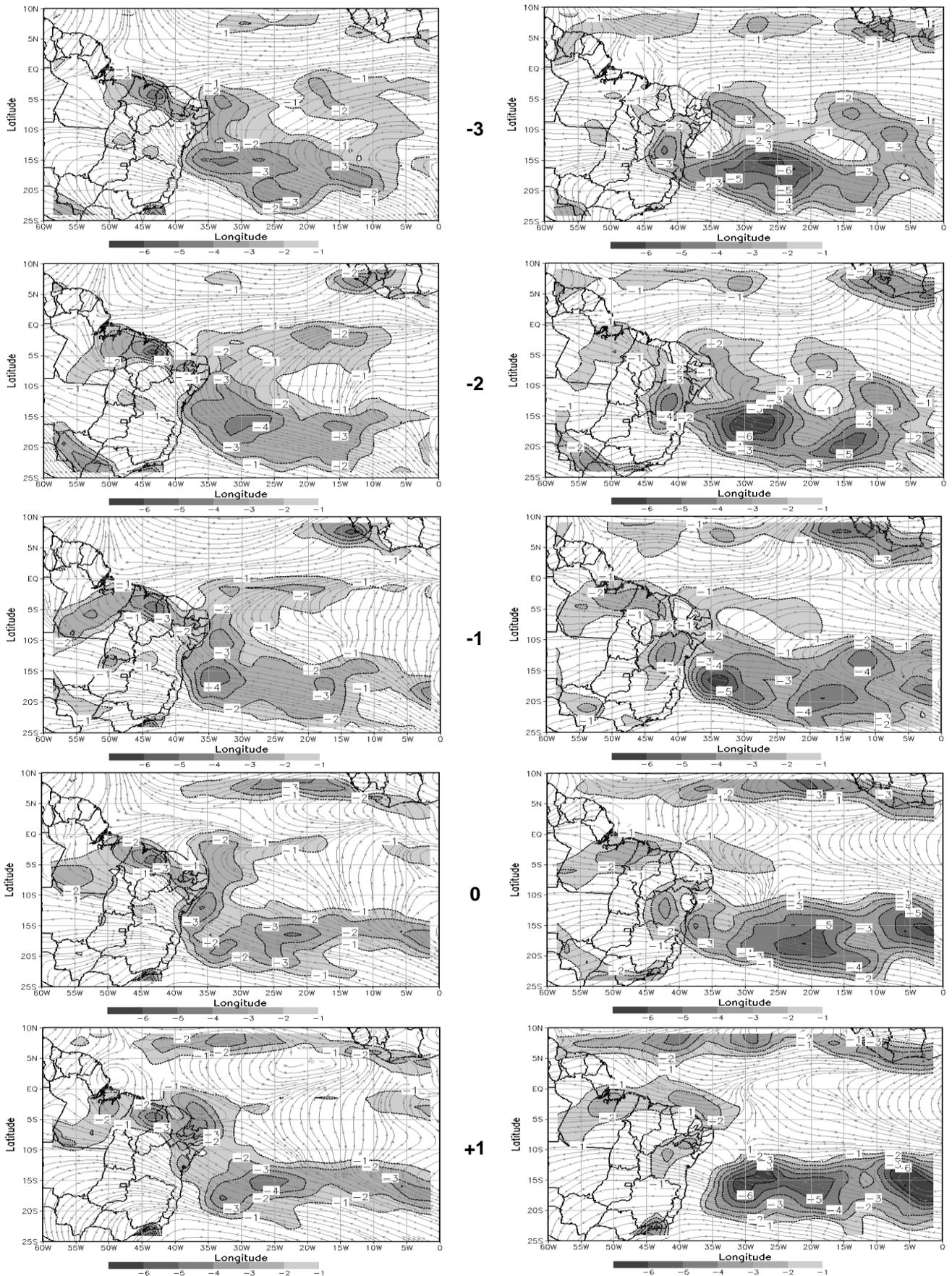
As composições no nível de 500 hPa (Figura 4.12, coluna direita) mostra uma circulação ciclônica anômala associada aos DOLs no dia -3, porém com o passar dos dias essa circulação se desloca para leste e perde força, passando a apresentar apenas uma característica de cavado. Ainda neste nível é possível notar a presença da circulação ciclônica anômala identificada nos baixos níveis e que a circulação anômala associada aos DOLs não teve um sinal tão marcante quando comparada com a estação úmida. Sobre o nível de 200 hPa, observa-se durante todos os dias compostos uma circulação ciclônica anômala com o núcleo localizado aproximadamente entre o

sul de Tocantins e norte de Goiás associada a uma crista em sua retaguarda, com eixo no sentido sudeste/noroeste. Além disso, é evidente que a medida que os DOLs se deslocam para oeste estas anomalias se intensificam.

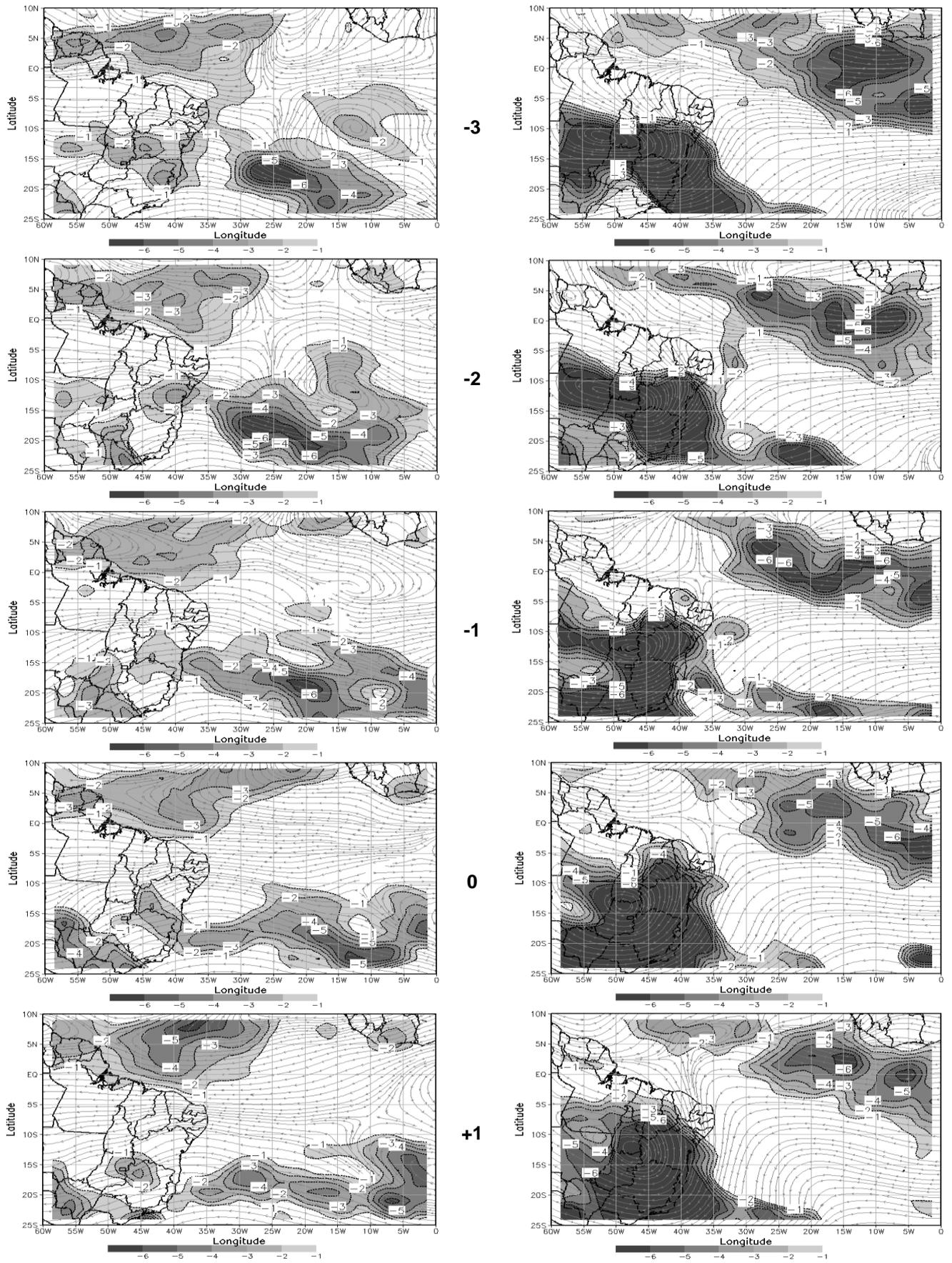
A partir da análise por imagens de satélite, os DOLs apresentaram entre sua detecção e dissipação uma duração média de 5 dias. O período médio obtido através das análises sinóticas foi de 73 dias, com comprimento de onda médio, medido pelas composições de linhas de corrente em 700 hPa, de aproximadamente 5500 km ( $55^\circ$ ), estando próximos aos resultados obtidos por Neiva (1975) e Chan (1990). A velocidade de fase média destas ondas foi em torno de  $0,9 \text{ m.s}^{-1}$ . Através das composições de linhas de corrente pode-se observar também que a inclinação para leste com a altura foi mais pronunciada do que na estação úmida.



**Figura 4.10** – Composição de anomalia do fluxo de umidade integrada verticalmente e divergência (sombreado,  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 1000 hPa e convergência do fluxo de umidade (sombreado,  $10^{-5} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ), vorticidade relativa (contornos) e linhas de corrente em 1000 hPa entre os dias -3d e +1d, para o período seco. O vetor de referência é  $300 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ . Apenas anomalias negativas (valores sombreados) são plotadas.

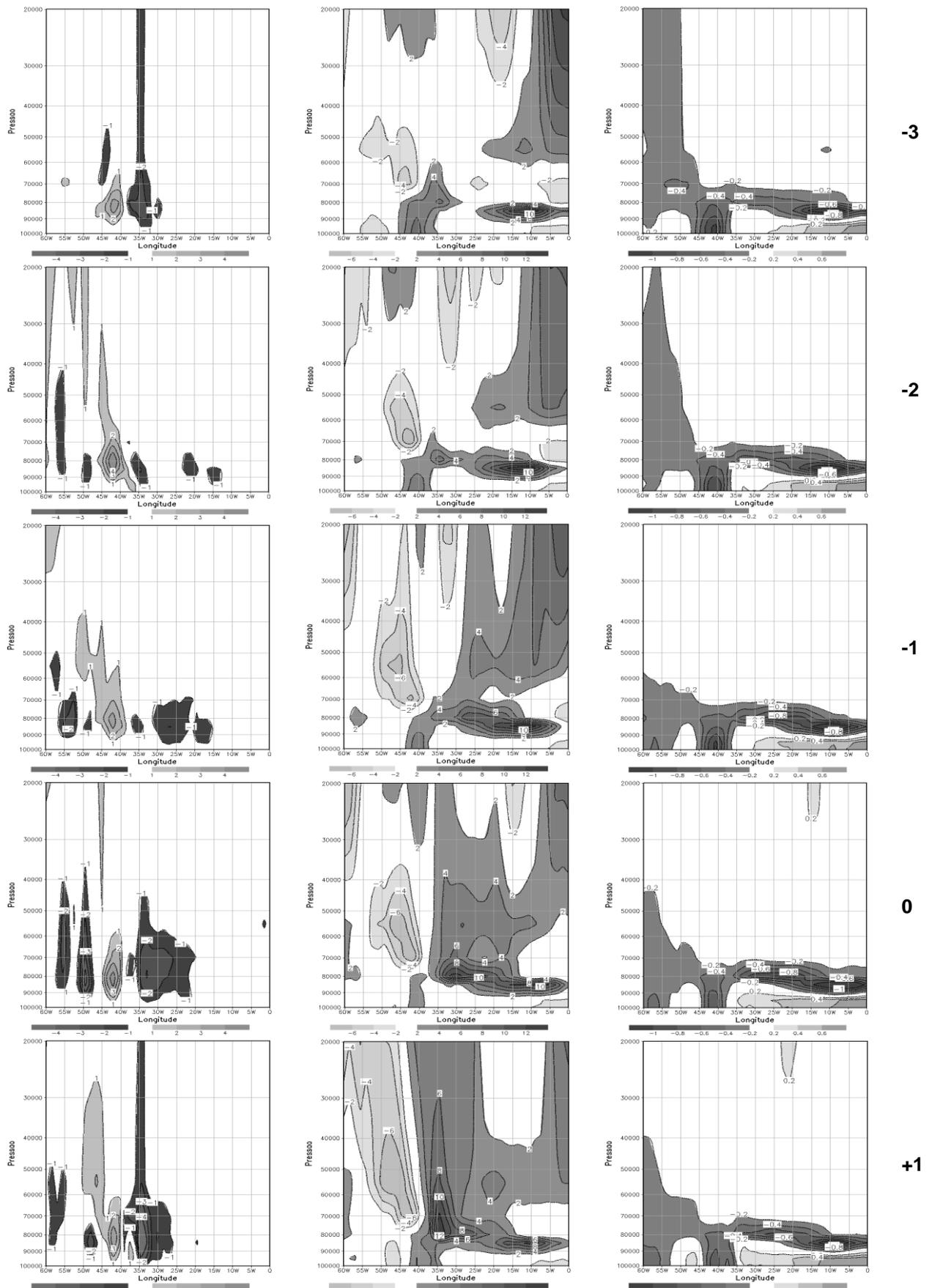


**Figura 4.11** – Composição de anomalia de vorticidade relativa (sombreado,  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e linhas de corrente em 850 e 700 hPa entre os dias -3d e +1d, para o período seco. Apenas anomalias negativas (valores sombreados) são plotadas.



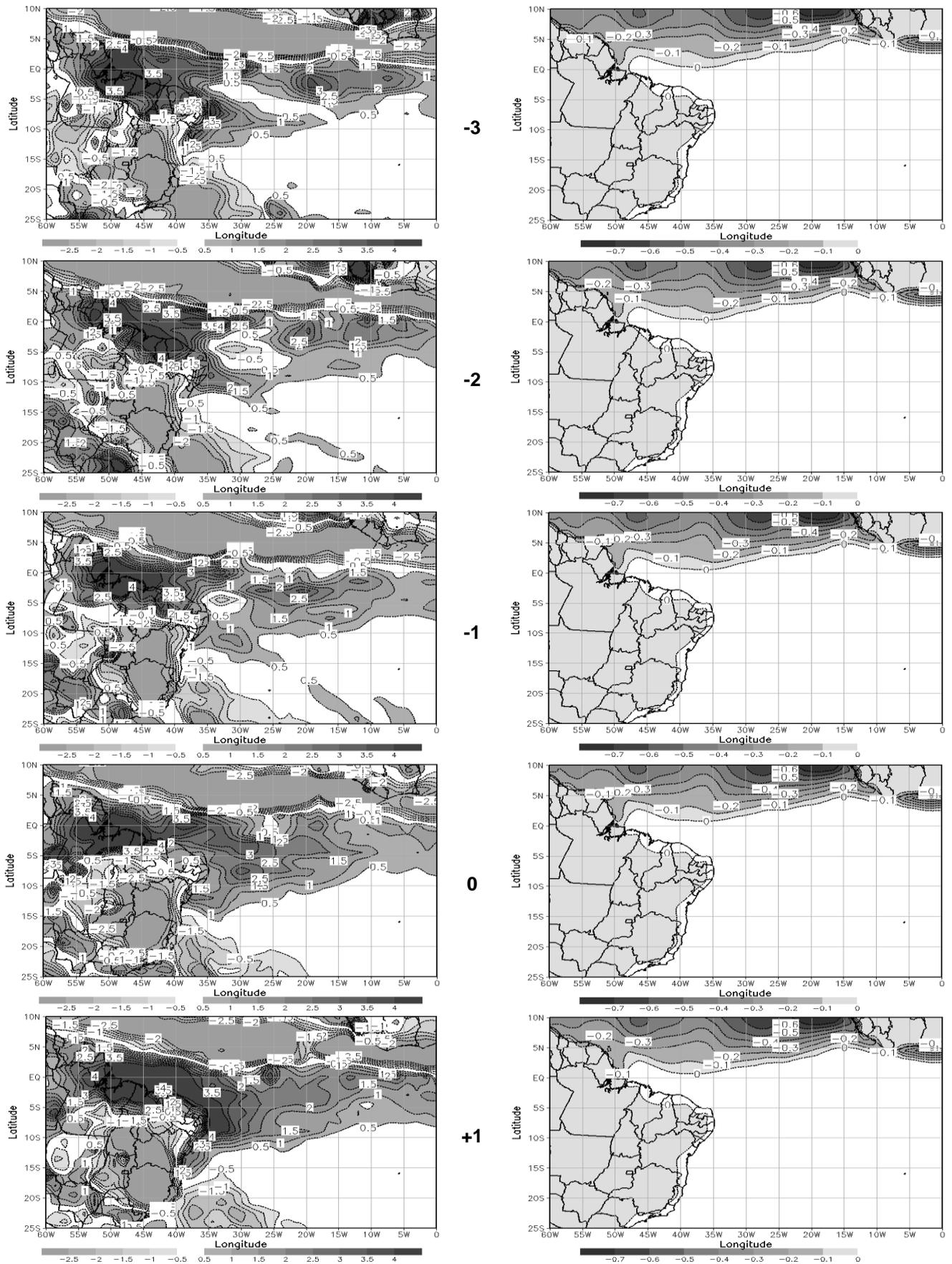
**Figura 4.12** – Como na Figura 4.11, mas para os níveis de 500 (coluna esquerda) e 200 hPa (coluna direita).

Através da composição de anomalia (Figura 4.13) de seções verticais de movimento vertical (coluna esquerda), umidade relativa (coluna central) e temperatura do ar (coluna direita), foi possível observar no dia -3 que não existia nenhuma evidência anômala associada aos DOLs quanto ao movimento vertical, no entanto, anomalias positivas e negativas de umidade e temperatura, respectivamente foram constatadas. No dia -2 surgem dois núcleos fracos de movimento vertical ascendente e nota-se um deslocamento para leste dos núcleos supracitados no dia -3. No dia seguinte, estes núcleos anômalos se intensificam atingindo a costa do NEB no dia 0. É evidente nos dias 0 e +1 a influência dos DOLs para a costa leste do NEB, podendo notar a existência de anomalias positivas de umidade em todos os níveis da atmosfera, além da presença marcante de movimentos verticais ascendentes principalmente entre os níveis de 925 e 500 hPa.



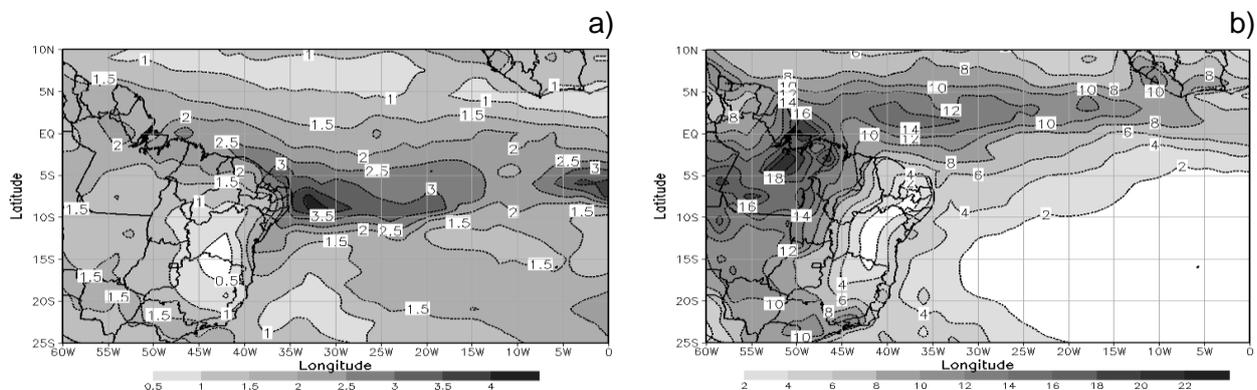
**Figura 4.13** – Composição de anomalia de seções verticais do movimento vertical ( $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ , coluna esquerda), umidade relativa (% ,coluna central) e temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ , coluna direita) na camada de 1000 a 200 hPa, ao longo da latitude de  $7^{\circ}\text{S}$ , entre os dias -3d e +1d, para o período seco.

A Figura 4.14 mostra a composição de anomalia de precipitação (coluna esquerda) e TSM (coluna direita). Observa-se que o padrão anômalo de precipitação não foi bem caracterizado como na estação úmida, mas pode ser notada uma banda de precipitação se deslocando de leste para oeste entre as latitude de  $10^{\circ}\text{S}$  e  $0^{\circ}$ , sobreposta a região de confluência e anomalia de convergência do fluxo de umidade em 1000 hPa (Figura 4.10, coluna esquerda). Do ponto de vista da TSM, nenhum sinal marcante foi observado na região de atuação dos DOLs, no entanto, sobre o ATN pode-se notar uma faixa com anomalias negativas de TSM da costa oeste da África até a costa norte da América do Sul. Este resultado está de acordo com a Tabela 2, onde mostra que durante a estação seca apenas a região GRADM tem significância estatística, bem como apresenta uma tendência desfavorável aos DOLs, e conseqüentemente para a região do NEB, tendo em vista que o sinal é positivo.



**Figura 4.14** – Composição de anomalia de precipitação ( $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ , coluna esquerda) e TSM ( $^{\circ}\text{C}$ , coluna direita) entre os dias -3d e +1d, para o período seco.

A Figura 4.15a e 4.15b mostram a razão entre as composições de precipitação de cada DOL e a precipitação total e composição de precipitação média de cada DOL, respectivamente. Pode-se constatar que os DOLs são responsáveis de 3 a 4% da precipitação observada durante sua estação seca da área que vai do Litoral de Alagoas ao Litoral do Ceará. Além disso, notou-se que a contribuição dos DOLs para a costa norte do NEB e leste da Bahia não foi significativa. No entanto, a contribuição da precipitação de cada DOL (Figura 4.15b) durante todo o período de estudo, foi baixa comparada a estação úmida, onde apresentou valores da ordem de 4 a 6 mm para toda a costa leste e norte do NEB. Para verificar a significância destes valores durante o período de setembro a fevereiro foi feita uma estimativa da precipitação de forma análoga a apresentada na estação úmida, onde o valor de precipitação estimado para este período foi de aproximadamente 43 mm, ou seja, a precipitação de cada DOL representa um total aproximado de 14%.



**Figura 4.15** – Razão entre as composições de precipitação de cada DOL e a precipitação total (%), (a) e composição de precipitação média de cada DOL ( $\text{mm.DOL}^{-1}$ ), (b) média no período seco de 1989 a 2009.

#### 4.2.3 Conclusões Gerais

A partir das análises de composição de anomalia de algumas variáveis meteorológicas foi possível obter os padrões sinóticos associados aos DOLs, bem como o impacto que eles têm nos totais de precipitação sobre a região do NEB durante

as estações úmida e seca. As características médias deste sistema observadas durante a estação úmida (seca) foram: período de 8 (73) dias, comprimento de onda de aproximadamente 4500 (5500) km e velocidade de fase da ordem de 6,5 (0,9) m.s<sup>-1</sup>. A circulação apresentou anomalia ciclônica e confluyente, vorticidade negativa e convergência em todos os níveis, exceto em 200 hPa que apresentou apenas a característica do cavado, enquanto que, para o período seco, estas características foram observadas apenas em baixos níveis. Anomalias negativas de movimentos verticais e temperatura e positivas de umidade foram observadas associadas aos DOLs nas duas estações, porém atingindo maiores altitudes durante o período seco. A composição de precipitação indicou que os DOLs são responsáveis por um acréscimo de 16% (4%) da precipitação observada durante a estação úmida (seca) e que a precipitação de cada DOL representa um total aproximado de 6% (14%).

### **4.3 Experimentos Numéricos**

A partir da identificação dos eventos de DOLs (seção 4.1), foram escolhidos dois casos para avaliar o desempenho do modelo WRF em simular este sistema e, que a escolha desses casos foi feita de forma aleatória. A seguir, faz-se uma breve descrição da acurácia do modelo e dos padrões sinóticos associados a cada evento.

#### **4.3.1 Análise Comparativa das Simulações com Dados Observados**

Nesta seção foi feita uma análise comparativa entre os resultados das simulações e os dados observados de temperatura média diária e precipitação acumulada em 24 horas do CPTEC/INPE, com intuito de validar estas variáveis prognosticadas pelo modelo WRF durante os eventos de 11 e 17 de junho de 2006.

Esta validação foi feita para avaliar de forma qualitativa a discrepância entre os resultados das simulações e os dados observados sobre todas as capitais do NEB. Além disso, realizou-se uma comparação, também qualitativa, para as duas variáveis supracitadas do modelo contra os dados do CFSR para verificar as regiões com desvios positivos e negativos.

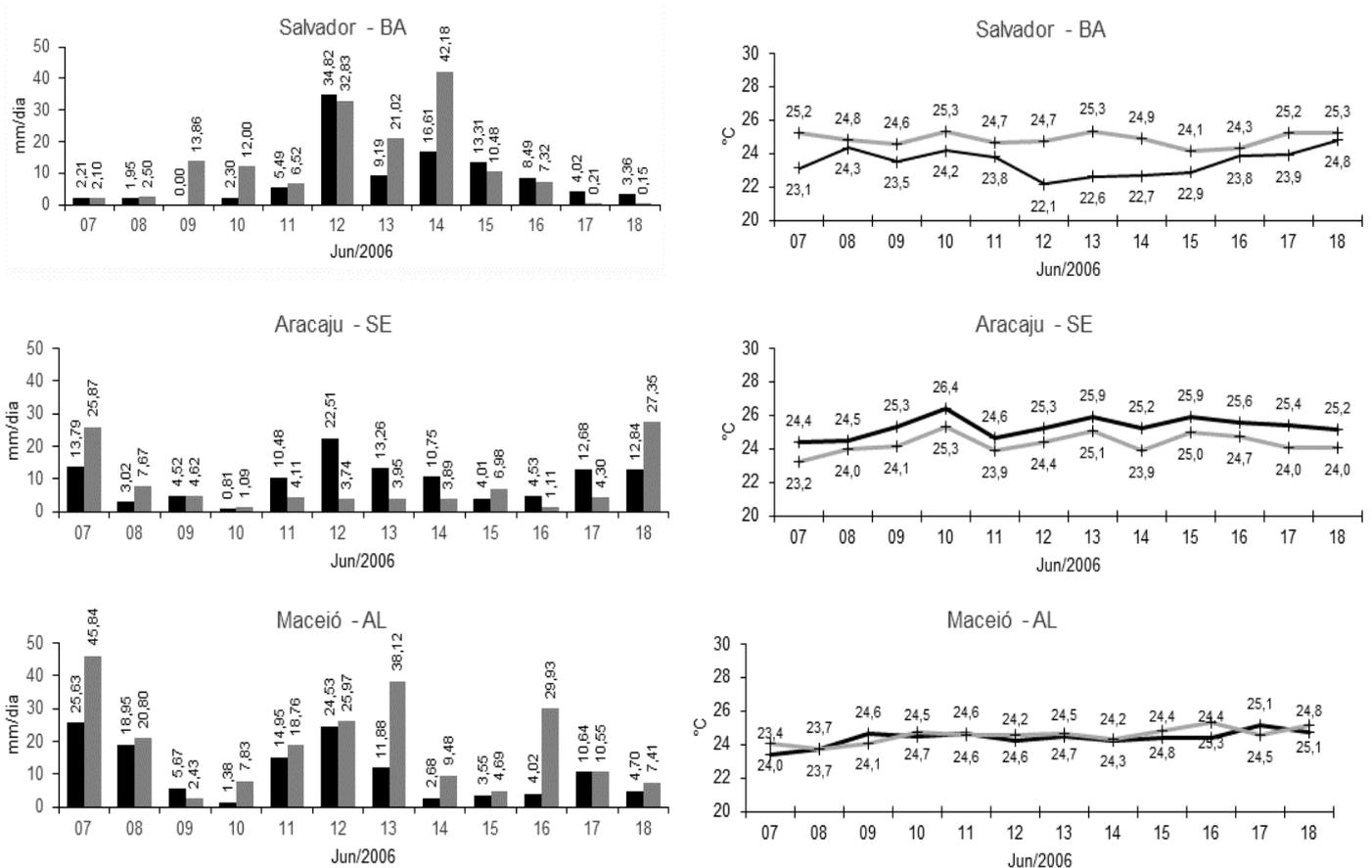
Os dados observados estão dispostos em uma grade de 0.25 x 0.25 de latitude por longitude e, portanto, para tal comparação foi feito uma interpolação destes dados para a mesma grade do modelo WRF (30 km). Além disso, para a criação dos diagramas foi feito um junção entre os dados dos dois casos do modelo, com a finalidade de avaliar todo o período de forma contínua.

Observa-se na Figura 4.16 (coluna esquerda), de maneira geral, para todas as regiões que o modelo apresenta uma tendência em subestimar (superestimar) a precipitação (barra cinza) durante o período de 7 a 13 (14 a 18), quando comparado ao observado (barra preta). Além disso, foi possível notar a boa representatividade do modelo em simular os máximos de precipitação associado ao DOL do primeiro evento, sobre as cidades de Salvador, Maceió, Recife e João Pessoa. Porém, para a cidade de Tocantins o modelo subestimou a precipitação em todos os dias. É evidente também que o modelo WRF subestima em todas as regiões os eventos de precipitação observada cujo valor foi acima de 10 mm. Silveira et al. (2011) verificando as previsões de tempo para precipitação através de ensemble regional para o estado do Ceará com os modelos RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) e WRF obtiveram resultados contrários, que pode ser em função dos dados utilizados como condição de contorno, ou seja, inicializados com os dados do modelo global do CPTEC.

Do ponto de vista de temperatura (coluna direita), o modelo (linha cinza) apresenta uma característica de subestimar os valores observados (linha preta), exceto

nas cidades de Salvador e Fortaleza, onde o modelo superestima. Contudo, sobre as cidades de Maceió, Natal, Fortaleza e São Luís, os resultados são bastante similares.

É importante destacar a importância dos estudos de validações de modelos numéricos, porque são ferramentas bastante utilizadas principalmente pelos meteorologistas e centros operacionais. Desta forma, um melhor conhecimento do modelo pode ajudar a melhorar suas limitações, que estão relacionadas aos esquemas numéricos, erros de truncamento, simplificações da física, entre outros (Staniforth, 1997; Aravéquia e Quadro, 2003; Torres, 2011).



**Figura 4.16** – Precipitação acumulada em 24 horas (coluna esquerda) e temperatura média diária (coluna direita) durante o período de 07 a 18 de junho de 2006 para todas as capitais da região do NEB. A cor preta (cinza) refere-se ao dado observado (simulado).

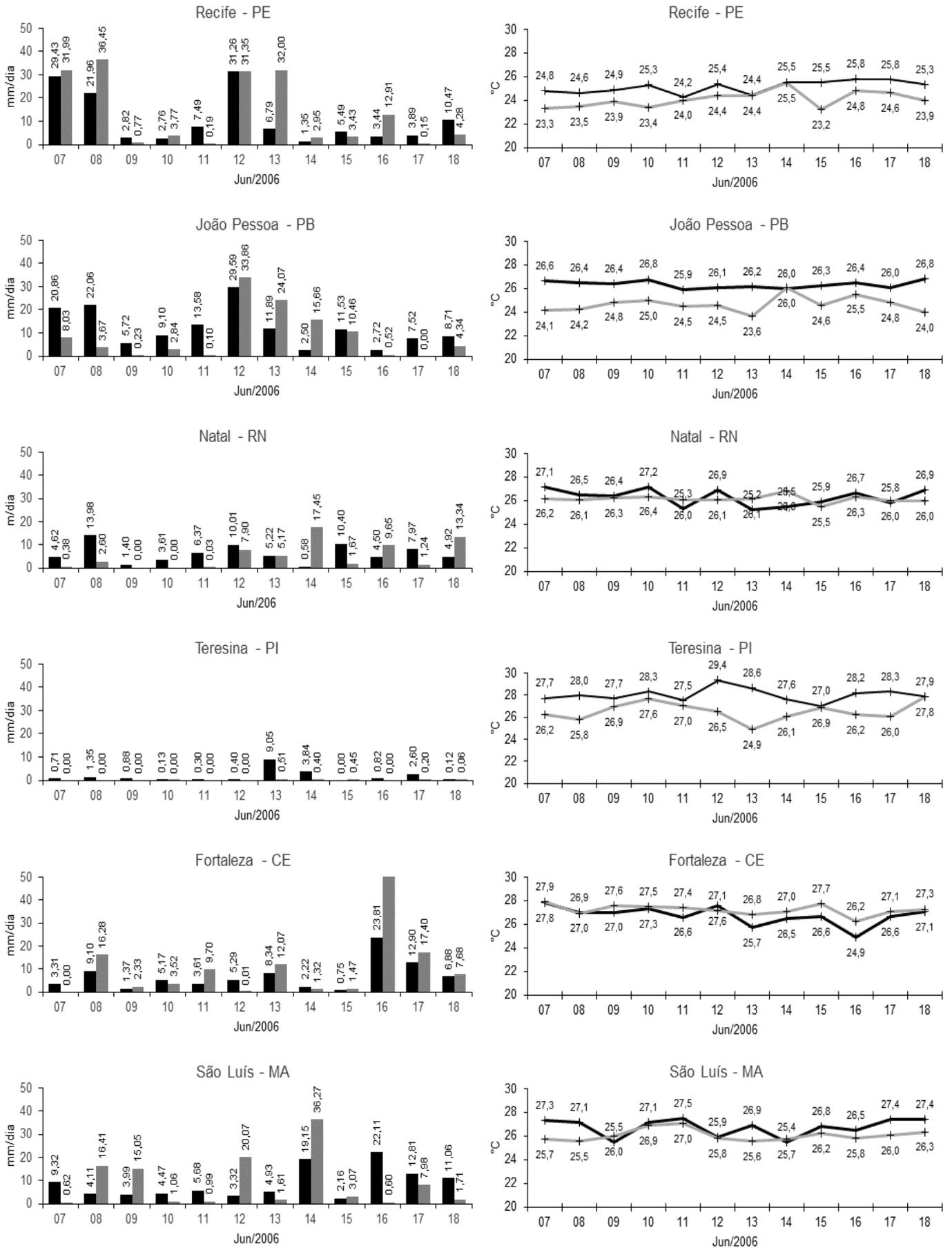
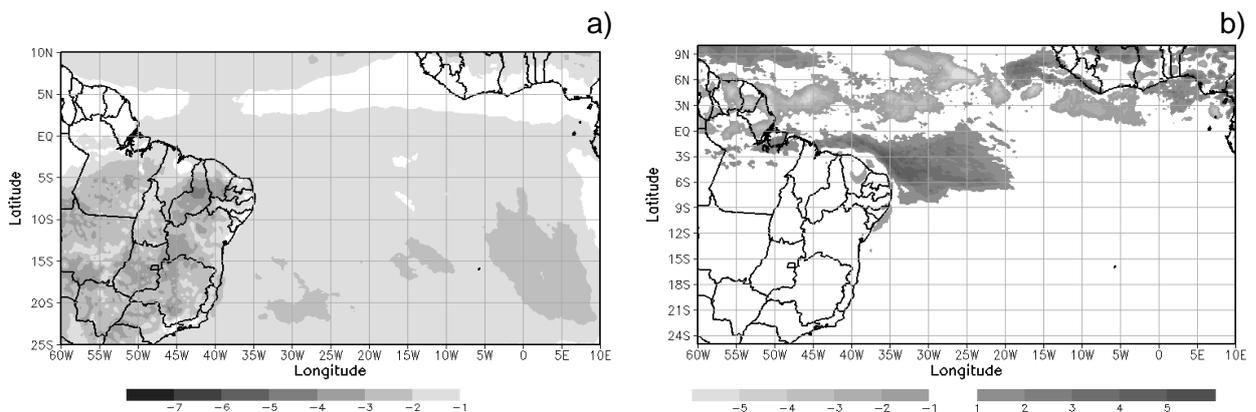


Figura 4.16 – Continuação.

Através dos campos de erro médio de temperatura e precipitação para o período de 7 a 19 de junho de 2006 (Figura 4.17) pode-se observar que, de maneira geral, a discrepância do modelo em relação ao CFSR, do ponto de vista de temperatura, é pequena sobre o oceano quando comparado ao continente. Ainda em relação a temperatura, pode-se notar um viés negativo da ordem de até  $-2^{\circ}\text{C}$  sobre a costa leste e norte do NEB, semelhante ao resultado encontrado por Seluchi e Chou (2001) para esta mesma região, onde avaliaram duas versões do modelo ETA para a previsão de tempo sobre a América do Sul e obtiveram valores entre  $-4^{\circ}$  e  $-2^{\circ}\text{C}$ . Por outro lado, para a precipitação, pode-se notar um viés positivo de até 5 mm sobre o oceano Atlântico, próximo a costa norte do NEB, no entanto, sobre a região da ZCIT este padrão foi oposto com até  $-5$  mm.



**Figura 4.17** – Campos de erro médio de temperatura do ar a) e precipitação b) para o período de 7 a 19 de junho de 2006.

#### 4.3.2 Análise dos Estudos de Casos

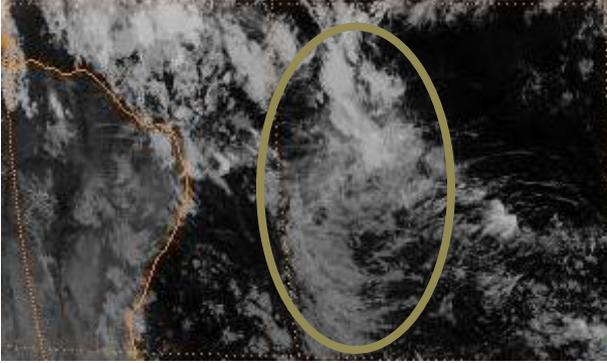
Para a realização das comparações entre as simulações do modelo WRF e o CFSR, uma interpolação foi feita da grade do modelo WRF para a grade CFSR, objetivando diminuir os ruídos nos campos do modelo WRF, principalmente na variável de vorticidade relativa.

#### 4.3.2.1 Caso do dia 11/06/2006

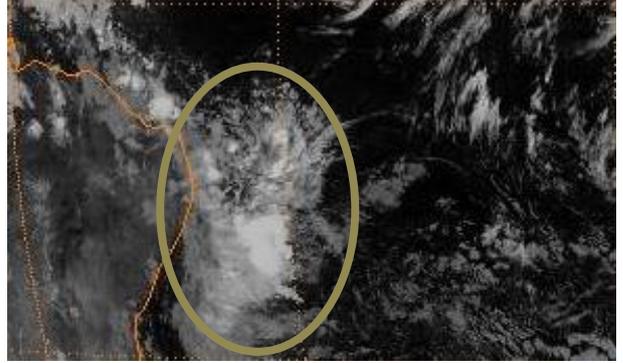
A Figura 4.18 mostra um recorte de imagens do satélite Meteosat-8 no canal infravermelho para os dias 10 (coluna esquerda) e 11 (coluna direita) de junho de 2006. Observa-se pelas imagens a presença de uma banda de nebulosidade (círculo marrom) propagando-se do Oceano Atlântico para a região do NEB e que, às 18z do dia 11, essa nebulosidade cobre toda a costa leste da região.

A partir dos diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento, média entre as latitudes de 10° e 0°S, ilustradas na Figura 4.19, pode-se observar a onda associada ao evento de DOL supracitado, tanto pelos resultados do modelo WRF (Figura 4.19a) como pelo dados do CFSR (Figura 4.19b). No entanto, nota-se um desvio entre ambos os dados quanto a sua origem e inclinação. O modelo WRF apresenta sua origem no dia 07 aproximadamente sobre a longitude de 0°, enquanto que pelos do CFSR, sua origem teve início aproximadamente na longitude de 15°W. Sendo assim, os parâmetros básicos da onda, estimados visualmente nos diagramas, pelos dados do WRF (CFSR) foram: comprimento de onda 4000 km (2500 km), velocidade de propagação de cerca de 10 m.s<sup>-1</sup> (6 m.s<sup>-1</sup>) e período de 4 dias. As características da onda simulada pelo modelo WRF foram semelhantes aos resultados obtidos por Yamazaki (1975) e Torres (2008).

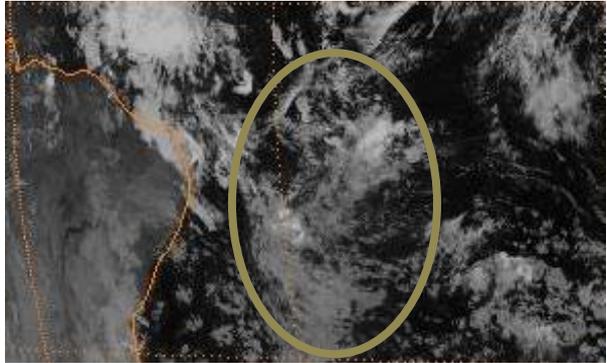
a) 10/06/2006 00Z



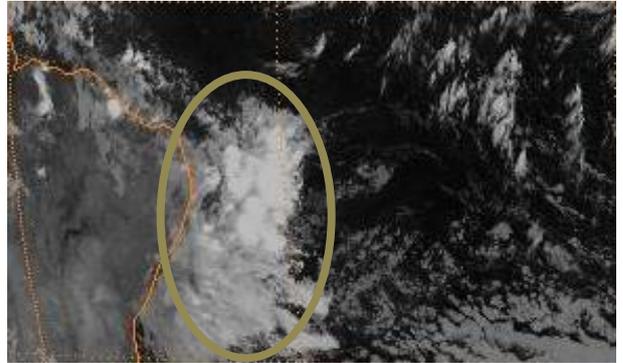
e) 11/06/2006 00Z



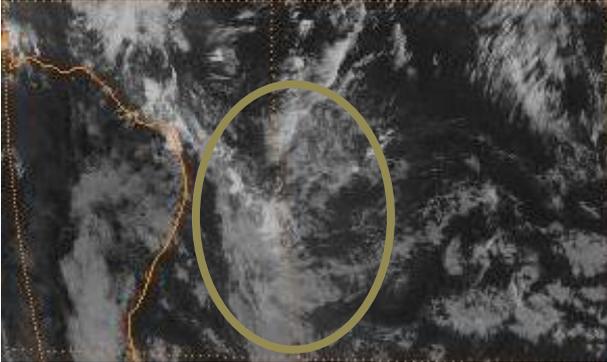
b) 10/06/2006 06Z



f) 11/06/2006 06Z



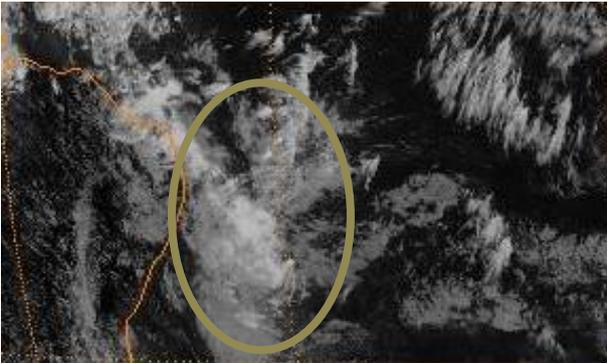
c) 10/06/2006 12Z



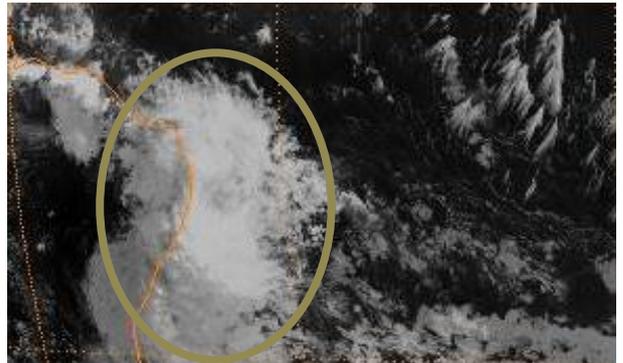
g) 11/06/2006 12Z



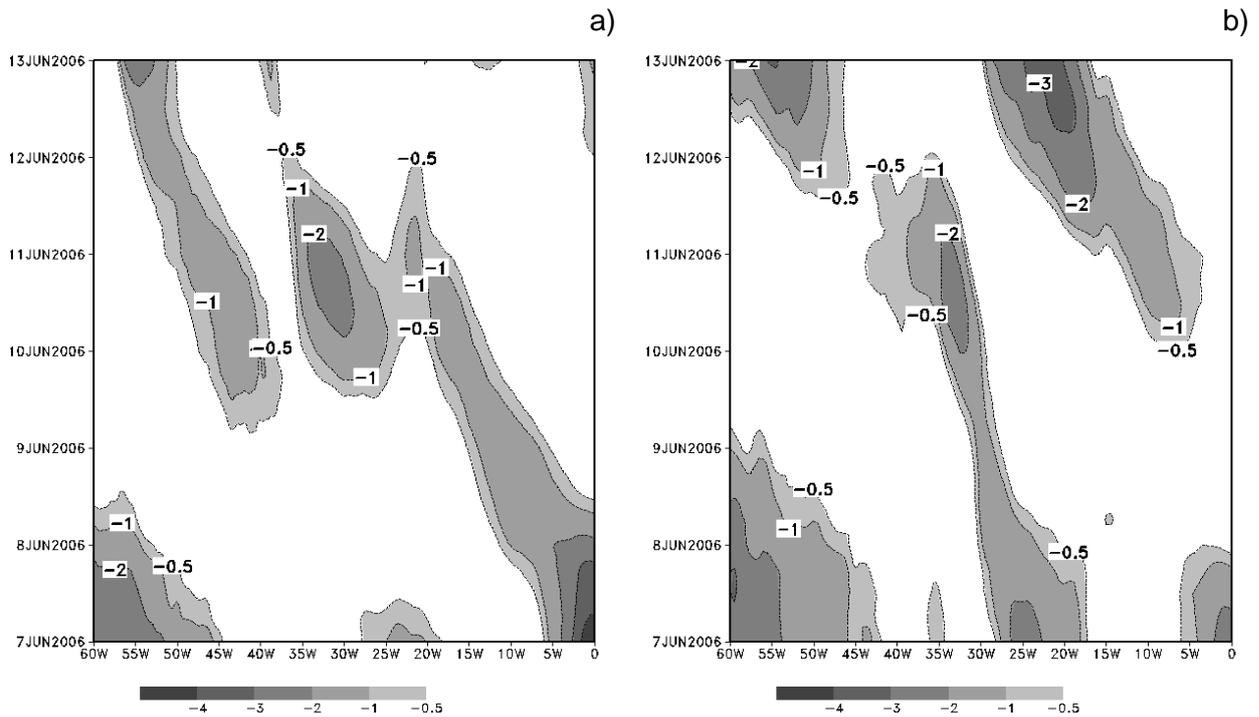
d) 10/06/2006 18Z



h) 11/06/2006 18Z



**Figura 4.18** – Recorte das imagens do satélite Meteosat-8 no canal infravermelho para os dias 10 (a-d) e 11 (e-h) de junho de 2006.



**Figura 4.19** – Diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ), média na latitude de  $10^\circ$  a  $1^\circ\text{S}$ , no nível de 700 hPa durante o período de 7 a 13 de junho de 2006, para WRF a) e CFSR b).

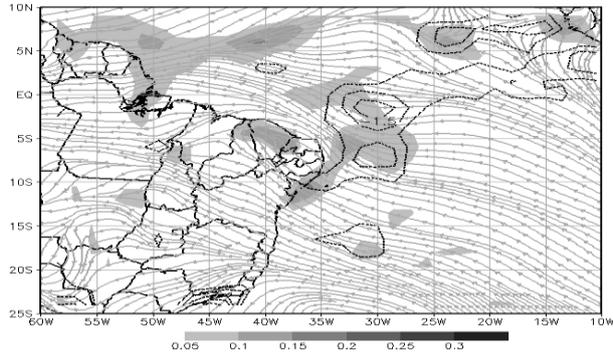
As Figuras 4.20 e 4.21 mostram os campos de convergência do fluxo de umidade no nível de 1000 hPa, vorticidade relativa negativa em 850 hPa e linhas de corrente em 700 hPa para os dias 10 e 11, respectivamente, sendo os resultados do modelo WRF (coluna esquerda) e CFSR (coluna direita). Observa-se na Figura 4.20, um dia antes ao impacto do sistema na costa do NEB, a presença dos padrões sinóticos associados aos DOLs nos baixos níveis, com destaque para o cavado, vorticidade negativa e convergência do fluxo de umidade nos níveis de 700, 850 e 1000 hPa, respectivamente em ambos os dados. No entanto, comparando os dados do WRF (Figuras 4.20 a-d) e CFSR (Figuras 4.20 e-h), nota-se que os padrões sinóticos são semelhantes, porém nos dados do CFSR essas características foram mais suavizadas, que se deve ao fato da resolução horizontal ser menor comparada ao WRF. Além disso, observa-se ainda que as características supracitadas estão de acordo com

posicionamento da banda de nebulosidade discutida na Figura 4.18, indicando que em ambos os dados estas características estão em fase.

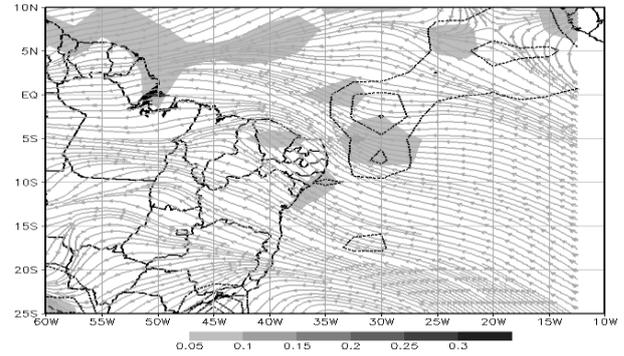
No dia 11 de junho de 2006 (Figura 4.21), os padrões sinóticos apresentados na Figura 4.20 (dia 10) mantiveram-se presentes, porém com maior intensidade e com o eixo do cavado em 700 hPa mais pronunciado. Através das imagens de satélite apresentadas na Figura 4.18, nota-se no dia 11 após o sistema atingir a costa do NEB sua nebulosidade se tornou mais profunda, ficando localizado principalmente entre os estados da Bahia e Rio Grande do Norte, o que também pode ser visto pelos campos apresentados na Figura 4.20, onde o eixo do cavado e a vorticidade negativa estiveram presentes. No entanto, a convergência do fluxo de umidade mostrou um sinal favorável mais ativo entre o nordeste da Bahia e leste do Rio Grande do Norte. Os resultados obtidos pelos dados do CFSR (Figuras 4.20 e-h) foram semelhantes aos do modelo WRF (Figuras 4.20 a-d), porém com menores amplitudes.

Analisando as secções verticais de umidade relativa e movimento vertical do modelo WRF (Figura 4.22a) e CFSR (Figura 4.22b), nota-se que ambos apresentam movimentos ascendentes e umidade relativa associada ao DOL, porém a intensidade e posicionamento são diferentes. O CFSR apresenta movimentos ascendentes, com consequente aumento de umidade apenas no dia 12 de junho de 2006 enquanto que pelo WRF, estas características vêm aumentando com o avanço do sistema para a costa do NEB. Além disso, é evidente após a passagem do sistema a presença de umidade em todos os níveis da atmosfera.

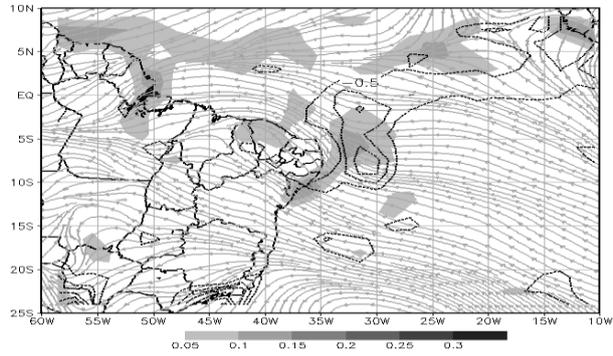
a) 10/06/2006 00Z



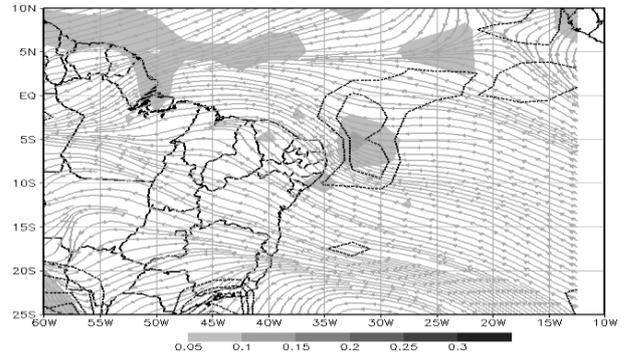
e) 10/06/2006 00Z



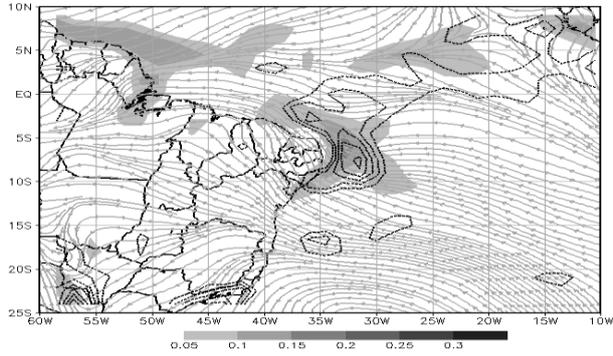
b) 10/06/2006 06Z



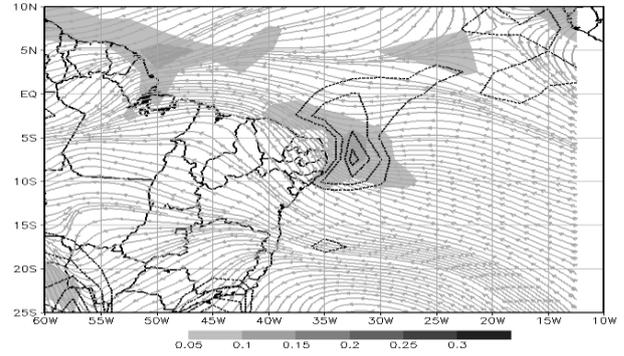
f) 10/06/2006 06Z



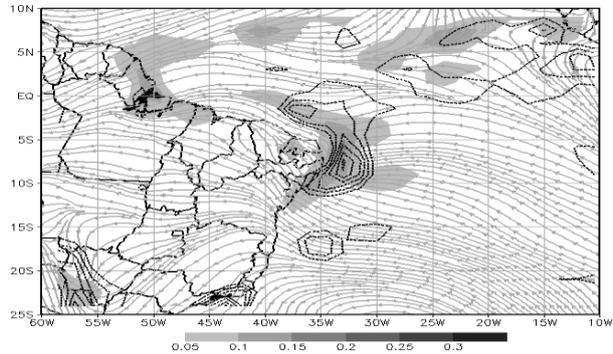
c) 10/06/2006 12Z



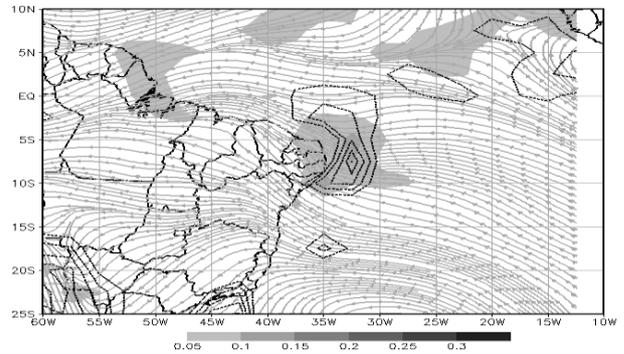
g) 10/06/2006 12Z



d) 10/06/2006 18Z

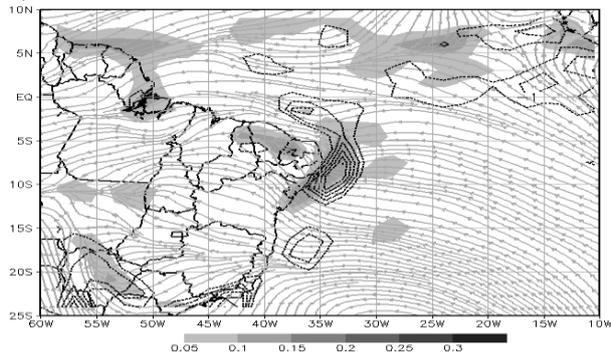


h) 10/06/2006 18Z

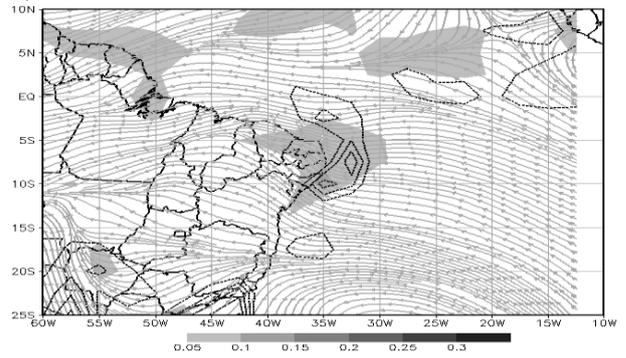


**Figura 4.20** – Convergência do fluxo de umidade em 1000 hPa (sombreado,  $10^{-5} \text{ g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ), vorticidade relativa em 850 hPa (contornos,  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e linhas de corrente em 700 hPa, às 00Z (a-e), 06Z (b-f), 12Z (c-g) e 18Z (d-h) do dia 10 de junho de 2006 para WRF (coluna esquerda) e CFSR (coluna direita).

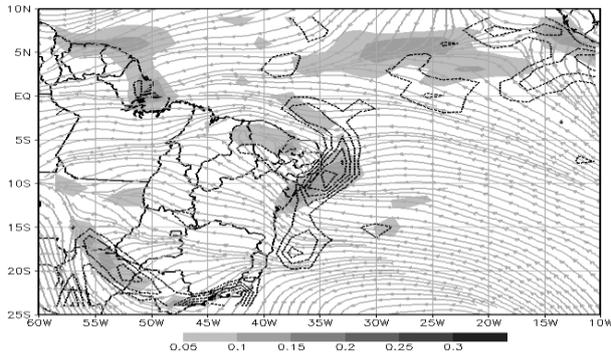
a) 11/06/2006 00Z



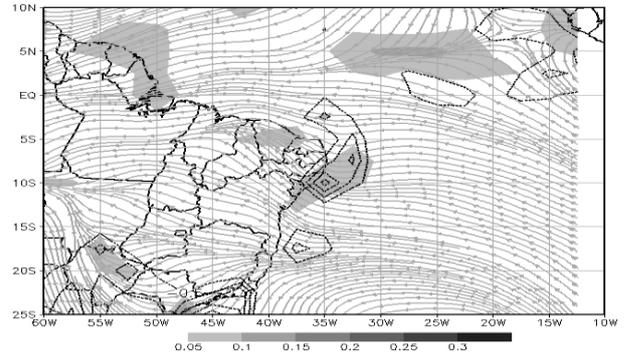
e) 11/06/2006 00Z



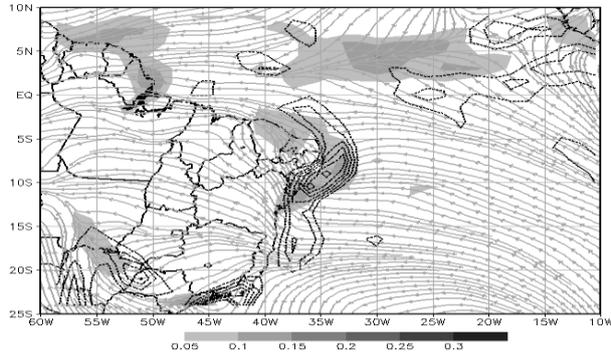
b) 11/06/2006 06Z



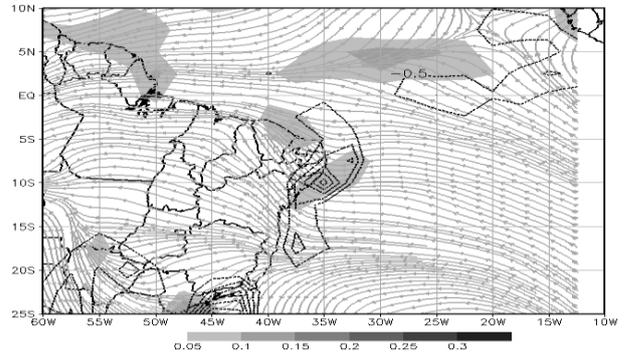
f) 11/06/2006 06Z



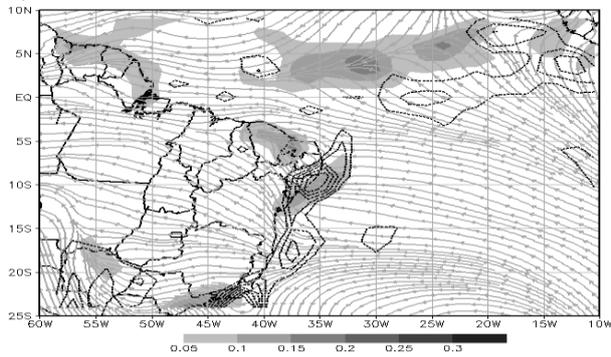
c) 11/06/2006 12Z



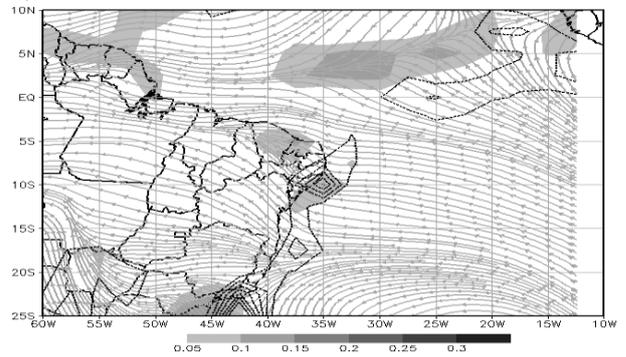
g) 11/06/2006 12Z



d) 11/06/2006 18Z



h) 11/06/2006 18Z

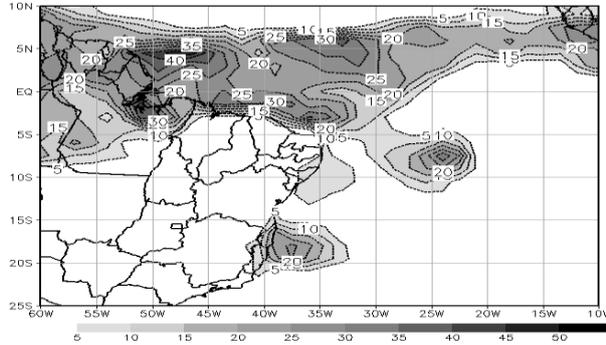


**Figura 4.21** – Como na Figura 4.19, porém para o dia 11 de junho de 2006.

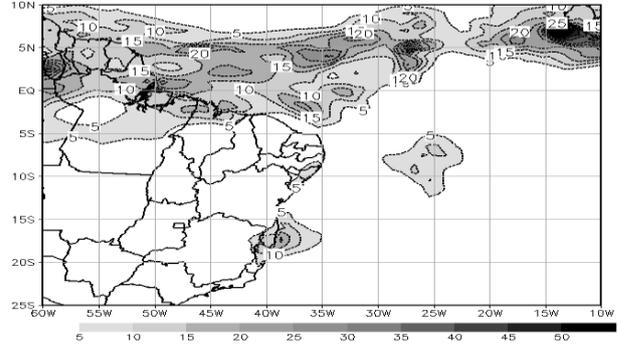


coerente para a região de Goiana-PE (~ 50 mm) e Ipojuca-PE (~ 45 mm), comparado ao boletim climanálise, enquanto que sobre a região de Salvador-BA a precipitação ficou abaixo de 20 mm. No entanto, para os dados do CFSR a precipitação não passou dos 15 mm.

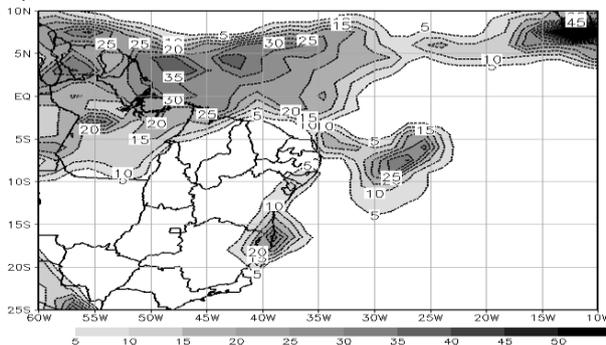
a) 09/06/2006



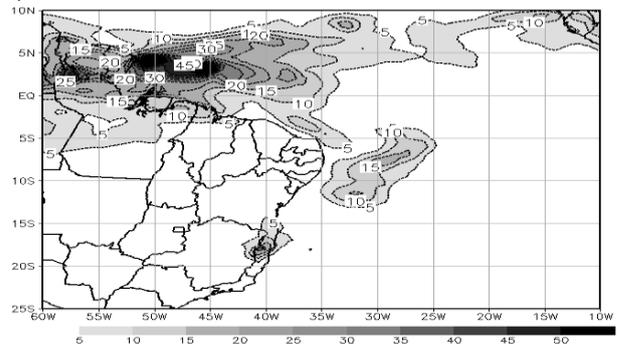
e) 09/06/2006



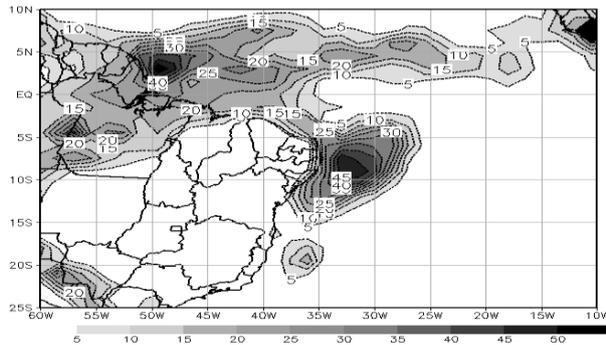
b) 10/06/2006



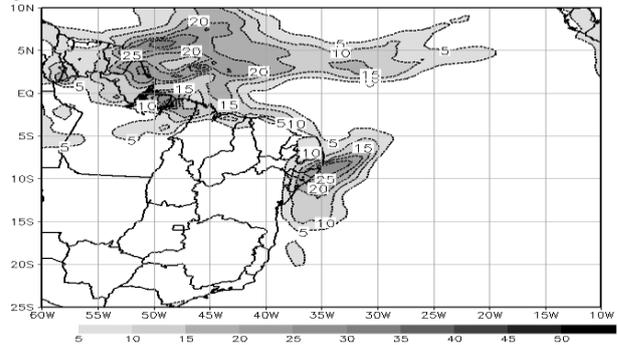
f) 10/06/2006



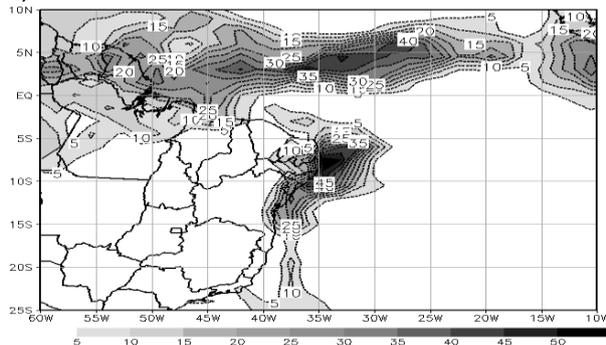
c) 11/06/2006



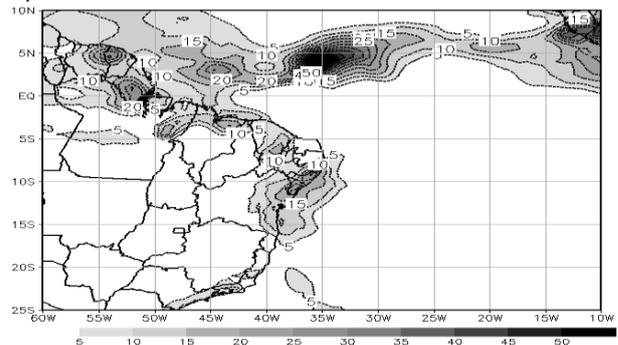
g) 11/06/2006



d) 12/06/2006



h) 12/06/2006



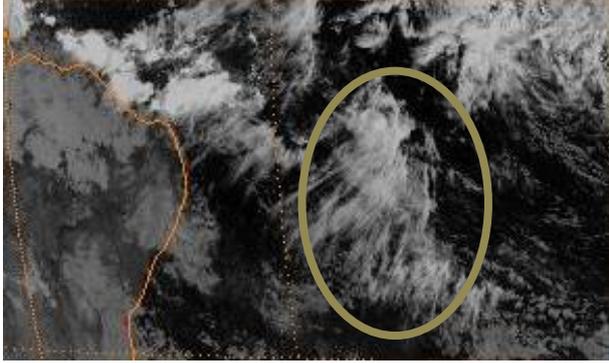
**Figura 4.23** – Precipitação acumulada em 24 horas (mm/dia) para os dias 9 e 12 de junho de 2006 dos modelos WRF (a-d) e CFSR (e-h).

#### 4.3.2.2 Caso do dia 17/06/2006

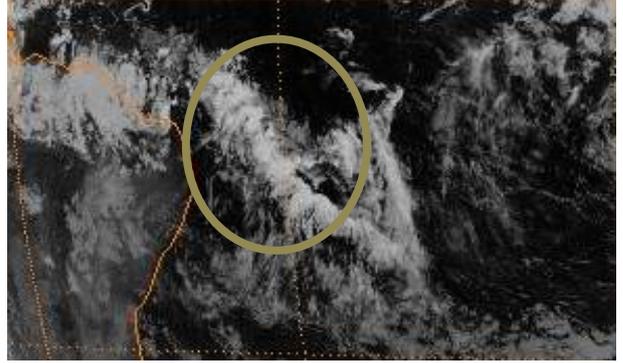
Os recortes de imagens do satélite Meteosat-8 (Figura 4.23) no canal infravermelho mostram a propagação leste/oeste de uma banda de nebulosidade do Oceano Atlântico em direção ao NEB durante os dias 16 e 17 de junho de 2006. No dia 21 às 06Z (Figura 4.24f), se observa um aglomerado de nuvens profundo próximo à costa do NEB, principalmente entre os estados de Pernambuco e Rio Grande do Norte e, a partir de então, este aglomerado desloca para o continente e tende a se dissipar.

Analisando o diagrama de Hovmoller da componente meridional do vento, média entre as latitudes de  $10^{\circ}$  e  $0^{\circ}$ S, entre os dias 13 e 19 de junho de 2006 para o modelo WRF (Figura 4.25a) e CFSR (Figura 4.25b), que ambos representaram a onda associada ao DOL desde a longitude de  $0^{\circ}$ , porém com o modelo WRF apresentando uma inclinação ligeiramente mais meridional. As características básicas, estimada visualmente nos diagramas, para ambos os dados foram muito semelhantes, a saber: comprimento de onda de 3500 km, velocidade de propagação com cerca de  $9 \text{ m.s}^{-1}$  e período de 4 dias. Estes resultados concordam com os resultados de Espinoza (1996).

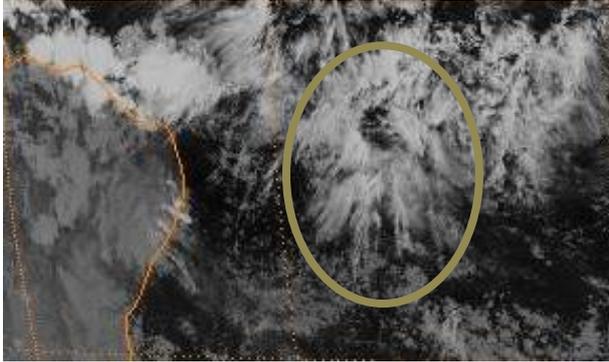
a) 16/06/2006 00Z



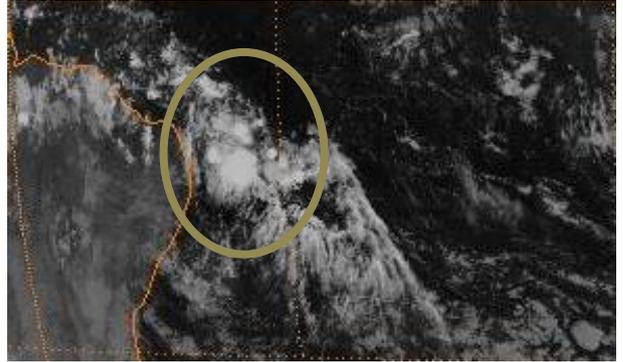
e) 17/06/2006 00Z



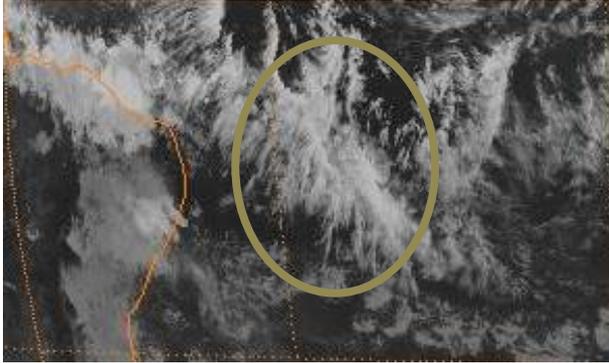
b) 16/06/2006 06Z



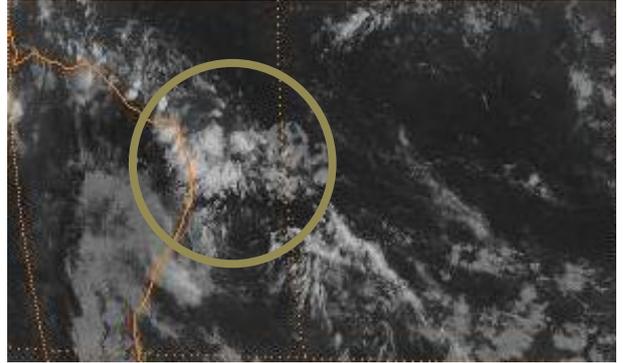
f) 17/06/2006 06Z



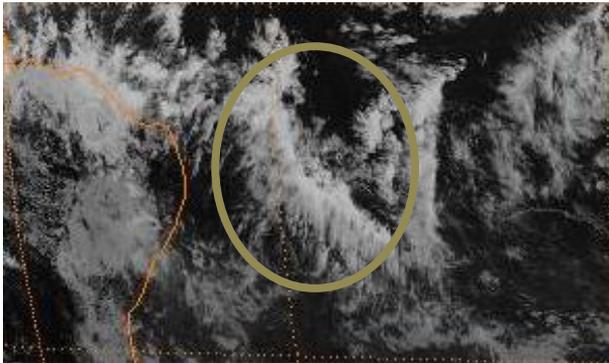
c) 16/06/2006 12Z



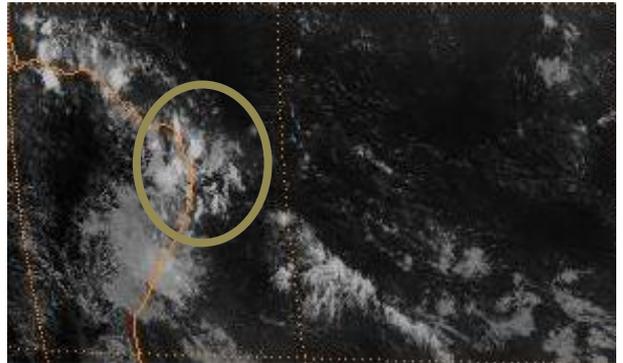
g) 17/06/2006 12Z



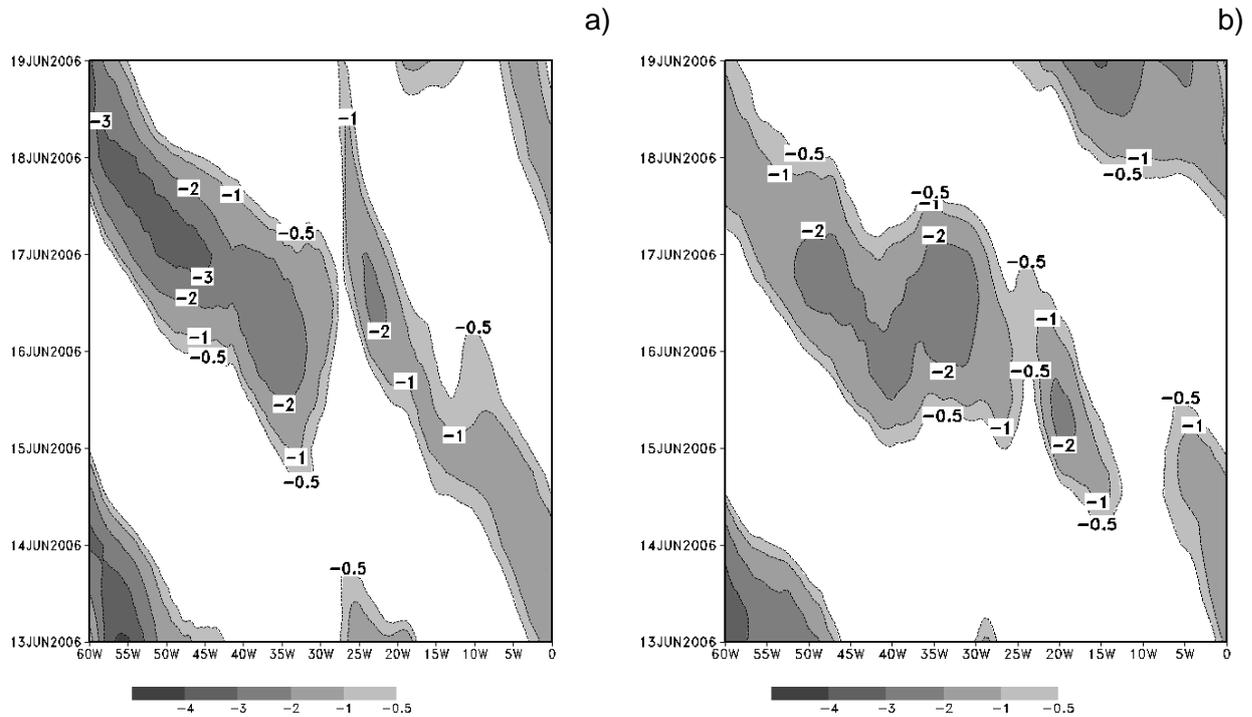
d) 16/06/2006 18Z



h) 17/06/2006 18Z



**Figura 4.24** – Recorte das imagens do satélite Meteosat-8 no canal infravermelho para os dias 16 (a-d) e 17 (e-h) de junho de 2006.



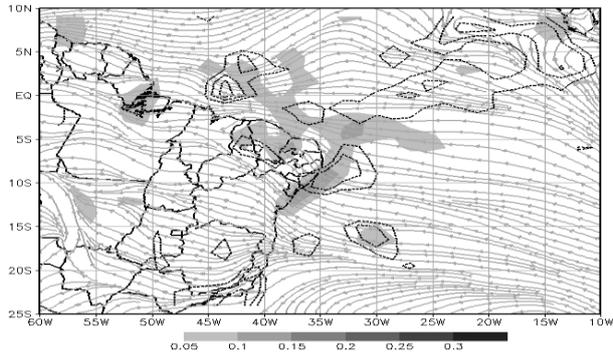
**Figura 4.25** – Diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ), média na latitude de  $10^\circ$  a  $1^\circ\text{S}$ , no nível de 700 hPa durante o período de 13 a 19 de junho de 2006, para WRF a) e CFSR b).

As Figuras 4.26 e 4.27 apresentam os campos de convergência do fluxo de umidade no nível de 1000 hPa, vorticidade relativa negativa em 850 hPa e linhas de corrente em 700 hPa durante os dias 16 e 17 de junho, respectivamente para os modelo WRF (coluna esquerda, a-d) e CFSR (coluna direita, e-f). Comparando as simulações do modelo com os dados do CFSR, observa-se que a distribuição espacial é semelhante, porém em relação à intensidade, o modelo WRF apresenta um sinal mais intenso que o CFSR. Pelas análises dos campos, foi possível notar ainda que os núcleos de vorticidade negativa e convergência do fluxo de umidade estiveram de acordo com o posicionamento da banda de nebulosidade observada na Figura 4.24, além da marcante presença do cavado em 700 hPa. A partir de análises dos campos de linhas de corrente em 1000 hPa (Figuras não mostradas), pode-se notar que o DOL esteve associado a um sistema frontal que avançou até latitudes mais baixas e que esta interação foi mais marcante pelos campos do modelo WRF, quando comparado

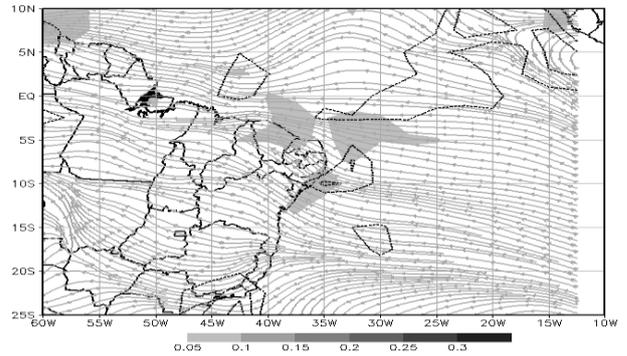
aos do CFSR. A relação entre o DOL e o sistema frontal supracitado também pode ser visto no boletim climanálise de junho de 2006.

Para esse estudo de caso, foi possível observar que tanto as simulações do WRF (Figura 4.28a) como os dados do CFSR (Figura 4.28b) apresentaram as características de umidade relativa e movimento vertical ascendente, porém mais intensas nos dados do CFSR. Além disso, constata-se por estes campos que o sistema teve influência apenas nos baixos níveis, aproximadamente entre a superfície e o nível de 600 hPa, quando comparado ao estudo de caso do dia 11 de junho de 2006, o qual apresentou uma influência em todos os níveis da atmosfera. O confinamento deste sistema em baixos níveis se deve a presença de uma circulação anticiclônica no nível 500 hPa, (Figura não mostrada) sobreposta ao DOL durante todo o seu período de atuação, enquanto que para o primeiro caso (11 de junho), foi observado apenas uma fraca curvatura anticiclônica.

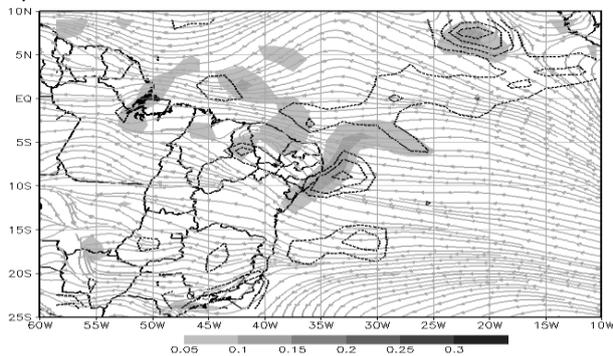
a) 16/06/2006 00Z



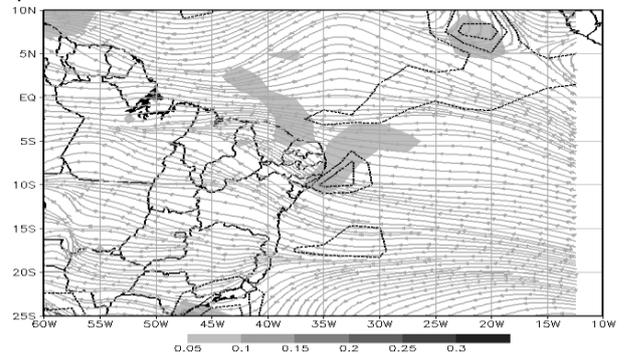
e) 16/06/2006 00Z



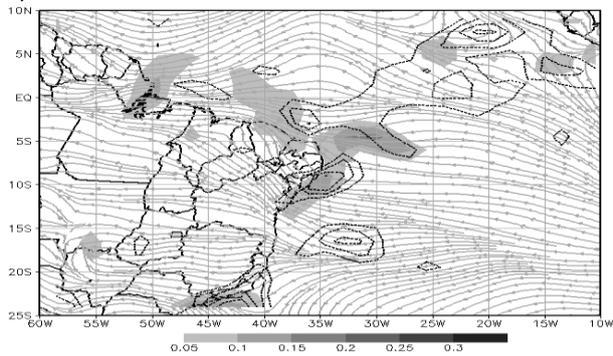
b) 16/06/2006 06Z



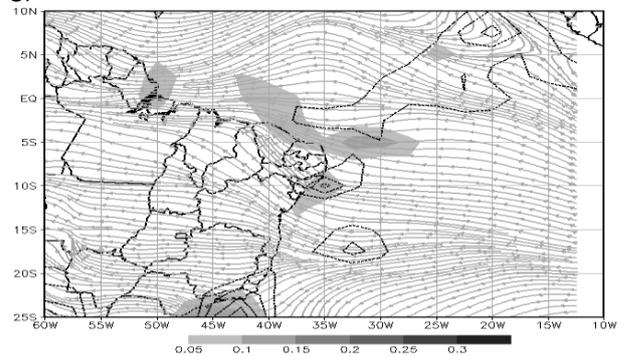
f) 16/06/2006 06Z



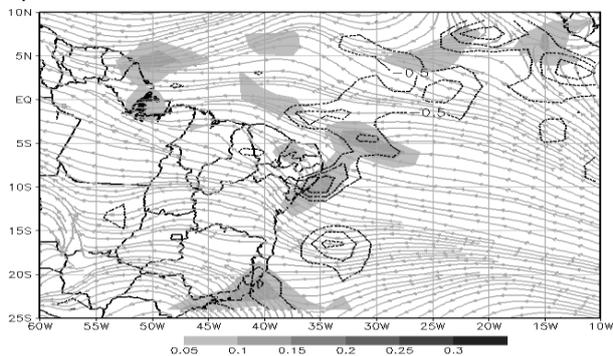
c) 16/06/2006 12Z



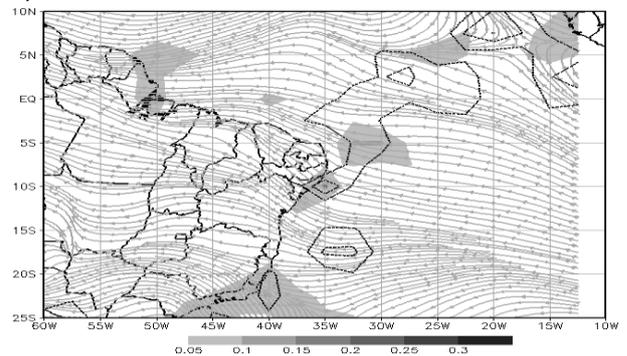
g) 16/06/2006 12Z



d) 16/06/2006 18Z

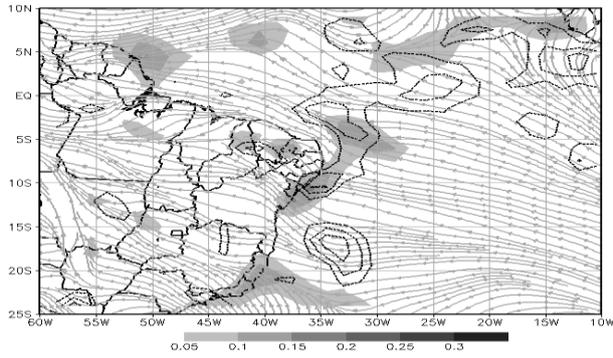


h) 16/06/2006 18Z

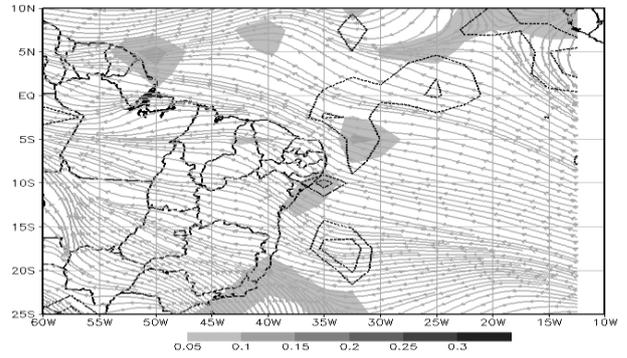


**Figura 4.26** – Convergência do fluxo de umidade em 1000 hPa (sombreado,  $10^{-5} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ), vorticidade relativa em 850 hPa (contornos,  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e linhas de corrente em 700 hPa, às 00Z (a-e), 06Z (b-f), 12Z (c-g) e 18Z (d-h) do dia 16 de junho de 2006 para WRF (coluna esquerda) e CFSR (coluna direita).

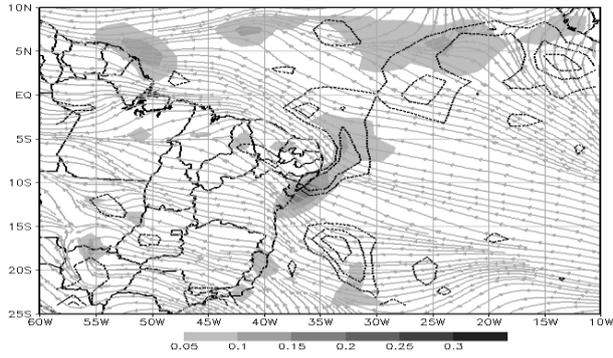
a) 17/06/2006 00Z



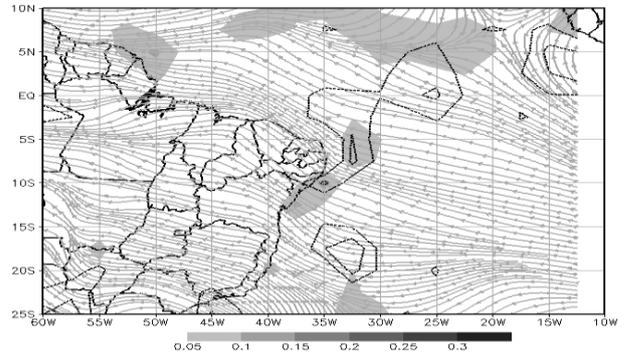
e) 17/06/2006 00Z



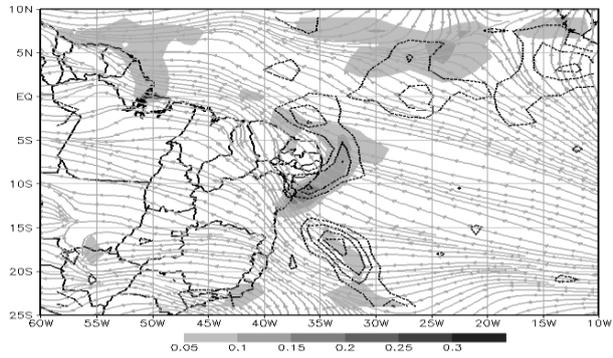
b) 17/06/2006 06Z



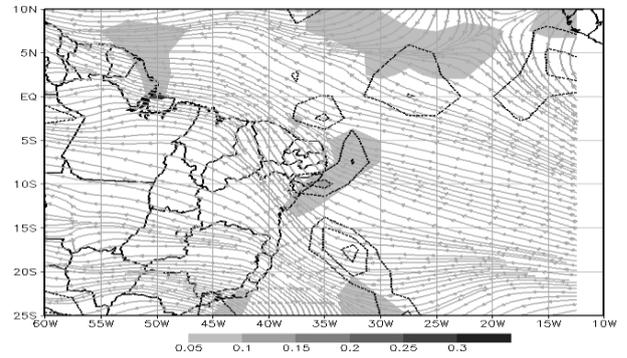
f) 17/06/2006 06Z



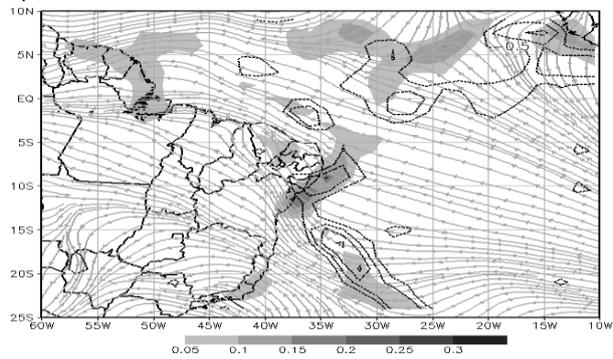
c) 17/06/2006 12Z



g) 17/06/2006 12Z



d) 17/06/2006 18Z



h) 17/06/2006 18Z

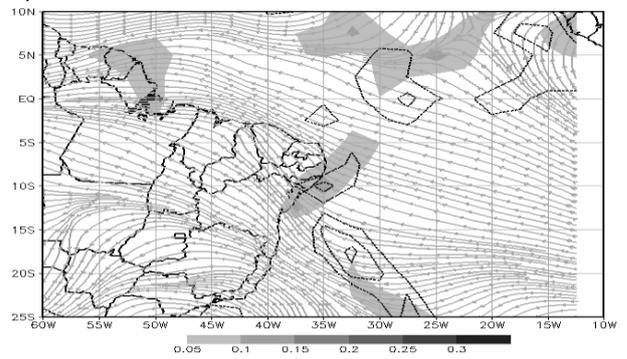
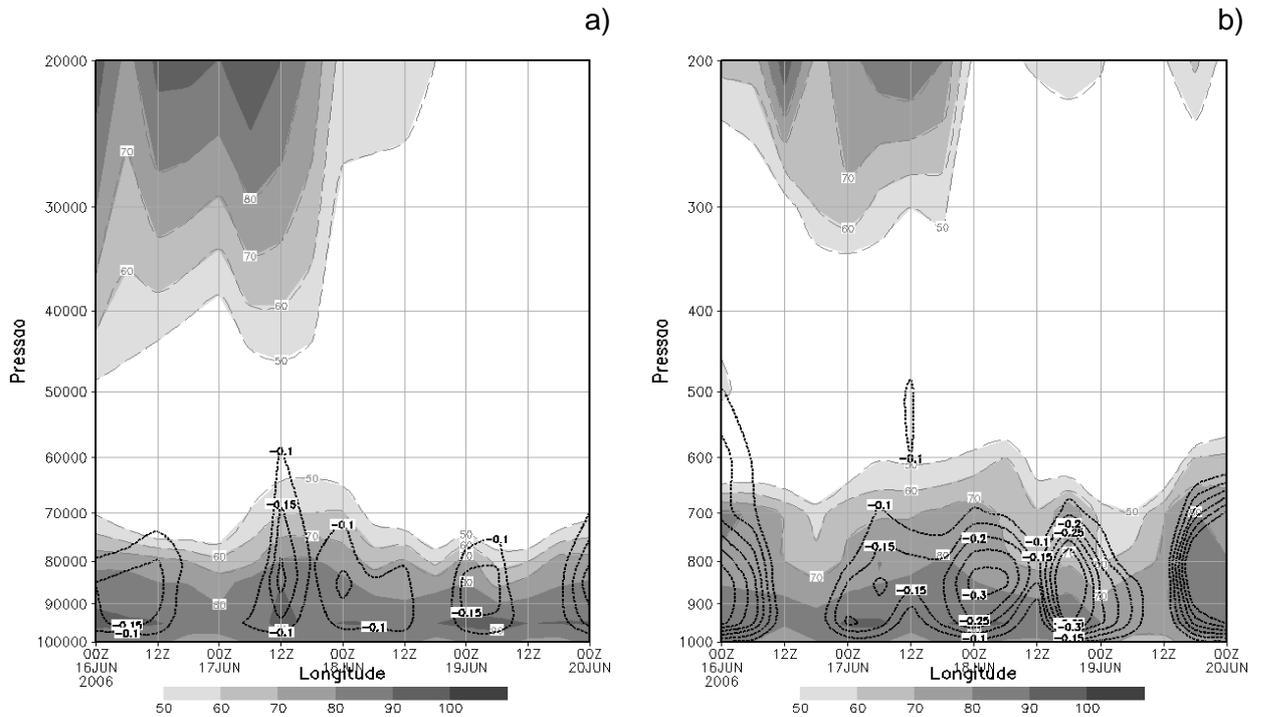


Figura 4.27 – Como na Figura 4.25, porém para o dia 17 de junho de 2006.



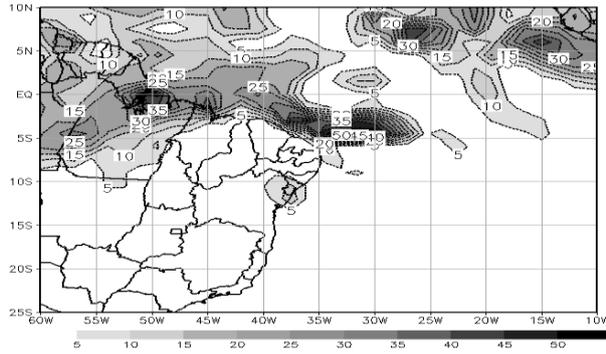
**Figura 4.28** – Seção vertical de umidade relativa (hachurado, %) e movimento vertical (contorno,  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ), ao longo da latitude  $5^{\circ}\text{S}$  e longitude de  $35^{\circ}\text{W}$ , durante o período de 13 a 19 de junho de 2006 para WRF a) e CFSR b).

A Figura 4.29 mostra o campo de precipitação acumulada em 24 horas para os dias 15, 16, 17 e 18 de junho de 2006 dos modelos WRF (Figuras 4.29a-d) e CFSR (Figuras 4.29e-h). A distribuição espacial entre o WRF e CFSR foi semelhante, porém a intensidade da precipitação associada ao foi maior nos dados do WRF, da ordem de 10 a 20 mm acima. Além disso, no dia 18 de junho de 2006, um dia após o impacto do sistema na costa, o dado do CFSR não apresentou o núcleo de precipitação na costa leste e norte do NEB presente nas simulações do WRF. Adicionalmente, pode-se notar nas simulações do modelo WRF a presença de uma banda de precipitação no sentido sudeste/noroeste para os dias 17 e 18 de junho, que se deve a atuação de um sistema frontal naquela região (boletim climanálise).

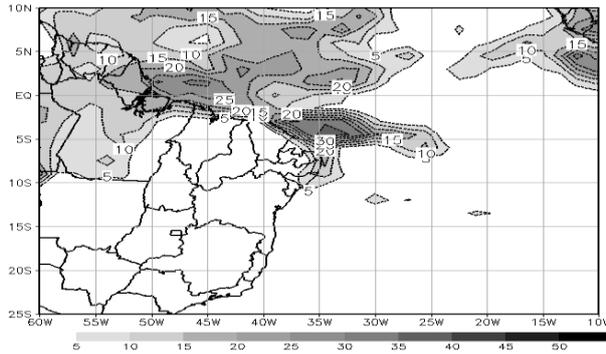
Torres e Ferreira (2011) ao avaliar o impacto de diferentes parametrizações convectivas na simulação da precipitação de dois casos de DOLs que atingiram a costa leste do NEB, utilizando o modelo ETA, verificaram que os experimentos apresentam

campos de desvio em relação à observação muito semelhantes, sendo as diferenças existentes muito pontuais. Além disso, notou que houve um predomínio de regiões com subestimativa de precipitação em todos os experimentos, sendo oposto ao apresentado neste estudo, onde mostra que o modelo tem uma tendência de superestimar os dados de precipitação em relação ao CFSR.

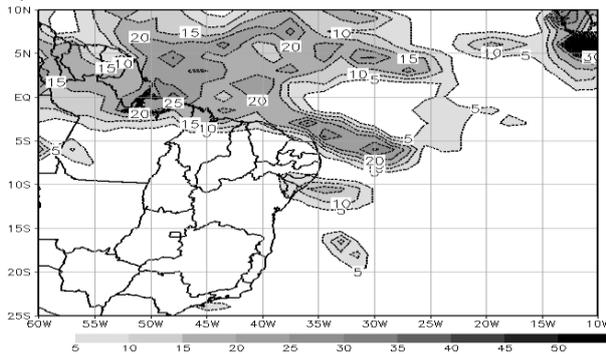
a) 15/06/2006



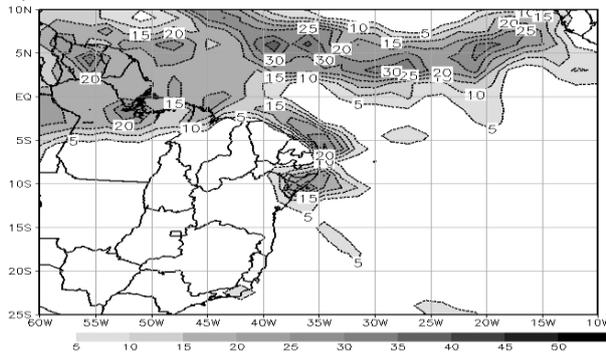
b) 16/06/2006



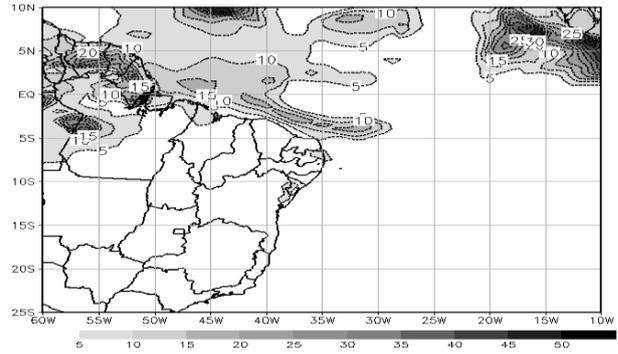
c) 17/06/2006



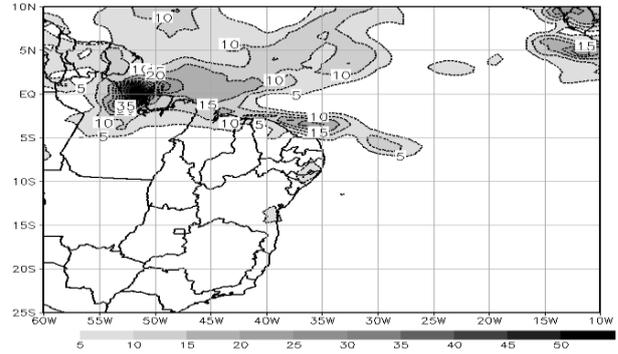
d) 18/06/2006



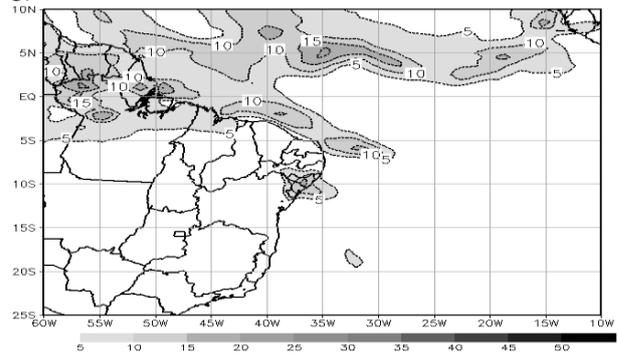
e) 15/06/2006



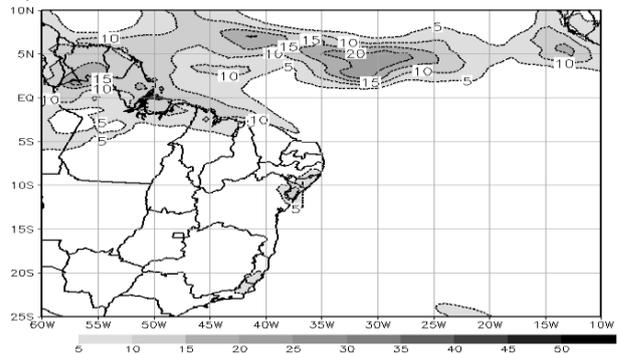
f) 16/06/2006



g) 17/06/2006



h) 18/06/2006



**Figura 4.29** – Precipitação acumulada em 24 horas (mm/dia) para os dias 15 e 18 de junho de 2006 dos modelos WRF (a-d) e CFSR (e-h).

### 4.3.3 Conclusões Gerais

A partir de simulações numéricas utilizando o modelo de mesoescala WRF para dois eventos de DOLs, pode-se observar que a precipitação e os padrões sinóticos associados aos DOLs foram bem reproduzidos pelo modelo, sendo equivalentes aos dados do CFSR, porém com maior intensidade. Os resultados do WRF indicam que o modelo apresentou uma tendência de subestimar (superestimar) os valores de precipitação no primeiro (segundo) evento. Além disso, foi possível notar durante o primeiro evento que o modelo simulou os máximos de precipitação, associado ao DOL, sobre as cidades de Salvador, Maceió e João Pessoa, porém, para a cidade de Tocantins a precipitação foi subestimada durante os dois eventos. Por outro lado, a temperatura simulada pelo modelo apresentou uma característica de subestimar os valores observados, exceto sobre as cidades de Salvador e Fortaleza. Contudo, sobre as cidades de Maceió, Natal, Aracaju, Fortaleza e São Luís, os resultados foram bastante similares.

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Uma climatologia de DOLs foi realizada para o período de 1 de janeiro de 1989 a 31 de dezembro de 2009, com o intuito de obter um melhor entendimento dos processos dinâmicos e sinóticos do ciclo de vida destes sistemas, incluindo gênese, crescimento/decaimento, trajetória e dissipação. Simulações numéricas utilizando o modelo de mesoescala WRF também foram efetuadas, objetivando avaliar sua eficiência em simular os DOLs.

A identificação dos DOLs foi feita de forma subjetiva através de imagens de satélite com resolução temporal de 3 horas, no canal infravermelho, em conjunto com os campos de linhas de corrente e vorticidade relativa nos níveis de 1000, 850, 700, 500 e 200 hPa, porém com resolução temporal de 6 horas. A primeira análise foi feita considerando a nebulosidade e escala característica dos distúrbios (sinótica ou sub-sinótica) que se deslocaram para oeste sobre o Atlântico Tropical Sul durante todo o período de estudo. Após essa identificação, avaliou-se a distribuição de vorticidade e os padrões de circulação associados. Portanto, só foram classificados como DOLs os eventos que apresentaram todas essas características.

A partir das análises subjetivas foi possível obter a climatologia dos DOLs que atuaram sobre a região do NEB. Durante os 21 anos de análise foram identificados 518 eventos de DOLs, onde 97% (3%) dessas ondas atingiram (não atingiram) a região do NEB e 64% (36%) foram convectivas (não convectivas). Além disso, foi possível verificar que 14% (86%) dos eventos atingiram (não atingiram) a região da Amazônia. Em média, foram observadas aproximadamente 25 ondas por ano, com a máxima frequência (mínima) compreendida entre os meses de Março a Agosto (Setembro a Fevereiro). Os principais sistemas que deram origem aos DOLs foram: ZCIT, VCAN, conglomerados convectivos provenientes do oeste da África (AF) e frentes frias (FF),

com este último apresentando a máxima frequência (351 ondas). Além destes, foi observada a origem dos DOLs através de interações entre sistemas, tais como AF/FF, AF/ZCIT, AF/VCAN e ZCIT/FF. Algumas ondas ainda tiveram sua origem na região da ASAS, aqui classificadas como SE. Ressalta-se também que não foi observado um horário específico para o impacto dos DOLs na costa do NEB, que pode ser explicado pelo fato da sua origem estar associada principalmente as FF implicando na não existência de um horário bem definido para este sistema, o que influenciam os DOLs.

A variabilidade interanual dos DOLs foi bem pronunciada durante o período de análise, principalmente nos anos que foram iniciados com o evento ENOS já estabelecido, porém em alguns anos este sinal não foi observado. Assim, uma análise de correlação foi feita entre as anomalias de TSM, média nas áreas do ATS, ATN, GRADM, NINO1+2, NINO3, NINO3+4 e NINO4, e a frequência absoluta de DOLs, para as estações seca e úmida, que foram determinadas a partir de sua máxima ocorrência mensal. Durante a estação úmida foi possível observar que existe significância estatística entre as correlações de todas as regiões de NINO e a frequência de DOLs, além da região GRADM sobre o Atlântico Tropical. Por outro lado, para a estação seca, apenas a região GRADM apresentou significância.

O ciclo de vida dos DOLs foi avaliado de forma objetiva através de um método automático de identificação e rastreamento, aqui definido como TrackH. Portanto, dos 518 eventos de DOLs identificados na análise subjetiva, 342 eventos foram rastreados pelo Track. Apesar da porcentagem de DOLs detectados pelo TrackH ter sido de 66% em todo o período, o número de eventos rastreados foi muito superior ao número observado devido a outros núcleos de vortividade relativa terem sido capturados dentro da área de estudo. Assim, uma análise estatística foi feita para separar os núcleos de vortividade associados aos DOLs dos demais núcleos. Destas análises pode se observar que, das 1.748 ondas detectadas pelo TrackH, 20% são DOLs e 80%

representam núcleos de vortacidade associados a outros tipos de sistemas, como por exemplo, perturbações ondulatórias produzidas no campo dos alísios. Assim, através das ondas detectadas pelo TrackKH associadas aos DOLs, foram determinadas as características típicas do seu ciclo de vida. Ressalta-se que esta análise foi feita no nível de 850 hPa por apresentarem resultados mais satisfatórios. A densidade de gênese apresentou um pico proeminente entre o oceano Atlântico Sul e a costa do NEB, mais precisamente entre as longitudes de 35°W e 15°W e latitudes de 20°S e 5°N.

A densidade de trajetória concentrou-se sobre a costa leste do NEB, entre os estados de Alagoas e Rio Grande do Norte, enquanto que a densidade de dissipação apresentou seu máximo na costa leste do NEB e diminuindo à medida que adentra ao continente. Outro importante resultado obtido foi em relação a taxa de crescimento/decaimento do sistema, onde observou-se que a região favorável para seu crescimento é sobre o oceano Atlântico, entre as longitudes de 30° e 10°W, e decaimento sobre a costa leste do NEB e norte da América do Sul.

Os padrões sinóticos associados aos DOLs foram analisados através da composição de anomalia durante o período de sua máxima (mínima) frequência, aqui denominada de estação úmida (seca). A máxima (mínima) frequência foi identificada entre os meses de março a agosto (setembro a fevereiro). As composições foram feitas desde 3 dias antes até um dia após o evento atingir a costa do NEB. As características médias dos DOLs obtidas a partir da análise por imagens de satélite apresentaram entre sua detecção e dissipação uma duração de 6 (5) dias durante a estação úmida (seca), enquanto que o período médio obtido através das análises sinóticas foi de 8 (73) dias, com comprimento de onda, medido pelas composições de linhas de corrente em 700 hPa, de aproximadamente 4500 (5500) km. A velocidade de fase média destas ondas foi em torno de 6,5 (0,9) m.s<sup>-1</sup>.

Durante o período úmido foi possível observar um sinal característico dos DOLs em todos os níveis da atmosfera. Desde o dia -3 observou-se uma circulação ciclônica anômala associada a convergência do fluxo de umidade e vorticidade negativa sobre o oceano Atlântico, centrada entre as longitudes de 25° e 20° e altura dos estados de Sergipe e Alagoas, se deslocando para costa leste do NEB. Além disso, sobre a costa leste do NEB, foi possível notar a mudança no escoamento de sul para sudeste com o avanço da perturbação supracitada e um padrão de confluência (defluência) na costa leste (norte) do NEB. Estes padrões também foram observados nos médios níveis da atmosfera, mostrando que o deslocamento dos DOLs, em direção a costa nordestina, está em fase entre os baixos e médios níveis.

Em 500 hPa, o padrão anômalo devido a presença dos DOLs também foi observado, porém associado a uma crista e circulação anticiclônica anômala na sua vanguarda e retaguarda, respectivamente. A sua propagação para oeste possibilitou notar um padrão marcante no escoamento anômalo, que foi a mudança no sentido do escoamento de oeste para leste sobre toda a costa leste do NEB. Portanto, pode-se concluir que a propagação dos DOLs contribui para o enfraquecimento da circulação anticiclônica no nível de 500 hPa ou até mesmo mudar sua direção. Por outro lado, em 200 hPa, destaca-se uma circulação anticiclônica anômala em todos os dias compostos, além de um aumento na confluência entre o cavado sobre o NEB e a crista em latitudes mais equatoriais.

As composições de anomalias de seções verticais mostraram que os DOLs tem uma maior influência em níveis mais baixos da atmosfera, porém, quando o sistema atinge a costa do NEB seu sinal também pode ser observado até médios níveis. Os núcleos de movimento vertical ascendente e umidade associados aos DOLs apresentaram-se mais forte entre os dias -1 e +1. Do ponto de vista de precipitação, foi possível notar anomalias positivas de precipitação se propagando desde o dia -1 até o

dia +1. Além disso, a medida que os DOLs se desloca em direção a costa do NEB, as anomalias de TSM tendem a diminuir, sendo que os DOLs são responsáveis por um acréscimo de 16% da precipitação observada durante a estação úmida da área que vai do Litoral da Paraíba ao leste do Rio Grande do Norte.

Durante a estação seca, os padrões anômalos associados aos DOLs apresentaram uma propagação zonal (leste/oeste) em direção a costa leste do NEB, comparada ao período úmido (sudeste/noroeste). No dia -3, em 1000 hPa, uma circulação ciclônica anômala centrada aproximadamente entre a latitude de 13°S e longitude de 15°W foi observada, sendo esta circulação contrária ao que é normalmente identificado, ou seja, circulação anticiclônica associada a ASAS, mostrando que os DOLs tem uma grande influência nos padrões de circulação neste período. Além disso, destaca-se o enfraquecimento dos ventos alísios próximo as latitudes mais equatoriais e a presença de uma faixa de vorticidade negativa ao sul da circulação ciclônica, que pode resultar da passagem de sistemas frontais. Esta faixa de vorticidade negativa também foi identificado nos níveis de 850, 700 e 500 hPa. A medida que esta circulação se desloca em direção ao continente nota-se uma mudança na direção do escoamento, passando a apresentar uma região de confluência da costa do NEB até aproximadamente a costa oeste da África associada a anomalia positiva de convergência do fluxo de umidade, principalmente entre os dias -1 e +1. Nos níveis de 850 e 700 hPa, o cavado anômalo associado aos DOLs desloca-se para oeste sobreposto à anomalia de vorticidade negativa, onde ganhou força no dia +1 e o intensificou, passando a criar uma circulação ciclônica anômala fechada sobre a costa norte do NEB. Em 500 hPa, esta circulação anômala também pode ser observada, porém ao se deslocar-se para oeste com o passar dos dias a mesma perde força e passa a apresentar apenas uma característica de cavado. Sobre o nível de 200 hPa, durante todos os dias compostos, foi identificado uma circulação ciclônica anômala

com núcleo localizado aproximadamente entre o sul de Tocantins e norte de Goiás associada a uma crista em sua retaguarda, com eixo no sentido sudeste/noroeste, se intensificando a medida que os DOLs se aproximava do continente.

As composições de anomalia da seção vertical mostraram que só a partir do dia -2 os núcleos de movimentos verticais ascendentes e umidade foram identificados, e que nos dias 0 e +1 a influência dos DOLs para a costa leste do NEB foi evidente em todos os níveis da atmosfera. O padrão anômalo de precipitação positiva não foi bem caracterizado como na estação úmida, mas pode ser notada uma banda de precipitação se deslocando de leste para oeste entre as latitudes de 10°S e 0°, sobreposta a região de confluência e anomalia de convergência de umidade em 1000 hPa. No entanto, para a TSM nenhum sinal foi observado. Além disso, pode-se concluir que os DOLs foram responsáveis por 3 a 4% da precipitação observada, durante o período seco, da área que vai do Litoral de Alagoas ao Litoral do Ceará e que a contribuição de cada DOL apresentou valores da ordem de 4 a 6 mm em toda a costa leste e norte do NEB.

Tendo em vista o impacto dos DOLs sobre a região do NEB, simulações numéricas foram realizadas utilizando o modelo de mesoescala WRF para dois eventos, com o intuito de avaliar sua habilidade em reproduzir este tipo de sistema. Desta forma, primeiramente foi feita uma análise comparativa entre as variáveis de precipitação e temperatura do modelo contra os dados observados do CPTEC/INPE, onde mostrou uma pequena destreza para as duas variáveis. Do ponto de vista de precipitação, de maneira geral, o modelo apresentou uma tendência de subestimar (superestimar) os valores de precipitação no primeiro (segundo) evento. Além disso, foi possível notar durante o primeiro evento que o modelo simulou os máximos de precipitação, associado ao DOL, sobre as cidades de Salvador, Maceió e João Pessoa, porém, para a cidade de Tocantins a precipitação foi subestimada durante os dois

eventos. Por outro lado, a temperatura simulada pelo modelo apresentou uma característica de subestimar os valores observados, exceto sobre as cidade de Salvador e Fortaleza. Contudo, sobre as cidade de Maceió, Natal, Aracaju, Fortaleza e São Luís, os resultados foram bastante similares. Posteriormente, uma nova avaliação foi feita, porém comparando os resultados do modelo contra os dados do CFSR para as mesmas variáveis supracitadas. Neste caso, observou-se que a destreza da temperatura sobre o oceano foi pequena quando comparado ao continente além de um viés negativo da ordem de até  $-2^{\circ}\text{C}$  sobre a costa leste e norte do NEB. Em relação a precipitação, um viés positivo de até 5 mm (-5 mm) foi notado sobre o oceano Atlântico, próximo a costa norte do NEB (ZCIT).

A partir da análise dos estudos de casos foi possível concluir que o modelo WRF simula os padrões sinóticos, tanto na horizontal como na vertical, e precipitação associados aos DOLs de forma coerente, sendo comparado aos resultados do CFSR, porém com maior intensidade. Logo, pode-se concluir que o modelo WRF se mostrou hábil em simular este tipo de sistema, podendo ser utilizado operacionalmente pelos centros operacionais com intuito de prevê-las.

## 6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Em continuação a este estudo seguem algumas sugestões:

- Analisar a contribuição dos DOLs para região do NEB em carácter sazonal (DJF, MAM, JJA, SON) e avaliar os padrões de circulação associados;
- Analisar detalhadamente os sistemas que deram origem aos DOLs bem como as possíveis interações entre eles;
- Aplicar o TrackKH em outras variáveis meteorológicas, como por exemplo, radiação de onda longa, além de outros conjuntos de dados de reanálise, objetivando encontrar uma melhora em seus resultados;
- Analisar os outros núcleos de vortacidade rastreadas pelo TrackKH com intuito de verificar a qual tipo de sistemas estão associados;
- Realizar estudos de casos em carácter numérico para verificar como os DOLs influenciam a TSM;
- Avaliar a contribuição dos DOLs na região do NEB em cenários climáticos futuro.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, M. A. S.; OYAMA, M. D.; YAMAZAKI, J. Composição de Ventos de Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre as Regiões de Alcântara e Natal: Caracterização Preliminar. In: **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Florianópolis, 2006.
- ASNANI, G. C. **Tropical Meteorology**. Vols. I-II, Pune-India: Noble Printers, 1993, 1201 p.
- ARAVÉQUIA, J. A.; QUADRO, M. F. L. **Aspectos Gerais da Previsão Numérica de Tempo e Clima**. Cachoeira Paulista: CPTEC, 2003. 57 p. (INPE-10211-PUD/135). Disponível em <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/12.23.10.21>.
- BARBOSA, R. L. **Interação das Perturbações Convectivas Iniciadas na Costa Norte do Brasil com Distúrbios Ondulatórios de Leste**. Dissertação (Mestrado), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005, 81 p.
- BERRY, F. A.; BOLLAY e NORMAN, E.; BEERS, R. **Handbook of Meteorology**. McGraw-Hill Book Company, 1945, 1068 p.
- BERRY, G.; Thorncroft, C. African Easterly Waves During 2004 – Analysis Using Objective Techniques. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1251-1267, 2007.
- BURPEE, R. W. The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North African. **Journal of Atmospheric Science**, v. 29, p. 77-90, 1972.
- CAETANO, J. M. V. **Análise das Ondas de Leste sobre a Costa Leste do Nordeste do Brasil para o Período entre 1999 e 2009**. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro – RJ, 2011, 104 p.
- CARLSON, T. N. Some Remarks on African Disturbances and Their Progress over the Tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 97, p. 716-726, 1969.
- CHAN, C. S. **Análise de Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul**. Dissertação (Mestrado), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos – SP, 1990, 134 p.
- COUTINHO, E. C.; FISCH, G. Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) na Região de Alcântara – MA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 2, p. 193-203, 2007.
- COOK, K. Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1165-1184, 1999.
- DIEDHIOU, A. S.; JANJICOT, A.; VILTARD, A.; DE FELICE, P. Evidence of Two Regimes of Easterly Waves Over West Africa and the Tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, 25, p. 2805-2808, 1998.
- DIEDHIOU, A. S.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. Mean Kinematic Characteristics of Synoptic Easterly Disturbances over the Atlantic. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 27, n. 3, p. 1-17, 2010.

DUCHON, C.E. Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, p. 1016-1022, 1979.

ESPINOZA, E. S. **Distúrbios nos Ventos de Leste no Atlântico Tropical**. Dissertação (Mestrado), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos – SP, 1996, 149 p.

FERREIRA, N. J.; CHAN, C. S.; SATYAMURTI, P. Análise dos Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul. In: XI **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro, p. 462-466.

FRANK, N. L. The “Inverted V” Cloud Pattern – An Easterly Wane?. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 2, p. 130-140, 1969.

FRANK, N. L. Atlantic Tropical System of 1969. **Monthly Weather Review**, v. 98, p. 307-314, 1970.

HALL, B. A. Westward – Moving Disturbances in the South Atlantic Coinciding With Heavy Rainfall Events at Ascension Island. **Meteorological Magazine**, v. 118, p. 175-181, 1989.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamic of Climate Hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v.103, p. 77-92, 1977.

HODGES, K. I. Feature Tracking on the Unit Sphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 3458-3465, 1995.

HONG, S. Y.; LIM, J. O. J. The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WMS6). **Journal of the Korean Meteorological Society**, v. 42, p. 129-151, 2006.

IACONO, M. J.; DELAMERE, J. S.; MLAWER, E. J.; SHEPHARD, M. W.; CLOUGH, S. A.; COLLINS W. D. Radiative Forcing by Long-lived Greenhouse Gases: Calculations With the AER Radiative Transfer Models. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p. 1-8, 2008.

JANJIC, Z. I. The Step–Mountain ETA Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer and Turbulence Closure Schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 927-945, 1994.

KAYANO, M. T. Low-Level High-Frequency Models in the Tropical Atlantic and Their Relation to Precipitation in the Equatorial South America. **Meteorological Atmospheric Physics**, v. 83, p. 263-276, 2003.

KESHAVAMURTY, R. N. Vertical Coupling in the Indian Summer Monsoon. *Natural Physical Science*, v. 232, p. 169-170, 1971.

KLEMP, J. B.; SKAMAROCK, W. C.; DUDHIA, J. Conservative Split-explicit Time Integration Methods for the Compressible nonhydrostatic Equations. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 2897-2913, 2007.

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

KOUSKY, V. E. Diurnal Rainfall Variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 488-498, 1980.

KOUSKY, V. E.; CHU, P. S. Fluctuation in Annual Rainfall for Northeast Brazil. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 56, p. 457-465, 1978.

KRISHNAMURTI, T. N. **Tropical Meteorology**. WMO Publ. No. 364, Compendium of Meteorology, v. 2, part. 4, 1978, 428 p.

MATHERON, G. The Intrinsic Random Functions and Their Applications. **Advanced in Applied Probability**, v. 5, p. 439-468, 1973.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n.1, p. 2-10, 2002.

MOTA, G. V. **Estudo Observacional de Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro**. Dissertação (Mestrado), Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, São Paulo - SP, 1997, 92 p.

NEIVA, E. J. F. **An Investigations of Wave-Type Disturbances over the Tropical South Atlantic Ocean**. M.Sc. Thesis. Naval Post Graduate School, Monterey, California, USA, 1975, 58 p.

NIEUWOLF, S. **Tropical Climatology**. Lodon: John Wiley, 1978, 207 p.

NÓBREGA, R. S.; SOUZA, E. P.; CAVALCANTI, E. P. Energia Estática na Atmosfera sobre o Nordeste do Brasil: Fluxo e Variação Sazonal de Energia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental.**, v. 10, p. 132-139, 2006.

PONTES DA SILVA, B. F. **Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a Chuva no Leste do Nordeste do Brasil: Evolução Sinótica Média e Simulações Numéricas**. Dissertação (Mestrado), Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, São Paulo - SP, 2011, 122 p.

RAO. V. B.; LIMA, M.; FRANCHITO, S. H. Seazonal and Interannual Variations of Rainfall over Eastern Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 6, p. 1754-1763, 1993.

REED, J. R.; KLINKER, E.; HOLLINGSWORTH, A. The structure and Characteristics of African Easterly Wave Disturbances and Determined from the ECMWF Operational Analysis/Forecast System. **Meteorological Atmospheric Physics**, v. 38, p. 22-33, 1988.

REED, J. R.; NORQUIST, D. C.; RECKER, E. E. The Structure and Properties of African Wave Disturbances as Observed During Phase III of GATE. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 317-333, 1977.

REED, J. R.; RECKER, E. E.; Structure and Properties of Synoptic-Scale Wave Disturbances in the Equatorial Western Pacific. **Journal of Atmospheric Science**, v. 28, p. 1117-1133, 1971.

REYNOLDS, R. W.; Smith, T. M. A high resolution global sea surface temperature climatology. **Journal of Climate**, v. 8, p. 1571-1583, 1995.

RIEHL, H. **Tropical Meteorology**. McGraw-Hill, 1954, 392 p.

SAHA, S.; Coauthors. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of Atmospheric Meteorological Society**, v. 91, p. 1015-1057, 2010.

SANTIS JUNIOR, W. J. **Avaliação dos Distúrbios Ondulatórios de Leste na América do Sul Tropical e Adjacências**. Dissertação (Mestrado), Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, São Paulo - SP, 2011, 122 p.

SELUCHI, M. E.; CHAN, C. S. Evaluation of Two ETA Model Versions for Weather Forecast over South America. **Geofísica Internacional**, v. 40, p. 219-237, 2001.

SERRA, Y. L.; KILADIS, G. N.; HODGES, K. I. Tracking and Mean Structure of Easterly Waves over the Intra-Americas Sea. **Journal of Climate**, v.23, p. 4823-4840, 2010.

SILVEIRA, C. S.; COSTA, A. A.; COUTINHO, M. M.; SOUZA FILHO, F. A.; VASCONCELOS JUNIOR, F. C.; NORONHA, A. W. Verificação das Previsões de Tempo para Precipitação Usando Ensemble Regional para o Estado do Ceará em 2009. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 609-618, 2011.

SKAMAROCK, W. C; Coauthors. **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR, 2008, 113 p.

STANFORTH, A. Regional Modeling: A Theoretical Discussion. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 63, p. 15-29, 1997.

STRANG, D. M. G. D. Climatological Analysis of Rainfall Normals in Northeast Brazil. São José dos Campos, São Paulo, Brasil: Centro Tecnológico Aeroespacial, 1972, 29 p. (IAE-M 02/72).

TAI, K. S.; OGURA, Y. Na Observational Study of Easterly Waves over the Eastern Pacific in the Northern Summer Using GATE Data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 339-361. 1987.

THORNCROFT, C. D. An Idealized Study of African Easterly Waves. Part III: More Realistic Basic States. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 121, p. 1589-1614.

THORNCROFT, C. D.; HODGES, K. I. African Easterly Wave Variability and its Relationship to Atlantic Tropical Cyclone Activity. **Journal of Climate**, v. 14, p. 1166-1179, 2001.

TORRES, R. R. Análise e Modelagem dos Distúrbios Ondulatórios de Leste que Atuam na Costa Leste do Nordeste do Brasil. Dissertação (Mestrado), Instituto Nacional de Pesquisas Especiais, São José dos Campos – SP, 2008, 129 p.

TORRES, R. R.; FERREIRA, N. J. Case Studies of Easterly Wave Disturbances over Northeast Brazil Using the Eta Model. **Weather and Forecasting**, v. 26, p. 255-235. 2011.

WALLACE, J. M. **Time-Longitude Sections of Tropical Cloudiness (December 1966 – November 1967)**. ESSA Technical Report, NESC 56. Available from Sup. Doc., Government Printing Office, Washington, D. C., 1970, 37 p.

WANG, W.; Coauthors. WRF Version 3 Modeling System User's Guide. 2008. ([http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user\\_guide\\_V3/](http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/))

YAMAZAKI, Y. **Estudos Teóricos e Sinóticos dos Distúrbios Tropicais**. Dissertação (Mestrado), Instituto Nacional de Pesquisas Especiais, São José dos Campos – SP, 1975, 46 p.

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