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

BRUCE FRANCISCO PONTES DA SILVA

Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a chuva
no Leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica média e
simulações numéricas

São Paulo

2011

BRUCE FRANCISCO PONTES DA SILVA

Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a chuva
no Leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica média e
simulações numéricas

Dissertação submetida ao Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São
Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências
Atmosféricas.

Versão corrigida. A original se encontra na Unidade.

Orientadora: Rosmeri Porfírio da Rocha

São Paulo

2011

FOLHA DE APROVAÇÃO

Bruce Francisco Pontes da Silva

Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a chuva no Leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica média e simulações numéricas

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências Atmosféricas.

Aprovado em:

Banca examinadora

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Às coisas que se vive.

AGRADECIMENTOS

Agradece quem expressa sua gratidão e reconhece o valor que há nas diversas relações com seu próximo;

Sou grato à minha família, que me deixou sempre livre de aflições;

Tenho que dizer “obrigado” mais uma vez à minha orientadora, professora Rosmeri, por sua grande contribuição na confecção deste trabalho, uma vez fonte de entusiasmo e conhecimento;

Chegar até aqui também se deve ao trabalho bem feito dos demais professores do Departamento de Ciências Atmosféricas, que não se cansaram de ensinar sobre o tempo e o clima;

Palavras não seriam suficientes para agradecer os momentos interessantes que os colegas de curso de pós-graduação me proporcionaram nestes dois anos de pesquisa.

De muita importância foi a transmissão do conhecimento de programação e modelagem atmosférica pelos colegas Krüger, Gomes, Reboita, Prestrelo, Gozzo e dos Santos.

Por fim, agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro, vital no andamento saudável desta pesquisa.

감사합니다 (Kamsahamnida)!!!

"O destino nunca favorece quem não considera as consequências."
(Provérbio japonês)

*"Aqueles que faltam com o bom senso queimarão com
tristeza se maltratarem o destino."*
(Provérbio coreano)

*"Muitas vezes encontramos o nosso destino por caminhos que
enveredamos para o evitar."*
(Jean de La Fontaine)

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS	xiii
RESUMO	xvi
ABSTRACT	xvii
1 – Introdução e Revisão Bibliográfica	18
1.1 – Introdução	18
1.2 – Revisão Bibliográfica.....	19
1.2.1 – Distúrbios Ondulatórios de Leste e o Leste do Nordeste Brasileiro	19
1.2.2 – Previsões Climáticas Regionais na América do Sul.....	27
2 – Objetivo	30
3 – Dados e Metodologia	31
3.1 - Dados.....	31
3.2 – Análise Subjetiva.....	32
3.2.1 - Detecção Preliminar dos DOLs por Imagens de Satélite	32
3.2.2 - Técnica dos Diagramas do Tipo Hovmöller	34
3.2.3 – Composição dos Eventos de DOLs	34
3.3 – Regional Climate Model version 3 - RegCM3	35
3.4 – Simulações de Tempo e de Clima	38
3.5 – Métodos de Avaliação para as Simulações Climáticas.....	39
3.6 – Análise Objetiva: algoritmo de identificação e rastreamento aplicado aos DOLs	40
4 – Identificação de DOLs e Composições	43
4.1 – Identificação Subjetiva dos DOLs – Algumas Estatísticas.....	43
4.2 – Avaliação Subjetiva dos DOLs – Composição dos Eventos	49
4.2.1 - Estrutura Horizontal dos Eventos.....	49
4.2.1.1 – Circulação e Vorticidade Relativa.....	50
4.2.1.2 – Divergência Horizontal.....	61
4.2.1.3 – Radiação de Onda Longa Emergente	68
4.2.1.4 – Precipitação	71

4.2.2 – Estrutura Vertical dos Eventos	74
4.2.2.1 – Seção Vertical de Vorticidade Relativa e Umidade Relativa	75
4.2.2.2 – Seção Vertical de Vento e Pseudo-velocidade Vertical (omega)	80
5 – Simulações com o RegCM3 e Identificação objetiva de DOLs	86
5.1 – Simulação de Eventos de DOLs	86
5.1.1 – Análise Sinótica dos Casos de 21-25 de Maio de 2006.....	86
5.1.2 – Simulações com o RegCM3	92
5.2 – Previsões Climáticas Sazonais com o RegCM3.....	97
5.3 – Outros Métodos Para Identificar DOLs.....	102
5.3.1 – Detecção dos DOLs via Gráficos do Tipo Hovmöller.....	103
5.3.2 – Identificação e Rastreamento dos DOLs através de Algoritmo	105
6 – Conclusões e Sugestões.....	108
7– Referências Bibliográficas.....	112
APÊNDICE A.....	121

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 – Modelo conceitual de um DOL no HN (região do Caribe). As linhas de corrente (vermelho) mostram o escoamento entre 3000 e 4600 m, as linhas tracejadas mostram as isóbaras em superfície e as linhas cheias (brancas) indicam os eixos dos cavados em superfície e alguns quilômetros acima desta, mostrando inclinação para leste com a altura. Fonte: adaptação de Riehl (1945) feita pelo *The COMET Program* (2007). 20
- Figura 1.2 – Modelo conceitual do perfil vertical da camada de inversão de umidade e temperatura dos ventos alísios. A nebulosidade pode atingir maior desenvolvimento vertical à medida que a altura da camada aumenta (sobretudo nas bordas oeste do anticiclone subtropical). Fonte: *The COMET Program* (2007). 24
- Figura 3.1 – (a) Domínio de simulação e topografia (m) e (b) Setor leste do Nordeste brasileiro (marcado em azul). Fonte: Adaptado do relatório da IV reunião de análise e previsão climática para o leste da região nordeste do Brasil CPTEC/COLA. 38
- Figura 3.2 - Domínio de estudo e áreas para avaliação objetiva da precipitação. 39
- Figura 4.1 – (a) Posições de origem dos DOLs detectadas via satélite entre 2006 e 2010 e (b) recorte, focalizando o ATS, das áreas influenciadas ou com início de atuação de DOLs, segundo Berry et al. (1945). 49
- Figura 4.2 – Composição de LC (m s^{-1}) e VRN ($1 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$) em 1000 hPa entre o dia -2 e +2 (a-e) e anomalias destas variáveis para o mesmo período (f-j). Fonte: ERAIN.56
- Figura 4.3 – Como no caso da figura 4.2, mas para o nível de 850 hPa. 58
- Figura 4.4 – Como no caso da figura 4.2, mas para o nível de 700 hPa. 58
- Figura 4.5 – Como no caso da figura 4.2 (exceto VRN), mas para o nível de 500 hPa. 59
- Figura 4.6 – Como no caso da figura 4.2 (exceto VRN), mas para o nível de 200 hPa. 60
- Figura 4.7 – Composição de Divergência Horizontal ($1 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$) em 1000 hPa entre o dia -2 e +2 (a-e) e anomalias desta variável para o mesmo período (f-j). Fonte: ERAIN. 63
- Figura 4.8 – Como no caso da figura 4.7, mas para o nível de 850 hPa. Fonte: ERAIN. . 64
- Figura 4.9 – Como no caso da figura 4.7, mas para o nível de 700 hPa. Fonte: ERAIN. . 65
- Figura 4.10 – Como no caso da figura 4.7, mas para o nível de 500 hPa. Fonte: ERAIN. 66

- Figura 4.11 – Como no caso da figura 4.7, mas para o nível de 200 hPa. Fonte: ERAIN.67
- Figura 4.12 – Composição de ROLE ($W m^{-2}$) entre o dia -2 e +2 (a-e) e anomalias desta variável para o mesmo período (f-j). Fonte: ERAIN.....70
- Figura 4.13 – Composição de Precipitação (mm/dia) entre o dia -2 e +2 para o GPCP (a-e) e TRMM (f-j). 72
- Figura 4.14 – Composições da precipitação média oriunda de cada DOL (mm/DOL) de acordo com o (a) GPCP (94 DOLs) e o (b) TRMM (116 DOLs). 73
- Figura 4.15 – Razão entre as composições da precipitação de cada DOL e a precipitação total (%) média nos períodos chuvosos entre 2006 e 2009 conforme o (a) GPCP e entre 2006 e 2010 conforme o (b) TRMM. 74
- Figura 4.16 – Composição das seções verticais de UR (sombreado %) e VR (linhas $1 \times 10^{-6} s^{-1}$) na camada de 1000 a 200 hPa, latitude de 5°S e faixa longitudinal compreendida entre 0 e 40°W para os dias de -2 a +2 (a-e) e composição das anomalias destas seções para os dias de -2 a +2 (f-j). 77
- Figura 4.17 – Como no caso da figura 4.16, mas para a latitude de 9°S. 78
- Figura 4.18 – Como no caso da figura 4.16, mas para a latitude de 13°S. 79
- Figura 4.19 – Composição das seções verticais de VV (sombreado $Pa s^{-1}$) e LC na camada de 1000 a 200 hPa, latitude de 5S e faixa longitudinal compreendida entre 10 e 60°W para os dias de -2 a +2 (a-e) e composição das anomalias destas seções para os dias de -2 a +2 (f-j). 83
- Figura 4.20 – Como no caso da figura 4.19, mas para a latitude de 9°S. 84
- Figura 4.21 – Como no caso da figura 4.19, mas para a latitude de 13°S. 85
- Figura 5.1: Precipitação acumulada (mm) válida para o período entre os dias 22 e 24 de maio de 2006 de acordo com a análise do GPCP. Fonte: Pontes da Silva et al. (2010a). 86
- Figura 5.2: Recortes das imagens do satélite MET7 do dia 22 de maio de 2006 as 00 (a) e as 06 UTC (b) no canal infravermelho. As setas (elipses) indicam a nebulosidade associada ao D1(D2). Fonte: Pontes da Silva et al. (2010a). 87
- Figura 5.3: Vorticidade relativa negativa ($1 \times 10^{-6} s^{-1}$) e linhas de corrente em 850 (a) e 700 hPa (b) e seção vertical omega ($Pa s^{-1}$) na latitude de 6°S (c) para as 06 UTC do dia 22 de maio de 2006. Fonte: ERAIN. 88

- Figura 5.4: Recortes das imagens do satélite MET7 das 06 UTC do dia 23 (a) e as 00 UTC do dia 24 (b) de maio de 2006 no canal infravermelho. As setas (elipses) indicam a nebulosidade associada ao D1(D2). Fonte: Pontes da Silva et al. (2010a). 90
- Figura 5.5: Como na figura 5.3, mas para as 00 UTC do dia 24 de maio de 2006, com corte da seção omega em 8°S. Fonte: ERAIN..... 91
- Figura 5.6: Precipitação acumulada (mm), válida para o período de 22 a 24 de maio de 2006 de acordo com as simulações G-20 (a) e E-20 (b). Fonte: Pontes da Silva et al. (2010b)..... 93
- Figura 5.7: Vorticidade relativa negativa ($1 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$) e linhas de corrente em 850 e 700 hPa para as 06 UTC do dia 22 de maio de 2006 simuladas pela G-20 (a e c) e E-20 (b e d).94
- Figura 5.8: Seções verticais omega em 6S para as 06 UTC do dia 22 de maio de 2006 de acordo com a ERAIN (a), G-20 (b) e E-20 (c). 95
- Figura 5.9: Como na figura 5.7, mas para as 00 UTC do dia 24 de maio de 2006.... 96
- Figura 5.10: Como na figura 5.8, mas na latitude em 8°S, as 00 UTC do dia 24 de maio de 2006..... 97
- Figura 5.11: Circulação média (LC) do período AMJJ entre 2006 e 2010 segundo (a) ERAIN, (b) RegG, (c) COLA e (d) RegE. Fonte: ERAIN (a), CPTEC/COLA (c).99
- Figura 5.12: como na figura 5.11, mas para a precipitação (mm). 100
- Figura 5.13: Média quadrimestral (AMJJ) de precipitação acumulada (mm) calculada nas áreas GER, LNB e ORG (ver figura 3.2 para localização dos subdomínios)..... 102
- Figura 5.14: Diagramas do tipo Hovmöller da componente meridional do vento em 700 hPa médio para a faixa de latitude 1-10°S para os meses de (a) abril, (b) maio, (c) junho e (d) julho de 2008. Onde as linhas pretas e os quadrados vermelhos indicam, respectivamente, as posições dos cavados associados e não associados a DOLs.105
- Figura 5.15: Resultado do rastreamento com ROLE para AMJJ de 2006-2010. (a) mostra o total dos rastreamentos e (b) apenas os rastreamentos contendo DOLs obtidos da análise subjetiva. 106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Caracterização dos DOLs sobre a Bacia do Oceano Atlântico Tropical Sul de acordo com estudos referenciados.	26
Tabela 2 – Algumas características dos DOLs estudados entre 2006 e 2010.	44
Tabela 3 – Associações dos DOLs com outros sistemas, anomalias de pressão à superfície e TSM, fase do ENOS, frentes na quadra chuvosa e posição média da ZCIT.	48
Tabela 4 – Resumo das condições sinóticas observadas nos eventos D1 e D2. <i>cv</i> , <i>cf</i> , <i>df</i> e <i>VR</i> representam, respectivamente, cavado, confluência do vento, difluência do vento e centros de vortacidade relativa negativa. Pontes da Silva et al. (2010a).	91
Tabela 5 – Chuva média (mm/dia) para cinco estações chuvosas (2006 a 2010), <i>b</i> (<i>viés</i>) e <i>rms</i> (<i>raiz quadrada do erro médio quadrático</i>) nas áreas definidas na seção 3.5.	101

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

°	Graus
Ac	Altocúmulos
AL	Alagoas
AMJJ	Abril-maio-junho-julho
ASAS	Alta Subtropical (ou Semipermanente) do Atlântico Sul
ATS	Atlântico Tropical Sul
<i>b</i>	bias (viés)
BA	Bahia
BATS.....	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme
<i>c</i>	velocidade de propagação
Cb.....	Cumulonimbos
CCM3.....	Community Climate Model 3
CDC	Climate Research Data and Resources
<i>cf</i>	Confluência do vento
CFC.....	Clorofluorcarbono
CH ₄	Metano
Ci.....	Cirros
CL	Revista Climanálise
CLP	Camada Limite Planetária
CO ₂	Dióxido de carbono
COLA.....	Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies
COMET.....	Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Cu.....	Cúmulos
<i>cv</i>	cavado
D1.....	DOL 1
D2	DOL 2
<i>df</i>	Difluência do Vento
DOL.....	Distúrbio Ondulatório de Leste
DSRS.....	Dundee Satellite Receiving Station
E-20.....	Simulação com a parametrização convectiva de Emanuel
ECMWF.....	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)
EEOF	Funções Ortogonais Empíricas Estendidas
EF	Extremidade Frontal
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
EOF	Funções Ortogonais Empíricas
ERAIN.....	ECMWF Reanalysis Interim
G-20.....	Simulação com a parametrização convectiva de Grell
GIBBS.....	Global ISCCP B1 Browse System
GLCC.....	Global Land Cover Characterization
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GreC.....	Grupo de Estudos Climáticos
<i>h</i>	Hora(s)
H ₂ O	Água
HN.....	Hemisfério Norte
hPa	(hecto) Pascal

HS	Hemisfério Sul
INMET.....	Instituto Nacional de Meteorologia
IR	Infravermelho
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
km	Quilômetro(s)
L.....	comprimento de onda
LC	Linhas de Corrente
LNB	Leste do Nordeste do Brasil
m	Metro(s)
m s ⁻¹	Metro(s) por segundo
MCGA.....	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MCR	Modelo de Circulação Regional
METEOSAT	Meteorological Satellite
mm.....	Milímetro(s)
MM4	Mesoscale Model version 4
MM5	Mesoscale Model version 5
N	Norte (North)
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCDC.....	National Climatic Data Center
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCL.....	Nível de Condensação por Levantamento
NE	Nível de Equilíbrio
NEB.....	Nordeste Brasileiro
NESDISS.....	National Environmental Satellite, Data, and Information Service
NO ₂	Dióxido de nitrogênio
NOAA.....	National Oceanic and Atmospheric Administration
O ₂	Oxigênio na forma molecular
O ₃	Ozônio
OLR.....	Outgoing Longwave Radiation
PB	Paraíba
PE	Pernambuco
POA	Perturbação Ondulatória nos Ventos Alísios
RegCM3.....	Regional Climate Model version 3
RegE.....	Previsão climática com a parametrização convectiva de Emanuel
RegG.....	Previsão climática com a parametrização convectiva de Grell
rms	Erro médio quadrático
RN	Rio Grande do Norte
ROLE	Radiação de Onda Longa Emergente
s.....	Segundo
S	Sul (South)
SE.....	Sergipe
SF	Sistema Frontal
SUBEX	SUB-grid Explicit Moisture Scheme
SUR.....	Seção vertical de UR
SVR.....	Seção vertical de VR
SVV	Seção vertical de VV
t	tempo
TRMM.....	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
u	Componente zonal do vento
UR.....	Umidade relativa

USGS.....	United States Geological Survey
USP	Universidade de São Paulo
UTC	Universal Time Coordinated
v	Componente meridional do vento
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VR.....	Componente vertical da vorticidade relativa
VRN.....	Vorticidade relativa negativa
VRP.....	Vorticidade relativa positiva
VV	Pseudo-velocidade vertical
VV	Pseudo-velocidade vertical
W.....	Oeste (West)
ZCAS.....	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS.....	Zona de Convergência do Pacífico Sul
α	Raio médio da Terra
λ	Longitude
τ	período
ϕ	Latitude

RESUMO

O propósito deste estudo foi verificar a contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) na precipitação observada no período chuvoso (AMJJ) e avaliar previsões sazonais de chuva obtidas do RegCM3 (Regional Climate Model version 3) no Leste do Nordeste do Brasil (LNB). Para a identificação subjetiva dos DOLs foram utilizadas imagens de satélite no infravermelho e os campos de linhas de corrente e vorticidade relativa em 700 e 850 hPa da reanálise *ERA-Interim*, nos períodos chuvosos de 2006 a 2010. Cerca de 90% dos cavados observados em 700 hPa estiveram associados aos 116 DOLs que atingiram o LNB. Isto fornece média de 23 DOLs por ano com pequena variabilidade interanual. Foram construídas composições de variáveis meteorológicas desde 2 dias antes (-2) até 2 dias depois (+2) dos DOLs atingirem o LNB. A circulação apresentou anomalia ciclônica e confluyente, vorticidade relativa ciclônica e convergência entre os dias -2 e 0 em baixos níveis, principalmente em 1000 hPa. Encontraram-se anomalias negativas de radiação de onda longa emergente (ROLE) e de omega e positivas de umidade relativa. A composição de precipitação indicou que são responsáveis por: 70% ou mais da chuva do período chuvoso do litoral norte de Alagoas (AL) ao leste do Rio Grande do Norte (RN), 60% entre a Zona da Mata de AL e o Agreste do RN, e 50% entre Sergipe e demais áreas do RN. Em média, os DOLs apresentaram período de 5,3 dias, comprimento de onda de 4307 km e velocidade de fase de $9,5 \text{ m s}^{-1}$. O RegCM3 simulou a observada propagação para oeste dos cavados em 850-700 hPa, bem como a precipitação associada, para dois eventos de DOLs ocorridos entre 21-25 de maio de 2006. Em termos sazonais, o RegCM3 com a parametrização de Grell previu o padrão espacial da chuva similar à observada, mas superestimou-a. A detecção de DOLs utilizando diagramas do tipo Hovmöller identificou ~68% dos eventos obtidos subjetivamente. Aplicação de algoritmo de *tracking* utilizando ROLE ou vorticidade mostrou-se insatisfatória no rastreamento de DOLs, identificando, através de ROLE, ~55% dos eventos obtidos subjetivamente.

ABSTRACT

This study purpose was to verify the contribution of Easterly Wave Disturbances (EWDs) in the observed precipitation over the eastern part of Northeast Brazil (ENEB) during rainy season (AMJJ) and evaluate seasonal rainfall forecasts from RegCM3 (Regional Climate Model version 3). For the EWDs subjective identification it was used infrared satellite images and ERA-Interim reanalysis streamlines and relative vorticity fields at 700 and 850 hPa, at the rainy periods from 2006 to 2010. About 90% of the observed troughs at 700 hPa were associated with 116 EWDs that reached the ENEB. This provides a 23 EWDs average per year with small interannual variability. Meteorological variables compositions were constructed from 2 days before (-2) until 2 days after (+2) EWDs reached the ENEB. The circulation showed cyclonic and confluent anomaly, cyclonic relative vorticity and convergence between days -2 and 0 in low levels, mainly in 1000 hPa. Negative anomalies were found for outgoing longwave radiation (OLR) and omega whereas relative humidity presented positive anomaly. The precipitation composition indicated that the EWDs account for: 70% or more of rainy season's precipitation from northern coast of Alagoas (AL) to the eastern Rio Grande do Norte's (RN), 60% from AL's Zona da Mata to the RN's Agreste, and 50% between Sergipe and the other RN areas. On average, the EWDs presented a 5.3 days period, a wavelength of 4307 km and phase velocity of 9.5 m s^{-1} . The RegCM3 simulated the observed westward troughs propagation at the 850-700 hPa levels, and their associated precipitation as well, for two EWDs occurred between 21 and 25 May 2006. For seasonal simulations, the RegCM3 with Grell parameterization predicted the spatial pattern similar to the observed rain, but overestimated it. Approximately 68% of the events subjectively obtained EWD's were also identified using Hovmöller diagrams. The tracking algorithm using OLR or vorticity was unsatisfactory in the detection of EWDs, identifying with OLR ~55% of the events subjectively obtained.

1 – Introdução e Revisão Bibliográfica

1.1 – Introdução

Os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) ou Ondas de Leste, sistema meteorológico apontado como sendo um dos mais importantes no que se diz respeito ao regime de precipitação em muitas regiões tropicais do globo, podem ser definidos como perturbações sinóticas associadas a cavados e à temperatura elevada da superfície do mar (CHOU, 1990). Normalmente, os DOLs se melhor configuram em baixos níveis (~850-700 hPa), onde apresentam cavados, e sua nebulosidade é caracterizada por nuvens geralmente convectivas, que se deslocam de leste para oeste sobre os oceanos tropicais, atingindo áreas continentais, como o leste do Nordeste do Brasil (LNB; ESPINOZA, 1996; VAREJAO-SILVA, 2005).

Os DOLs causam transtornos, que vão da destruição de bens materiais até a perda de vidas humanas, especialmente em função de inundações e deslizamentos de terra, que ano após ano têm assolado a população do LNB. Em junho de 2010, a título de exemplo, este sistema sinótico esteve diretamente envolvido na tragédia que arrasou parte do leste de Pernambuco e Alagoas, quando vários rios transbordaram, depois da chuva extremamente intensa, observada em poucas horas. De acordo com o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), a anomalia positiva de precipitação em algumas áreas da Zona da Mata de Alagoas (AL) e de Pernambuco (PE) superou 200-300 mm naquele mês. Dezenas de milhares de pessoas ficaram sem abrigo e mais de 50 perderam suas vidas, de acordo com a Defesa Civil.

O LNB localiza-se numa área altamente vulnerável às perturbações que se propagam no escoamento de leste, típico das latitudes tropicais. Esta região engloba os estados de Alagoas e de Sergipe (SE) e Litoral, Zona da Mata e Agreste da Bahia (BA), de Pernambuco, da Paraíba (PB) e do Rio Grande do Norte (RN). O regime de chuvas dessas áreas depende, quase que em sua totalidade, da propagação de DOLs, extremidades frontais (EFs) ou Sistemas Frontais (SFs) propriamente ditos, de Perturbações Ondulatórias nos Ventos Alísios (POAs) e das brisas marítima e terrestre (MOLION e BERNARDO, 2002). De um modo geral, o quadrimestre chuvoso no LNB é composto pelos meses de abril, maio, junho e julho, com os

valores máximos de precipitação observados juntos ao Litoral e a Zona da Mata. Nas áreas mais afastadas das praias (Agreste e parte oriental do Sertão), chuvas intensas são raras mesmo nesse período. Uma forma de amenizar os impactos socioeconômicos, causados pela atuação dos DOLs, seria aprofundar o conhecimento dos mecanismos que dão origem aos mesmos e, a partir daí, desenvolver métodos capazes de prognosticá-los com maior eficácia e em tempo hábil, no sentido de emitir alertas à população.

1.2 – Revisão Bibliográfica

1.2.1 – Distúrbios Ondulatórios de Leste e o Leste do Nordeste Brasileiro

A descoberta dos DOLs ocorreu no Hemisfério Norte (HN), provavelmente com Dunn (1940), que notou um deslocamento das isalóbaras de 24h de um distúrbio que se propagava de leste para oeste na região do Caribe, tornando-se pioneiro nos estudos sobre os DOLs junto a Riehl (1945), que discorreu sobre as características mais marcantes das ondas de leste atuantes nessa região, tais como: a) eixo de um cavado orientado na direção nordeste-sudoeste no HN e noroeste-sudeste no Hemisfério Sul (HS; HALL, 1989), inclinando para leste com a altura, b) estrutura térmica de ar frio na retaguarda deste e c) padrão de umidade, com valores mais altos próximos ao ar mais frio. O autor verificou que os distúrbios no Caribe apresentaram maior intensidade entre 700 e 500 hPa. A figura 1.2 ilustra o modelo para DOL no HN na região do Caribe, segundo Riehl (1945), onde a característica (a) está em destaque.

Figura 1.1 – Modelo conceitual de um DOL no HN (região do Caribe). As linhas de corrente (vermelho) mostram o escoamento entre 3000 e 4600 m, as linhas tracejadas mostram as isóbaras em superfície e as linhas cheias (brancas) indicam os eixos dos cavados em superfície e a 3-4 quilômetros acima desta, mostrando inclinação para leste com a altura. Fonte: adaptação de Riehl (1945) feita pelo *The COMET Program* (2007).

Os mecanismos associados à origem e manutenção dos sistemas meteorológicos que atuam no LNB ainda não estão claros, não existindo padrões exatos que indiquem quando um destes sistemas surgirá e qual seria sua intensidade (PONTES DA SILVA, 2008). Existe uma lacuna, especialmente no que se diz respeito aos DOLs que se propagam sobre o ATS. Ainda, assim, em relação à gênese destes distúrbios, propõe-se que essas ondas se desenvolvem devido:

- 1)** à confluência dos ventos alísios dos dois hemisférios (de nordeste com os de sudeste) ou a confluência do vento em seu próprio escoamento;
- 2)** ao aprofundamento para baixos níveis de uma baixa fria ou Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) na alta troposfera, propagando-se para oeste ou;
- 3)** ao prolongamento para o equador de um cavado de latitudes médias (cavados frontais que se desprenderiam das suas frentes, seguindo para oeste junto aos alísios) ou extensão para os polos de um cavado de latitudes tropicais (podendo estar associado ao cavado equatorial) (YAMAZAKI & RAO, 1977; ASNANI, 1993; ESPINOZA, 1996; FEDOROVA, 2008b).

As maiores dificuldades no estudo dos DOLs, segundo Asnani (1993), devem-se a:

a) intensidade relativamente fraca: os DOLs são pouco amplos se comparados aos cavados e cristas semi-estacionários das latitudes tropicais, não podendo ser identificados em cartas sinóticas corriqueiras;

b) falta de uma estrutura homogênea: os DOLs estão na corrente zonal, e essa corrente exibe características diferentes em cada região do planeta, que por sua vez mostram diferentes estruturas a cada estação. Se o escoamento de leste é raso (apenas baixos níveis), são esperados DOLs rasos, mas numa corrente de leste mais profunda (até altos níveis), são esperadas ondas mais profundas.

c) poucos dados nos trópicos: grande parte da região tropical é coberta por oceanos, onde é difícil estabelecer observatórios meteorológicos. Mesmo nos continentes, a densidade de estações meteorológicas é limitada. Nesse ínterim, os satélites têm provido dados para áreas com falta destes sobre desertos e oceanos.

Mesmo com os problemas mencionados, muitas pesquisas sobre DOLs têm sido produzidas. Os autores analisaram estes sistemas através de estudos de caso por cartas sinóticas (RIEHL, 1945; YANAI, 1963, 1968), via composição de eventos (WILLIAMS, 1970; REED e RECKER, 1971; BURPEE, 1975; MOTA E GANDU, 1997, 1998), por meio de análise espectral (ROSENTHAL, 1960; KESHAVAMURTY, 1971; CHOU, 1990), por meio de funções ortogonais empíricas (ESPINOZA, 1996; CÉRON e GUÉRÉMY, 1999) e também através de simulações dinâmicas (KRISHNAMURTI e BAUMHEFNER, 1966).

Os possíveis mecanismos de formação e manutenção dos DOLs africanos foram discutidos por Burpee (1972; 1974), Rennick (1976), Karyampudi e Carlson (1988), entre outros. Estes autores notaram que as ondas africanas estão diretamente ligadas ao jato de leste em médios níveis sobre o Norte da África, que é encontrado numa zona baroclínica ao sul do deserto do Saara, com amplitude máxima, no pico espectral, do vento meridional em 700 hPa (BURPEE, 1972).

A respeito das ondas de leste que atuam sobre o oceano pacífico tropical, podem ser citados os artigos de Reed e Recker (1971), Chang e Miller III (1977), e de Tai e Ogura (1987).

Reed e Recker (1971) usaram a técnica de composição para analisar 18 eventos de DOLs que atravessaram o Pacífico oeste entre julho e setembro de 1967. Estes autores obtiveram comprimento de onda médio de 3500-4000 km, com velocidade de propagação de 9 m s^{-1} . Esses distúrbios puderam ser reconhecidos por imagens de satélite e apresentaram as maiores flutuações no vento meridional

em 800 hPa e em 175 hPa. Em relação à temperatura, anomalias frias foram encontradas atrás do cavado em baixos níveis e na vanguarda deste em altos níveis, sendo que anomalias quentes foram encontradas no nível de 300 hPa, entre essas anomalias frias. Em relação à umidade relativa, seus maiores valores estavam nas vizinhanças do cavado e, os menores, próximo à crista. Convergência predominou em baixos níveis, próximo à superfície, e forte divergência foi encontrada no nível de 175 hPa, acima do cavado em baixos níveis. Movimentos verticais ascendentes foram encontrados em toda a extensão vertical, exceto na região da crista.

Tai e Ogura (1987) estudaram os DOLs que atuaram no Pacífico leste entre maio e setembro de 1979, utilizando dados de radiação de onda longa emergente para estudar observacionalmente a evolução da atividade convectiva dos distúrbios tropicais, verificando que convecção profunda ocorre geralmente atrás do cavado. Os autores também aplicaram a análise espectral na componente meridional do vento em 850 hPa, obtendo comprimentos de onda da ordem de 3000-3500 km, período de 4-6 dias e velocidade de propagação de $5-7 \text{ m s}^{-1}$. A técnica de composição também foi aplicada nesse estudo, mostrando resultados similares aos encontrados para as ondas africanas e DOLs no Pacífico oeste.

No tocante aos DOLs que se propagam na região da Índia, Asnani (1993) comentou sobre a dificuldade em se definir a estrutura destes sistemas ali por serem mais fracos que os vórtices semi-estacionários predominantes. Keshavamurty (1971), através de análise espectral, determinou período de 5-6 dias para os DOLs, com máximo de amplitude em 850 hPa, comprimento de onda de $\sim 2000 \text{ km}$ e velocidade de propagação de $4,3 \text{ m s}^{-1}$. Segundo esse autor, as ondas apresentam um segundo máximo de amplitude em médios/altos níveis ($\sim 450 \text{ hPa}$).

De acordo com estudos para o Oceano Atlântico Tropical Sul (ATS), a atuação dos DOLs se dá em qualquer época do ano, muitas vezes influenciando o LNB (CHOU, 1990; ESPINOZA, 1996). Sua frequência máxima ocorre no outono/inverno austral, período chuvoso da região (YAMAZAKI e RAO, 1977). Em grande parte das vezes, esses sistemas podem ser observados através de imagens de satélite como aglomerados de nuvens de desenvolvimento vertical raso, avançando desde leste no oceano e, por vezes, se intensificando ao atingirem a costa, gerando nuvens de forte desenvolvimento vertical (MOLION e BERNARDO, 2000). Há casos em que os DOLs, ao avançarem em direção ao continente, já

possuem nebulosidade convectiva, desintensificando-se à medida que adentram o continente.

Como pode se notar, os DOLs não apresentam características uniformes, até mesmo na nebulosidade associada aos mesmos, levando alguns autores a proporem que, dependendo de certas particularidades, as perturbações de leste no ATS não se tratariam de DOLs (MERRITT, 1964). Por exemplo, Molion e Bernardo (2002) sugerem que um mecanismo necessário para a produção de POAs seria o aumento da frequência de grandes complexos convectivos associados à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) em sua fase mais intensa. Segundo os autores, o número de episódios de POAs aumentaria, já que os aglomerados de cumulonimbos acarretariam em rajadas de vento descendentes, gerando perturbações que se propagariam para fora da ZCIT. Também as extremidades frontais que atingem latitudes tropicais dariam suporte à formação e avanço das POAs para noroeste atingindo o LNB. Ainda, a convecção nas POAs não se intensificaria enquanto essas estivessem sobre os oceanos, onde predomina a inversão (de umidade e temperatura) dos alísios, mas sim após alcançarem o LNB, devido à convergência de umidade.

A figura 1.1 mostra um modelo conceitual do perfil vertical da camada de inversão dos alísios sobre o oceano, causada pela subsidência dos anticiclones subtropicais. A altura dessa camada é maior nas proximidades da costa do LNB (entre 1500 e 2000 m), permitindo um maior desenvolvimento vertical da nebulosidade. Quanto a sua duração, foi observado que, em menos de 24h, a convecção diminui e as POAs se dissipam devido à falta de uma fonte de umidade sobre o continente. Essa descrição mostra algumas características diferentes em relação ao que se encontra na literatura sobre DOLs (YAMAZAKI, 1975; ESPINOZA, 1996; VAREJÃO-SILVA, 2005; COUTINHO e FISCH, 2007).

Figura 1.2 – Modelo conceitual do perfil vertical da camada de inversão de umidade e temperatura dos ventos alísios. A nebulosidade pode atingir maior desenvolvimento vertical à medida que a altura da camada aumenta (sobretudo nas bordas oeste do anticiclone subtropical). Fonte: *The COMET Program* (2007).

Riehl (1979) sugeriu que as ondas de leste seriam um fenômeno particular do HN, uma vez que a corrente de oeste se encontra mais próxima do Equador no HS. Essa circulação dificultaria a formação e propagação de DOLs neste hemisfério, pois eles não estariam embebidos numa corrente profunda de leste (de baixos a altos níveis).

Ainda sobre a discussão da existência ou não de DOLs sobre o ATS, pelo menos quando se referem aos aglomerados convectivos que atingem o LNB, é interessante um dos comentários conclusivos de Diedhiou et al. (2010):

“Sobre o Atlântico Sul, a atividade sinótica parece ser muito mais fraca em comparação com latitudes mais ao norte, especialmente entre maio e agosto, quando os distúrbios se propagam pela região, se algum, possuem períodos que vão de 3 a 5 dias. A maior ocorrência dos distúrbios é encontrada entre janeiro e abril e de setembro a dezembro e os períodos associados se estendem de 3 a 9 dias, o que significa que ambos os períodos de 3-5 dias e ondas de 6-9 dias podem ocorrer. As Ondas de Leste Africanas podem cruzar o Oceano Atlântico, contribuindo para a organização de atividade convectiva sobre a América do Sul. No entanto, isso precisa de maior investigação.”

Yamazaki (1975) realizou um estudo teórico sobre a instabilidade barotrópica na corrente zonal de leste do ATS e costa leste do Brasil, a qual pode estar diretamente ligada à origem e sustentação dos DOLs. O estudo da instabilidade barotrópica obteve que o comprimento de onda foi da ordem de 6000 km. O autor verificou os resultados dessa teoria ao observar a nebulosidade que se

propagava sobre o ATS, concluindo que os distúrbios se propagam apenas no inverno austral com comprimento de onda de 4000 km, concluindo que esse resultado (observado) está de acordo com o resultado teórico. Na faixa entre as latitudes de 5° e 10°S, o autor notou a propagação para oeste de nuvens alinhadas bem definidas, desde a longitude de 10°E até aproximadamente 40°W. Yamazaki (1975) ainda constatou que os DOLs apresentaram uma periodicidade de 4 dias, velocidade média de propagação de 10 m s⁻¹ e comprimento de onda de 4000 km, concluindo que a elevada taxa de precipitação observada no inverno austral na costa leste do nordeste estaria associada à propagação das ondas de leste (YAMAZAKI e RAO, 1977).

Dois anos depois, Kayano (1979), através de dados de radiossondagem e precipitação para algumas estações meteorológicas da Amazônia, verificou que as Ondas de Leste influenciam o tempo na região, possuindo período de 3 a 5 dias e umidade máxima nas proximidades do cavado associado a esses sistemas.

Utilizando diagramas de longitude versus tempo (Hovmöller) da componente meridional do vento e a técnica de análise espectral, Chou (1990) observou que os DOLs que atingiram o LNB (5°S) no ano de 1979 possuíam período médio de 5 a 6 dias. Especificamente falando sobre o outono e inverno daquele ano, Chou (1990) mostrou que os DOLs apresentaram maior amplitude, propagação de fase mais organizada, ondas mais longas (6200 km) e mais rápidas (velocidade de fase de 12 m s⁻¹).

Espinoza (1996) resumiu em uma tabela informações sobre diversos estudos sobre DOLs (em várias regiões do globo), além de estudá-los através de dados da componente meridional do vento para um período de 10 anos (1980-1989). A autora notou que os DOLs que se propagam sobre o ATS atuam o ano todo com diferentes comprimentos de onda, sendo que nas estações de verão (dezembro a fevereiro), outono (março a maio) e inverno (junho a agosto) atingem a costa norte e nordeste do Brasil. No verão, o comprimento de onda observado variou entre 6000 a 7000 km, com velocidade de fase de 10 a 14 m s⁻¹. No outono, o comprimento foi de 5000 a 6000 km e de 10-13 m s⁻¹ de velocidade. Já no inverno, as ondas foram mais curtas, com comprimentos variando de 3500 a 4000 km, com velocidade de fase de 10-13 m s⁻¹. Através de funções ortogonais empíricas (EOF) e empíricas estendidas (EEOF), aplicadas à componente meridional do vento nos níveis de 1000, 850, 700 e 500 hPa, na quadra chuvosa do LNB. Espinoza (1996) obteve ondas com inclinação

de sudoeste-nordeste e inclinação vertical para leste entre 1000 e 700 hPa e para oeste de 700 a 500 hPa. Além disso, afirmou que não descartava a possibilidade de que os DOLs, ainda não bem descritos no HS, contribuam no total de precipitação da região norte e nordeste do Brasil, pois períodos de máximas precipitações coincidem com a época de maior atuação de DOLs.

Mais recentemente, Torres (2008) estudou DOLs que afetaram o LNB nos períodos chuvosos de 2005 e 2006. Neste período, os distúrbios se apresentaram em 26 eventos, com velocidade de propagação média de 10 m s^{-1} , periodicidade de 5 dias e comprimento de onda de 4000 km. O autor utilizou dados de satélite e diagramas do tipo Hovmöller e obteve que a amplitude das oscilações aumentou gradativamente de abril para julho, indicando a possível existência de um ciclo sazonal bem definido para os DOLs, isto é, um aumento progressivo do número de DOLs ao longo do período chuvoso do LNB.

As ondas de leste também são encontradas e estão, em muitos casos, associadas à formação de depressões/ciclones tropicais a norte e a leste da Austrália e áreas do Oceano Índico (ASNANI, 1993). No entanto, poucas informações sobre estes DOLs são encontradas na literatura.

A tabela 1 apresenta algumas das características dos DOLs no Oceano Atlântico obtidas pelos diferentes autores citados.

Tabela 1 – Caracterização dos DOLs sobre a Bacia do Oceano Atlântico Tropical Sul de acordo com estudos referenciados.

Período (dias)	Comprimento (km)	Velocidade (ms^{-1})	Nível (hPa)	Método	Referência
4-6	6000	14	700-300	v, análise espectral	NEIVA, 1975
4	4000	10	-	satélite	YAMAZAKI, 1975
3-5	-	12	-	Radiossondagem	KAYANO, 1979
3-6	6200	12	850	v, ROLE, análise espectral	CHOU, 1990
4	3500-4500	10-13	1000-500	v, EOF e EEOF	ESPINOZA, 1996
3,5-3,8	2900-3800	9,8-11,6	700	v, composição, satélite	MOTA, 1997
3-6	-	-	850-500	v, radiossondagem	COUTINHO, 1999
5	4000	10	850 e 700	v, satélite, radiossondagem	TORRES, 2008

No geral, os DOLs que se propagam no HN possuem ~3000 km de comprimento, 4-5 dias de período e ~5 a 7°dia^{-1} de velocidade ($\sim 7 \text{ m s}^{-1}$; ASNANI, 1993). Segundo Asnani (1993), as possíveis fontes de energia para as ondas de leste envolveriam: **1)** instabilidade barotrópica, importante na fase inicial dos DOLs;

2) instabilidade baroclínica com processo adiabático seco, menos provável como fonte principal de energia, a não ser em camadas muito rasas, onde algumas vezes amplo cisalhamento vertical do vento pode se desenvolver e durar certo tempo; **3)** instabilidade condicional de segunda ordem (CISK), aparentemente, muito importante logo após o desenvolvimento dos DOLs; **4)** energia de onda gravitacional, possível intensificadora ou disparadora das Ondas de Leste a sotavento de montanhas e **5)** forçantes das altas subtropicais, ocasionalmente os cavados de oeste poderiam disparar ou intensificar DOLs, transferindo energia da região subtropical para a região tropical.

1.2.2 – Previsões Climáticas Regionais na América do Sul

O avanço computacional nos últimos anos tornou as previsões de tempo e de clima mais confiáveis. A regionalização através de modelos numéricos de previsão busca aumentar ainda mais a qualidade das previsões para regiões específicas, já que modelos regionais podem utilizar resolução espacial refinada se comparados aos modelos de circulação geral da atmosfera (MCGAs).

Inicialmente, considerando previsões climáticas sazonais sobre o NEB, Cavalcanti et al. (2002) verificaram que o modelo global CPTEC/COLA (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/*Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies*) superestimou a precipitação em praticamente todas as estações do ano. Ao estudar o erro de previsão na anomalia de chuva no trimestre fevereiro-março-abril sobre o NEB, Misra (2006) notou que o modelo global COLA não teve habilidade alguma em prever anomalias de chuva em anos considerados neutros, ou seja, anos em que não ocorreu atuação do fenômeno ENOS (El Niño Oscilação-Sul). Estudo anterior mostrou que o CPTEC/COLA prevê os padrões principais de precipitação no planeta (COSTA, 1997), tais como as Zonas de Convergência Intertropical (ZCIT), do Pacífico Sul (ZCPS) e do Atlântico Sul (ZCAS), porém simulando taxa de precipitação em excesso sobre regiões elevadas.

Procurando prever a situação climática no período chuvoso na América do Sul, Liebmann et al. (2007) verificaram que o MCGA ECHAM 4.5 simulou razoavelmente bem o início e término da estação chuvosa. No entanto, o ECHAM 4.5 apresentou as seguintes tendências: antecipa o início e retarda o final da

estação chuvosa, sendo muito longa em algumas áreas da América do Sul. Essa classe de erro (erro sistemático), muitas vezes encontrado em MCGAs, tem sido reduzida desde a implantação dos modelos climáticos regionais (MCRs). Estes modelos podem aumentar a qualidade das previsões em escala regional, especialmente em áreas nas quais forçantes orográficas e oceânicas assumem um papel chave na distribuição espacial das variáveis climáticas (WANG et al., 2004). Por esse motivo, isto é, resolver características regionais, os MCRs têm sido usados nas previsões climáticas sazonais (CHOU et al., 2000).

Em relação aos MCRs, Chou et al. (2000) notaram que, sobre a costa norte e nordeste do Brasil, o modelo Eta apresentou alguns erros de previsão, superestimando a chuva, sendo que o mesmo subestima-a na área semi-árida., apesar de, num modo geral, ter sido melhor preditor sazonal do que a climatologia sobre a América do Sul.

Torres e Ferreira (2007), utilizando o modelo Eta (de 10 e de 40 km de resolução horizontal) realizaram experimentos numéricos para verificar a destreza na simulação de DOLs. Os autores obtiveram cavados propagando-se de leste no nível de 700 hPa, condizente com uma das características mencionadas na literatura sobre DOLs (MOTA, 1997).

Através do *Regional Spectral Model* (RSM) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), Sun et al. (2005) fizeram um *downscaling* das simulações forçadas pela TSM observada nas proximidades do Nordeste do Brasil pelo ECHAM 4.5. Um ensemble de 10 membros para o período janeiro-junho de 1971-2000 foi utilizado neste estudo. O RSM resolveu os padrões espaciais observados da precipitação sazonal e capturou sua variabilidade interanual. O modelo regional também corrigiu o erro na posição da ZCIT. Um índice de seca e um índice de alagamento foram adotados para indicar a gravidade das condições de seca e de inundações na região, e sua variabilidade interanual foi reproduzida pelo RSM. A deficiência principal encontrada foi um *bias* seco para a simulação de precipitação.

Machado (2008), utilizando o RegCM3 (*Regional Climate Model version 3*) com o esquema convectivo de Grell, aninhado ao MCGA CPTEC/COLA, notou que erros sistemáticos do MCGA CPTEC/COLA na previsão sazonal foram reduzidos na maior parte das áreas avaliadas, tais como o posicionamento da ZCAS e ZCIT, fator que afeta as estimativas de precipitação em escala regional. Para o nordeste do

Brasil, Machado e da Rocha (2011) mostraram que o CPTEC/COLA desloca no tempo a estação chuvosa da Região, em contradição com as observações, e que o RegCM3 corrige este erro. Como resultado, a correlação temporal é maior e o coeficiente de eficiência positivo comparados às observações, indicando o RegCM3 como melhor preditor da chuva do que a média das observações.

2 – Objetivo

O alvo do presente estudo é compreender melhor a contribuição dos DOLs no total de precipitação da quadra chuvosa do LNB, avaliar a habilidade de um modelo regional climático em simular tais sistemas e prever a precipitação durante o período chuvoso. Especificamente, pretende-se:

- a) A partir de análises subjetivas, identificar os eventos de DOLs ocorridos nos períodos chuvosos do LNB entre 2006 e 2010;
- b) Aplicar a técnica de composições com o fim de verificar as características sinóticas médias dos DOLs;
- c) Avaliar o desempenho do RegCM3 em simular eventos de DOLs e a chuva do quadrimestre chuvoso do LNB (abril a julho) via índices objetivos;
- d) Validar a eficácia da técnica de diagramas do tipo Hovmöller da componente meridional do vento na detecção das ondas de leste;
- e) Testar um método objetivo para a identificação dos DOLs (algoritmo de identificação e rastreamento).

3 – Dados e Metodologia

Este item apresenta uma breve descrição do modelo climático regional RegCM3, das características das simulações, dados empregados, metodologia de avaliação e algoritmo de rastreamento dos DOLs.

3.1 - Dados

Para as simulações climáticas, foram utilizados dados de topografia do *United States Geological Survey* (USGS) e de cobertura do solo (*landuse*) fornecidos pelo *Global Land Cover Characterization* (GLCC), ambos com resolução de 10' (LOVELAND et al., 2000). As previsões do RegCM3 foram iniciadas e as fronteiras atualizadas com previsões do MCGA CPTEC/COLA (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/*Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies*), que fornecem variáveis atmosféricas (temperatura, vento horizontal, altura geopotencial e umidade relativa) com resolução horizontal de $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ de latitude por longitude e 18 níveis verticais a cada 6 horas. O laboratório GrEC/USP (Grupo de Estudos Climáticos da Universidade de São Paulo) possui 1 membro do MCGA CPTEC/COLA para cada previsão sazonal desde 2005 até 2010.

Dessa forma, o período de estudo empregado incluiu os períodos chuvosos do LNB compreendidos entre os anos de 2006 e 2010, uma vez que a simulação do mês de março de 2005 não se encontrava disponível.

Para verificar as simulações do RegCM3, foram utilizados dados de precipitação oriundos do:

a) GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*), que representa uma análise que utiliza de observações pluviométricas e diversos modelos de estimativa de precipitação em micro-ondas e infravermelho (HUFFMAN et al., 2001). Desde outubro de 1996 até agosto de 2009, existem valores diários de precipitação com resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude por longitude (HUFFMAN et al., 2001).

b) TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), com resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ de latitude por longitude. Esse conjunto de dados de precipitação utiliza um algoritmo chamado 3B-42, que tem por objetivo produzir dados de precipitação, combinando dados de infravermelho e micro-ondas de alta qualidade e estimativas

dos erros médios quadráticos associados. Estas estimativas possuem resolução temporal de 3h sobre uma faixa global, que se estende de 50°S a 50°N de latitude. A etapa final da geração do 3B-42 é o uso indireto de dados de postos pluviométricos, o que é altamente vantajoso na formulação de conjuntos de dados combinados (HUFFMAN et al., 2007).

Para a validação do algoritmo de identificação e rastreamento dos DOLs, foram utilizados dados de vento (componentes meridional e zonal) da reanálise ERA-Interim [ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) *Reanalysis Interim* – ERAIN] (BERRISFORD et al., 2009). Para a análise sinótica utilizou-se, além do vento (u,v), dados de umidade relativa do ar (UR), radiação de onda longa emergente (ROLE) e velocidade vertical (ômega - w) da mesma reanálise.

Imagens no canal infravermelho dos satélites METEOSAT-7, 8 e 9, nos horários sinóticos e sub-sinóticos, foram adquiridas através do banco de dados do GIBBS/NCDC/NESDISS/NOAA [*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*]. Algumas imagens do Meteosat-7, com maior resolução, foram cedidas pelo *Dundee Satellite Receiving Station* (DSRS) da *Dundee University*.

3.2 – Análise Subjetiva

Para a validação da análise objetiva, fez-se uma análise subjetiva dos DOLs, com o fim de determinar a acurácia da técnica de identificação e rastreamento (algoritmo) a ser aplicada nos dados de reanálise.

Essa análise se baseou no uso de imagens de satélite, na análise visual de campos meteorológicos derivados de reanálise e na construção de diagramas do tipo Hovmöller. O ambiente sinótico médio do desenvolvimento dos DOLs foi obtido através de composições.

3.2.1 - Detecção Preliminar dos DOLs por Imagens de Satélite

A análise por meio de imagens de satélite, no canal infravermelho, considerou a nebulosidade característica dos distúrbios, que se propagaram para oeste sobre o ATS, no período de estudo.

Sobre as características da nebulosidade, Coutinho e Fisch (2007), afirmaram que um DOL possui quatro zonas singulares: 1) região de crista com tempo bom associado e visibilidade alta, apresentando escoamento divergente na superfície com subsidência e nebulosidade baixa formada por nuvens cúmulos (Cu) de bom tempo (*humilis*); 2) região próxima ao eixo do cavado com predominância de nuvens do tipo Cu em desenvolvimento, cirros (Ci) e altocúmulos (Ac), com visibilidade razoável, contudo apresentando a formação de precipitação esparsa; 3) área do eixo do cavado, com a presença de nuvens do tipo Cu congestos, Ci e Ac, com chuvas frequentes e 4) a região a leste do cavado, de tempo instável, com escoamento convergente e fortes movimentos verticais ascendentes do ar, apresentando cumulonimbos (Cb) e precipitação de intensidade moderada a forte.

No entanto, os DOLs nem sempre apresentam faixas de nuvens convectivas numa escala sinótica, podendo conter apenas nebulosidade rasa em mesoescala em parte de sua trajetória, voltando a exibir nuvens convectivas em outro momento. Alguns DOLs não possuem nebulosidade significativa em nenhuma fase de seu ciclo de vida, não necessariamente sendo, por esta razão, distúrbios fracos nos campos sinóticos. Ainda assim, normalmente os DOLs apresentam uma área de nebulosidade característica, podendo ser separados de outros sistemas. Essa nebulosidade pode ser predominantemente estratiforme ou cumuliforme, dependendo do ambiente em que as ondas estão se propagando. Segundo Asnani (1993), a nebulosidade e precipitação associadas aos DOLs estão embebidas ou misturadas com a nebulosidade e chuva ligada à ZCIT, que é um sistema de escala planetária. Outra questão seria o formato da nebulosidade, assunto discutido por Frank (1969).

A identificação dos DOLs ocorreu de maneira retrógrada em muitos casos, ou seja, animando-se as imagens de satélite do momento em que o DOL se encontrava com nebulosidade mais característica, isto é, de dimensões aparentemente sinóticas ou sub-sinóticas, contendo ou não Cbs (muito raramente se notou total ausência desse tipo de nuvem), para datas anteriores, quando, por diversas vezes, a nebulosidade se encontrava menos convectiva ou organizada, mas separada das nuvens associadas a sistemas próximos. Quando, por algum

motivo, a nebulosidade associada ao DOL não alcançou o LNB, a onda não foi contabilizada, mesmo que um possível cavado tenha atingido a região nos campos sinóticos.

3.2.2 - Técnica dos Diagramas do Tipo Hovmöller

Diagramas de longitude versus tempo (diagramas do tipo Hovmöller) da componente meridional do vento (v) já foram empregados em diversos estudos, mostrando-se uma técnica eficaz na identificação e acompanhamento dos DOLs (TAI e OGURA, 1986; CHOU, 1990; MOTA, 1997). Esse critério de identificação das ondas foi também aplicado na presente pesquisa, com o fim de avaliar sua eficiência para um período mais longo e em diferentes anos, o que ainda não foi feito para os DOLs que se propagam pelo ATS.

Os diagramas foram construídos entre 0 e 40°W para cada mês dos 5 períodos chuvosos analisados, nos níveis de 850 e 700 hPa. A detecção dos cavados associados aos DOLs é realizada através da isolinha de 0, que marca a mudança da direção do vento de sul (componente meridional positiva) para norte (componente meridional negativa) num dado ponto de referência. O inverso denota a passagem de uma crista. Os cortes longitudinais consideraram a média entre 1 e 10S, faixa latitudinal que abrange a área mais afetada pelos DOLs na análise subjetiva.

Antes de construir os diagramas, os dados de v foram filtrados através do mesmo filtro, tipo média móvel, utilizado por Torres (2008) ao modelar alguns episódios de DOLs. A finalidade dessa técnica é filtrar as oscilações que possuem certa periodicidade. No caso dos DOLs, como será discutido no capítulo 4, esse período de passagem se verifica em torno de 3 a 7 dias.

3.2.3 – Composição dos Eventos de DOLs

Composições mostram a evolução progressiva e gradual no tempo da média de um conjunto de dados, o que pode ser aplicado no caso de variáveis atmosféricas. Aqui, as composições foram construídas exatamente buscando identificar o ambiente sinótico anterior, atual e a fase posterior à passagem de

DOLs, o que permite notar condições favoráveis ao desenvolvimento ou intensificação destes sistemas, assim como seu decaimento.

Para verificar as diferenças entre os campos atmosféricos na presença ou ausência das ondas de leste, também calculou-se a diferença entre a composição dos casos de DOLs e a climatologia para AMJJ entre 2006 e 2010. Esta diferença será chamada aqui de anomalia.

A climatologia foi calculada apenas com os dados das 12UTC, exceto para a precipitação, onde foi usado o acumulado do dia.

As composições utilizaram todas as datas de ocorrência de DOLs, sempre às 12 UTC, exceto para o caso da precipitação, onde se utilizou o acumulado diário de chuva, desde dois dias antes (dia -2) até dois dias depois (dia +2), com o intervalo de tempo de 24h. O dia 0 representa a data principal dos eventos (chegada dos DOLs à costa do LNB). Como será apresentado no capítulo seguinte, os DOLs tiveram duração média de 5 dias, de acordo com a análise das imagens de satélite, sendo que em metade desse tempo os DOLs estão sobre o continente. Dessa forma, o limiar de ± 2 dias (total de 5 dias) permite caracterizar adequadamente o ambiente sinótico, uma vez que os DOLs alcançam seu máximo já nas proximidades da costa e decaem rapidamente ao adentrarem no continente.

As composições foram elaboradas com os dados da reanálise ERAIN para as componentes zonal e meridional do vento, divergência, vorticidade relativa negativa (ciclônica no HS), pseudo-velocidade vertical e umidade relativa nos níveis padrão, radiação de onda longa emergente, além da análise de precipitação do GPCP e do TRMM.

As composições permitiram calcular o comprimento de onda médio dos DOLs. Desta feita, conhecendo o período calculado através dos resultados da análise sinótica, obteve-se a velocidade de fase das ondas, dada pela seguinte relação, também utilizada nos trabalhos de CHOU (1990) e Mota (1997):

$$c=L/\tau \quad (1)$$

com L sendo o comprimento de onda, c a velocidade de fase e τ o período da onda.

3.3 – Regional Climate Model version 3 - RegCM3

O RegCM3 teve origem no *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) a partir do *Mesoscale Model version 4* (MM4, Anthes et al., 1987) como

explanado em Giorgi et al. (1993 a-b). De acordo com Pal et al. (2007), atualmente, a parte dinâmica do RegCM3 é bem similar à versão hidrostática do *Mesoscale Model version 5* (MM5). Ainda segundo esses autores, o RegCM3 pode ser descrito, de forma sucinta, como um modelo capaz de resolver as equações para uma atmosfera compressível, construído através de um esquema numérico diferenças finitas (método dos pontos de grade), em balanço hidrostático e que utiliza coordenada vertical sigma. Para integração no tempo, esse modelo utiliza um esquema *split-explicit* e inclui um algoritmo para reduzir a difusão horizontal na presença de fortes gradientes de topografia.

Para descrever os processos de interação solo-planta-atmosfera, o RegCM3 faz uso do esquema BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*; DICKINSON et al., 1993) que considera a presença de vegetação e a interação com o solo nas trocas turbulentas de momento, energia e vapor d'água entre a superfície e atmosfera. O BATS possui uma camada de vegetação, uma de neve e ainda outras três camadas de solo em diferentes profundidades: sendo uma camada de 10 cm de espessura, uma na zona de raiz (2 m de espessura) e outra de solo profundo (3m de espessura). Em regiões do domínio do modelo em que há presença de vegetação, as temperaturas do ar no dossel e na folhagem do mesmo são diagnosticadas via balanço de energia. O ciclo hidrológico é obtido através de equações de previsão do conteúdo de água nas três camadas de solo supramencionadas. Os fluxos de calor, vapor d'água e momento na superfície são calculados em função dos coeficientes de arrasto, advindos da teoria da similaridade, aplicada à camada superficial. E, por fim, os transportes turbulentos de calor, momento e umidade na camada limite planetária (CLP) resultam do produto entre o gradiente vertical destas variáveis e o coeficiente de difusão vertical turbulenta com correções para turbulência não local (HOLTSLAG et al., 1990).

Para a transferência radiativa, o RegCM3 utiliza o mesmo esquema do CCM3 (*Community Climate Model 3*; KIEHL et al., 1996), onde são calculadas, separadamente, as taxas de aquecimento e fluxos na superfície para a radiação solar e infravermelho, tanto sob condições de céu claro como de céu nublado. Os cálculos de transferência radiativa consideram os efeitos dos gases CO₂, H₂O, O₃ no infravermelho e dos gases CO₂, H₂O, O₃ e O₂ para radiação solar. O esquema inclui

também os efeitos dos gases de efeito estufa (N_2O , CH_4 , CFCs), aerossóis atmosféricos e água de nuvem.

Nas fronteiras laterais, o RegCM3 pode empregar diversos tipos de tratamento. No presente estudo, foi escolhida a relaxação exponencial entre suas próprias simulações e as do MCGA (Davies and Turner, 1977). Este tratamento de fronteira permite uma transição mais suave entre a simulação do modelo e os campos de fronteira, com impacto positivo na simulação como um todo.

Os processos úmidos no RegCM3 são resolvidos por meio de um esquema para a convecção em cúmulos profundo e outro para a precipitação na escala da grade. Para a convecção cúmulos foram utilizados dois esquemas diferentes:

1 - Grell (1993), no qual as nuvens convectivas profundas são representadas por um fluxo ascendente (*updraft*) e por um fluxo descendente (*downdraft*) que se misturam com o ar ambiente somente na base e no topo da nuvem. O aquecimento e os perfis de umidade são derivados dos fluxos ascendente/descendente e movimentos verticais de compensação. Neste estudo, o esquema de Grell utilizou o fechamento convectivo de Fritsch-Chappell, o qual considera que a energia potencial disponível é dissipada durante um período de tempo convectivo especificado (entre 30 minutos e 1 hora);

2 - Emanuel (1991), onde a convecção é disparada quando o nível de flutuação neutra (mais conhecido como nível de equilíbrio - NE), onde a convecção normalmente cessa, é maior que o nível de condensação por levantamento (NCL), onde se encontra as bases das nuvens. O ar ascende entre estes dois níveis e parte da mistura condensada forma precipitação enquanto a outra gera nuvens. Estas nuvens se misturam com o ar ambiente de acordo com um espectro uniforme de mistura, que levanta ou baixa a parcela para o NE. O gradiente vertical de flutuação dentro da nuvem é utilizado para determinar as taxas de entranhamento e desentranhamento.

O esquema na escala da grade, detalhado em estudo realizado por Pal et al. (2000), e referido como SUBEX (*SUB-grid Explicit Moisture Scheme*), possui apenas uma equação para previsão de água de nuvem que é então diretamente utilizada nos cálculos de transferência radiativa. Este esquema leva em conta a formação de água de nuvem, advecção e mistura turbulenta, reevaporação em condições sub-

saturadas, acreção (aglutinação de um cristal de gelo ou neve com uma gota líquida muito fria dentro das nuvens) e conversão das gotas de chuva para precipitação através de um limiar de auto-conversão.

3.4 – Simulações de Tempo e de Clima

Seguindo metodologia similar à de Machado (2008), as previsões climáticas foram iniciadas 15 dias antes do período de interesse (AMJJ) estendendo-se até o último dia de tal período. Este início prévio permite um pequeno ajuste inicial entre a atmosfera e as forçantes regionais do clima (topografia, cobertura de solo, etc.).

O domínio para as simulações abrangeu o Nordeste do Brasil e grande parte do Oceano Atlântico Tropical. A resolução espacial foi de 40 km (figura 3.1a), com 23 níveis sigma na vertical. Foram feitas duas simulações com o RegCM3 para cada estação, que se iniciaram no dia 15 de março de cada ano estudado, mudando-se apenas a parametrização convectiva, para cada uma das estações chuvosas selecionadas (entre 2006 e 2010). O LNB está destacado na figura 3.1b.

(a)

(b)

Figura 3.1 – (a) Domínio de simulação e topografia (m) e (b) Setor leste do Nordeste brasileiro (marcado em azul). Fonte: Adaptado do relatório da IV reunião de análise e previsão climática para o leste da região nordeste do Brasil.

3.5 – Métodos de Avaliação para as Simulações Climáticas

A avaliação das simulações climáticas consistiu no cálculo de índices objetivos para se obter a destreza (*skill*) das mesmas na previsão de valores sazonais. Tais índices foram: a) viés (*bias*) e b) erro médio quadrático (WILLMOTT et al., 1985).

a) Viés (b) - Considerando-se uma variável X com sub-índice M indicando o valor previsto (X_M) e O como valor observado (X_O), o viés ou erro médio (*bias*) para a variável X , pode ser dado pela seguinte expressão:

$$b = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{Mi} - X_{Oi}) \quad (2)$$

onde i representa o índice temporal (ou o ponto de grade em determinada área) e N o número total de dias (ou pontos em determinada área) considerados.

A distribuição espacial do erro médio torna possível a comparação de como a climatologia do modelo se desvia daquela dos campos de grande escala utilizados no contorno, além de facilitar a identificação de regiões com erros sistemáticos.

b) O erro médio quadrático (rms), que mede a amplitude dos erros, pode ser calculado como:

$$\text{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{Mi} - X_{Oi})^2} \quad (3)$$

Estes índices foram calculados para três áreas do domínio de simulação: uma região que cobre o LNB (LNB), uma região sobre o ATS, na área de origem e propagação dos DOLs (ORG), e uma área maior (GER), como mostra a figura 3.2.

Figura 3.2 - Domínio de estudo e áreas para avaliação objetiva da precipitação.

3.6 – Análise Objetiva: algoritmo de identificação e rastreamento aplicado aos DOLs

O algoritmo usado para identificar e rastrear os DOLs é o mesmo utilizado por Reboita (2008), sendo originalmente elaborado por Sugahara (2000), na identificação de mínimos de vorticidade relativa (VR) próximos à superfície. No caso dos DOLs, os mínimos de VR não se encontram, normalmente, próximos à superfície, sendo necessário mudar o nível vertical utilizado na identificação e rastreamento.

Assim como a utilização da VR apresenta vantagens na identificação dos ciclones se comparada à pressão atmosférica (SINCLAIR, 1994), também pode facilitar o reconhecimento dos DOLs, uma vez que o campo de pressão apresenta-se muito homogêneo nas regiões tropicais. A vorticidade mede a rotação de uma parcela de fluido, podendo identificar de maneira mais apropriada os sistemas de circulação ciclônica, que é o caso dos DOLs.

No algoritmo, os DOLs foram identificados no campo de VR, calculada através das componentes horizontais do vento em dois níveis (850 e 700 hPa) como:

$$VR = \frac{\partial v_n}{\partial x} - \frac{\partial u_n}{\partial y} \quad (4)$$

onde n é o nível considerado no rastreamento.

A equação (5) é resolvida numericamente via método de diferenças finitas centrado no espaço, sendo $\partial x = a \cos(\varphi) \partial \lambda$ e $\partial y = \partial \varphi$, representando a, φ e λ , o raio médio da Terra (6370 km), a latitude e a longitude (estas em radianos), nesta ordem.

O processo de reconhecimento e rastreamento dos núcleos de VR envolve três estágios:

- 1) identificação do mínimo de VR;

- 2) localização da posição após o primeiro deslocamento;
- 3) busca das posições futuras.

Na primeira etapa, os mínimos de vorticidade são identificados através do método do vizinho mais próximo (*nearest-neighbor search*), que compara a VR em cada ponto de grade com a VR dos pontos mais próximos. Um ponto de grade é considerado centro do mínimo de VR se apresentar valor menor do que a dos pontos vizinhos e menor ou igual a um limiar pré-estabelecido no algoritmo. A seguir, o algoritmo corrige a posição do centro de VR ao fazer uma nova busca de mínimo, mas agora no campo de VR interpolado ao redor deste centro para uma grade de alta resolução. Na busca do mínimo na grade de alta resolução, não é considerado nenhum limiar de vorticidade.

A trajetória dos mínimos é definida como uma sequência de posições no tempo $[x(t), y(t)]$ e sua duração é contada a partir da identificação do primeiro mínimo de vorticidade relativa, indo até o desaparecimento deste. Blender e Schubert (2000) mencionaram que o principal problema no rastreamento de ciclones está associado à ocorrência de mais de um mínimo de vorticidade dentro da região de busca do algoritmo, fato que dificulta a correta conexão da trajetória destes sistemas. De maneira similar, outros sistemas, como frentes frias, que atuam praticamente no mesmo período na região Nordeste poderiam interferir no rastreamento dos DOLs, havendo até mesmo o risco de serem identificados como DOLs. As etapas 2 e 3 determinam a trajetória dos DOLs, conforme descrito a seguir.

Na segunda etapa, a posição do mínimo de VR, identificada inicialmente na grade de baixa resolução é transferida para o tempo posterior, como um referencial para a busca da nova posição através dos procedimentos descritos na primeira etapa. Conhecida a posição de um sistema em dois tempos consecutivos, é possível determinar a sua velocidade de deslocamento. Tal velocidade é então empregada na etapa 3, que procura as posições seguintes, como uma estimativa inicial (*first guess*) da posição do sistema no tempo futuro. Identificando a nova posição do mínimo de VR, o algoritmo repete os procedimentos iniciais, ou seja, busca a posição desse mínimo ao redor dos pontos vizinhos e corrige a posição na grade de alta resolução. As demais posições futuras são calculadas a partir da estimativa da velocidade de deslocamento do sistema sempre entre os dois últimos intervalos de tempo consecutivos. O rastreamento acaba quando o mínimo de VR excede o limiar

pré-estabelecido ou quando a duração excede o tempo máximo previamente especificado. As trajetórias que tiverem no mínimo três posições seguidas iguais a primeira serão consideradas como seguimentos desta e, portanto, serão denominadas de sistemas velhos; caso contrário, de sistemas novos. O número de 3 trajetórias é definido para um algoritmo que utilize dados com resolução temporal de 6 horas e considere como DOLs os mínimos de VR que apresentarem duração mínima de 24 horas, ou seja, 5 passos de tempo.

Segundo Reboita (2008), em certos casos, dois sistemas que se iniciaram em posições diferentes se acoplam em algum momento no seu percurso e, com isso, acabam tendo posições muito semelhantes a partir daquele ponto. Nessa situação, para que a filtragem não exclua o sistema mais jovem, o filtro analisa se este apresentou pelo menos 5 posições distintas, no caso considerado aqui, antes de se unir ao sistema mais antigo. Dessa forma, o segundo sistema não será excluído.

O código original do algoritmo não contém um filtro de direção para a propagação dos centros com mínimo de VR, ou seja, estes núcleos são rastreados, não importando sua direção. Como os DOLs se deslocam para o quadrante oeste e, como já mencionado, vez por outra sistemas que se propagam na direção contrária avançam pela região de deslocamento das ondas de leste, foi adicionado um filtro, que elimina núcleos mínimos de VR que por ventura avancem para leste.

Além da VR, foram feitos testes com radiação de onda longa emergente (ROLE), em função de ser um campo menos ruidoso (Diedhiou et al., 1999), uma vez que a maioria dos DOLs se destaca no cenário convectivo do período chuvoso do LNB. A nebulosidade baixa, apesar de sempre estar presente e também ser importante no regime de precipitação dessa região (PONTES DA SILVA, 2008), não atrapalharia o sinal dos DOLs pois, teoricamente, não seria captada pela ROLE, justamente por emitir maior quantidade de radiação para o espaço, o que não ocorre nos espaços cobertos por nuvens convectivas.

O resultado final do algoritmo mostra a data de ocorrência dos eventos de DOL, a posição (latitude e longitude) dos centros de vortacidade (ou ROLE) a cada passo de tempo e a sua respectiva magnitude nos níveis adotados.

4 – Identificação de DOLs e Composições

Através da aplicação da metodologia de identificação de DOLs, foram calculadas as principais características deste sistema, tais como sua velocidade de fase, período, comprimento de onda, duração média e posição de origem (por satélite), frequência dos eventos, entre outras, conforme exposto a seguir.

4.1 – Identificação Subjetiva dos DOLs – Algumas Estatísticas

A tabela 2 apresenta os principais resultados encontrados na análise subjetiva. O total de casos de DOLs por ano, em média, foi de cerca de 23, sendo que junho é o mês no qual a maioria dos DOLs atinge o LNB. Para o período 2006-2010 foram identificados 116 DOLs entre abril e julho. A cada ano, uma média de praticamente 60% dos eventos apresentou nebulosidade convectiva associada, pelo menos ao interagirem com circulações locais, já nas proximidades da costa, característica também obtida em outro estudo observacional (MOTA; 1997). De acordo com a análise por imagens de satélite, os DOLs apresentaram, entre sua detecção e dissipação, uma duração média de 5 dias, com um desvio padrão de ± 2 dias, provocando chuva sobre o LNB em 2,6 dias a cada evento (desvio padrão de $\pm 1,5$ dias). O período médio obtido através das análises sinóticas foi de 5,3 dias, com comprimento de onda médio, medido pelas composições, de 4306,8 km, sendo que os maiores comprimentos foram observados nos anos de 2006 e 2007, respectivamente. A velocidade de fase de $9,5 \text{ m s}^{-1}$ está próxima dos valores encontrados na literatura (MOTA, 1997).

Tabela 2 – Algumas características dos DOLs estudados entre 2006 e 2010.

Referência	2006	2007	2008	2009	2010	Total	%	Média
Total de Casos	26	22	24	22	22	116		23
Total de Casos segundo a CL	16	23	20	17	-			19
Convectivas (pelo menos moderadamente)	11	12	17	16	12	68	59	13,6
Nº de eventos em abril	6	5	5	5	6	27	23	5,4
Nº de eventos em maio	5	6	4	4	5	24	21	4,8
Nº de eventos em jun	7	5	9	7	5	33	28	6,6
Nº de eventos em jul	8	6	6	6	6	32	28	6,4
Duração média dos eventos (satélite) (dias)	4,8	5	5,4	6,4	4,5			5,2
Comprimento de Onda (°)	43	42	36	36	37			38,8
Comprimento de Onda (km)	4773	4662	3996	3996	4107			4306,8
Velocidade de fase (m s ⁻¹)	11,8	9,8	8,9	8,4	8,6			9,5
Período (dias)	4,7	5,5	5,2	5,5	5,5			5,3
Área mais afetada (número de eventos - satélite)	PB-PE	PB-PE	PB-PE	PB-PE	PB-PE			
Nº da média de dias de chuva provocados pelos DOLs	2,4	2,5	2,9	3,2	2,2			2,6

Uma comparação entre o total de casos, resultantes da análise no presente estudo, e o total obtido das análises mensais realizadas pela equipe da Revista Climanalise (CL), mostrou que a metodologia utilizada pela CL captura em média 4 DOLs a menos que a metodologia usada aqui entre 2006 e 2009, uma vez que os dados do ano 2010 ainda não estão disponíveis. Essa diferença é atribuída às diferenças de metodologia, que não está descrita na CL. Mesmo após contatos pessoais, não se obteve esclarecimento sobre os métodos usados pela Revista.

No tocante à associação entre os DOLs e outros sistemas sinóticos, obteve-se que quase 30% das ondas se conectavam, em algum estágio de sua evolução, com EFs ou mesmo SFs propriamente ditos (tabela 3). No caso da ZCIT, especialmente no mês de abril, quando este sistema se encontra ainda bem próximo da costa norte do Nordeste, foi possível associar DOLs e ZCIT em 17% dos casos analisados, que somaram 116 eventos nos 5 anos estudados. Na tabela 3, a informação “Associados à ASAS” deve ser interpretada com cautela, uma vez que esse sistema sempre está presente, mesmo com o avanço das frentes ou com a migração da ZCIT para as proximidades do NEB. A associação entre sistemas através de imagens de satélite pode ser melhor detectada pelo canal de vapor d’água, não utilizado aqui, uma vez que determinar essas ligações não foi objetivo do estudo.

Não se incluiu a ASAS como um sistema associado aos DOLs, pois a perturbação de seu escoamento, causada pela passagem dessas ondas, na maioria dos casos por conta da propagação de cavados a partir do oeste da África, não significa que a ASAS esteve conectada aos DOLs, apesar das ondas de leste se propagarem dentro da corrente dos anticiclones subtropicais (ASNANI, 1993). Vale lembrar que, apesar dos sistemas de alta pressão normalmente estarem associados a tempo aberto em sua porção central, suas bordas normalmente “empilham” nebulosidade dos SFs, por exemplo, não sendo profundas o suficiente para inibir o desenvolvimento de nebulosidade convectiva. Normalmente, a periferia oeste/noroeste dos anticiclones (HS), apresenta exatamente esse padrão, sejam anticiclones pós-frontais ou subtropicais (FEDOROVA, 2008a).

Analisando a circulação em 1000 hPa, notou-se que em quase 65% dos casos de DOLs havia um cavado (tabela 3), praticamente estacionário, sobre o LNB, provavelmente associado à perpendicularidade dos ventos alísios em relação a esta região, os quais giram ciclonicamente nas proximidades da costa. Os cavados que atuaram sobre a costa leste do Nordeste no ano de 2003 foram estudados por Rodrigues (2006), que conclui que estes resultaram da variação de temperatura ao longo do dia e que os mesmos aparecem o ano todo sobre a região, mas não estão necessariamente associados a eventos de precipitação ou outros fenômenos adversos típicos de atmosfera instável. No entanto, Pontes da Silva (2008) obteve que 51% desses cavados estiveram presentes nos eventos de precipitação maior ou igual a 5 mm.dia^{-1} entre 2003 e 2006 sobre o Estado de Alagoas, o que mostra que a circulação ciclônica nos ventos alísios está diretamente ligada às chuvas de moderada a forte intensidade sobre a região.

A confluência do vento foi observada em um pouco mais da metade dos eventos de DOLs no nível de 1000 hPa. Isto é importante, pois algumas EFs podem ser identificadas por essa característica da circulação e também porque a confluência sugere convergência junto à costa. A convergência do fluxo de umidade não foi analisada, mas o próprio padrão confluyente do vento, a disponibilidade de umidade sobre o oceano e, como será mostrado na seção 4.2.1.2, a convergência junto ao LNB, indicam que o padrão atmosférico em 1000 hPa pode contribuir favoravelmente à intensificação de DOLs que se aproximem da costa leste do Nordeste.

O nível de 850 hPa, assim como o nível de 1000 hPa, mostrou um padrão ciclônico na circulação junto à costa do LNB e poucos cavados se propagando até tal área. Esses cavados estavam presentes em ~84% dos casos de DOLs (tabela 3). No nível de 700 hPa os cavados se propagavam praticamente em fase com a nebulosidade dos DOLs, como identificado em quase 90% dos eventos (tabela 3). Isso sugere que esse nível define mais claramente o padrão sinótico associado às ondas de leste. Dessa forma, ou seja, com praticidade, quase todos os sistemas puderam ser detectados. Quando não detectados DOLs neste nível, algum cavado estava presente, quase em fase com a nebulosidade, em outro nível, permitindo então a detecção. Neste sentido, os níveis mais próximos (850 e 500 hPa) foram importantes, apesar de acrescentarem poucos eventos aos identificados em 700 hPa.

A análise visual cuidadosa da propagação dos núcleos negativos de vortacidade mostrou que grande número de DOLs pode ser detectado por esta variável, apesar de apresentar-se bastante ruidosa.

Em média, 3,6 frentes frias alcançaram o LNB por período chuvoso (tabela 3), de acordo com as sínteses sinóticas mensais do CPTEC, disponíveis em sua página de tempo, na internet. As EFs e os restos de frentes não foram contabilizados, exceto aqueles ligados aos DOLs (tabela 2). A ZCIT esteve mais a norte (sinal de “+” na tabela 3) de sua posição climatológica tanto em 2007 quanto em 2010, mais a sul (sinal de “-” na tabela 3) em 2009 e próximo à climatologia (simbolizado por um “0” na tabela 3) nos demais anos. Ressalta-se que todos os meses do período chuvoso do LNB foram considerados (AMJJ), apesar da maior aproximação da ZCIT ocorrer, no máximo, até o mês de maio, sobre a costa norte do Nordeste (UVO e NOBRE, 1989). As informações sobre posições da ZCIT podem ser encontradas também nas sínteses sinóticas mensais do CPTEC.

Não foram notadas anomalias no campo de pressão na área da ASAS e, de maneira geral, a TSM apresentou-se anormalmente quente sobre o ATS em todos os períodos chuvosos estudados (tabela 3). As ondas de leste costumam gerar tempestades tropicais severas ao serem abastecidas por vapor d’água quando se propagam por águas sub-superficiais mais quentes, podendo estas tempestades mais tarde se transformarem em furacões (SHAPIRO, 1977; THORNCROFT E HODGES, 2001). Um estudo sobre a associação dos DOLs do ATS e a TSM deste oceano poderia mostrar se realmente existe uma conexão entre o aumento ou

diminuição desta variável e o desenvolvimento ou manutenção das ondas de leste na região. No entanto, esta análise não foi realizada aqui em função da característica praticamente homogênea dos 5 períodos chuvosos estudados, que se mostrou positiva em todos os anos estudados (“+” na tabela 3), exceto 2009, quando não se registrou anomalia significativa (“0” na tabela 3). Estas informações foram obtidas da página de monitoramento climático global do CPTEC.

Uma rápida recapitulação dos eventos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS; PHILANDER, 1990) mostrou que os anos de 2006 e 2007 se encontravam na fase neutra do fenômeno entre os meses de abril a julho. A fase era negativa (“-” na tabela 3) em 2008, positiva (“+” na tabela 3) na maior parte da quadra chuvosa de 2009 e passou de positiva, entre abril e maio, para negativa, entre junho e julho, em 2010, de acordo com o *Climate Prediction Center*, o centro de previsão climática da NOAA. De maneira geral, as anomalias de precipitação foram negativas em quase todos os períodos chuvosos do LNB entre 2006 e 2010, exceto em 2009, onde se registrou chuva próxima da normal climatológica, de acordo com os boletins do Infoclima, obtidos através da página de Clima do CPTEC. A análise das imagens de satélite revelou que a área mais afetada pela propagação dos DOLs inclui o leste de PE e da PB, em acordo com a climatologia para estas localidades, que mostra um máximo de precipitação entre o litoral norte de AL e o litoral da PB.

Identificação dos DOLs e Composições

Tabela 3 – Associações dos DOLs com outros sistemas, anomalias de pressão à superfície e TSM, fase do ENOS, frentes na quadra chuvosa e posição média da ZCIT.

Referência	2006	2007	2008	2009	2010	Total	%	Média
ENOS na quadra chuvosa (AMJJ)	neutro	neutro	-	+(MJJ)	+(AM) - (JJ)			
Nº de frentes na quadra chuvosa	4	5	5	1	3	18		3,6
Posição Média da ZCIT	0	+	0	-	+			
Anomalias de TSM sobre o ATS	+	0	+	+	+			
Anomalias de pressão na ASAS	0	0	0	0	0			
Associados à ZCIT	3	3	4	5	5	20	17	4
Associados a VCANs	1	1	0	0	0	2	1,7	0,4
Associados a Efs	14	4	8	3	4	33	28	6,6
Associados a mais de um sistema	0	1	2	2	1	6	5,1	1,2
Associados a cavados (estacionários) em 1000 hPa	15	12	18	15	15	75	64,7	15
Associados à confluência em 1000 hPa (exceto ZCIT)	11	12	14	14	12	63	54,3	12,6
Associados a cavado em 700 hPa	21	20	22	21	19	103	88,8	20,6
Associados a cavado em 850 hPa	20	21	20	20	17	98	84,5	19,6
Associados a cavado em 500 hPa	9	12	14	12	7	54	46,6	10,8
Difluência em 200 hPa (só para os DOLs convectivos)	8	4	12	7	8	39	57,4	7,8

A figura 4.1b exibe um recorte das regiões onde se observam ou há indícios da propagação de DOLs (regiões sombreadas), de acordo com Berry et. al. (1945). A região que inclui o LNB e parte do ATS é muito similar às posições de origem detectadas através de imagens de satélite no presente trabalho (figura 4.1a). Ou seja, já em 1945, mesmo sem o advento dos satélites e com diferentes metodologias, Berry et al. (1945) tinham conhecimento da área onde as ondas de leste atuam no ATS.

Figura 4.1 – (a) Posições de origem dos DOLs detectadas via satélite entre 2006 e 2010 e (b) recorte, focalizando o ATS, das áreas influenciadas ou com indício de atuação de DOLs, segundo Berry et al. (1945).

4.2 – Avaliação Subjetiva dos DOLs – Composição dos Eventos

Com o objetivo de compreender a evolução do padrão sinótico durante a propagação dos DOLs, foram calculadas as composições dos campos de variáveis meteorológicas.

As condições sinóticas médias da atmosfera foram caracterizadas desde dois dias antes (dia -2), um dia antes (dia -1), no dia da chegada dos distúrbios na costa leste do Nordeste (dia 0), no dia posterior (dia +1) e também dois dias depois (dia +2) dos sistemas terem atingido o LNB.

4.2.1 - Estrutura Horizontal dos Eventos

São apresentadas as composições da evolução horizontal dos sistemas considerando campos de linhas de corrente, vorticidade relativa, divergência horizontal, radiação de onda longa emergente e precipitação.

4.2.1.1 – Circulação e Vorticidade Relativa

Assim como na climatologia da circulação no nível de 1000 hPa, predoninaram ventos de sudeste nos dias de DOLs, com magnitude pouco variável ao longo dos dias compostos, mas desacelerando ao encontrar a costa, como apresentam as Linhas de Corrente (LC) na figura 4.2a-e. Exatamente na interface oceano-continente é que nota-se uma ampla circulação ciclônica (cavado), onde o vento sopra perpendicularmente à costa, gerando condições para a formação de movimentos ascendentes. No nível de 850 hPa, a perpendicularidade ainda pode ser observada, assim como o cavado. No entanto, a crista situada na vanguarda do cavado está associada a vento mais intenso (figura 4.3a-e), o qual acelera ao adentrar o LNB, situação inversa à notada na circulação em 1000 hPa, onde o vento enfraquece à medida que avança para o interior nordestino (comparar figuras 4.2 e 4.3a-e). Nota-se então que, em ambos os níveis, a circulação é favorável ao levantamento do ar ao largo da costa leste do nordeste. Um pouco mais acima, no nível de 700 hPa, a velocidade do vento diminuiu e se observa uma atmosfera mais perturbada, se comparada a dos níveis mais baixos. Em todos os dias compostos, um anticiclone situa-se entre o norte da Região Sudeste e o sul da Bahia, estendendo uma crista para o centro do Brasil (figura 4.4a-e). É notória a presença de um cavado no escoamento de leste, cujo eixo localiza-se nas redondezas de 10°W-12°S (na altura do litoral norte da Bahia, sobre o ATS), com orientação noroeste/sudeste, em todos os dias de composição. No entanto, o cavado associado aos DOLs (escoamento de leste) encontra-se a norte do cavado no escoamento de oeste, mas apresenta-se de forma sutil (menos amplo). No dia -2 (figura 4.4a), esse sistema encontrou-se com eixo próximo de 29°W-8°S, passando a 32°W-8°S no dia -1 (figura 4.4b), mas tornando-se menos amplo. O cavado praticamente some no dia 0 (figura 4.4c), mas é possível notar a confluência do vento sobre o LNB. No dia +1 (figura 4.4d), a onda reaparece junto ao cavado posicionado mais a sul, em torno de 24°W/8°S. No último dia da composição (+2) (figura 4.4e), o cavado torna a se aproximar do LNB, posicionando-se em 27°W/8°S. Essa evolução sugere que o cavado se desintensifica ao aproximar-se da costa, perdendo amplitude, sendo que o cavado dos dias +1 e +2 provavelmente é o aquele associado à aproximação de um segundo DOL, tendo em mente que a passagem das ondas se dá, em média, a cada 5 dias. A comparação visual, entre as imagens de satélite e os cavados que se

propagam no nível de 700 hPa, deu a entender que a nebulosidade nem sempre se encontra em fase com o cavado ou se apresenta em sua vanguarda. A clareza do cavado na composição do dia -1 e seu desaparecimento no dia 0 sugerem então que a maioria dos cavados (eixos), associados aos distúrbios, alcança o LNB um pouco antes da chegada da nebulosidade (dia 0). O cavado presente em todos os dias da composição, por volta de 10W-12S, também aparece tanto no campo médio, quanto no campo médio sem os DOLs (não apresentados aqui), o que sugere que esse sistema é comum nesta época do ano e trata-se de um sinal associado à passagem de SFs pelo Oceano. A análise das imagens de satélite confirmou isso, quando mostraram a persistência de uma extensa banda de nebulosidade sobre essa região, a qual tende a ficar presa entre o escoamento da ASAS e dos ciclones transientes. A análise de linhas de corrente e vorticidade relativa a cada 6h em todos os dias dos 5 períodos chuvosos estudados, revelou que essa área de baixa pressão muitas vezes se juntava com os cavados que apareciam mais a norte (mais frequentes), formando um só cavado, que então se propagava para oeste, até o LNB. O cavado discutido manteve o vento confluyente em sua vanguarda, o que facilitou a convergência e reforçou as condições para a ascendência do ar, pelo menos até o nível de 700 hPa. Vale a pena ressaltar que a circulação imposta pela presença da alta no centro-sul do País contribuiu para manter o escoamento de leste, advectando umidade marítima para a costa do Nordeste, algo verificado também nos níveis de 1000 e 850 hPa. O LNB, com exceção do Sul da BA (sob efeito da alta mencionada), permaneceu num escoamento zonal de leste, com circulação ciclônica durante todos os dias compostos.

O nível de 500 hPa mostra uma circulação predominantemente anticiclônica na altura do Recôncavo Baiano, que se desloca para oeste com o passar do tempo. Entre SE e o RN, a circulação é de leste, mas de oeste na BA. O vento de leste entre SE e RN facilita a propagação dos DOLs, já o escoamento para leste sobre a BA é desfavorável ao escoamento dos DOLs, que normalmente desintensificam-se em regiões de cisalhamento intenso na vertical. Em níveis altos (200 hPa), o vento zonal é de oeste, com uma circulação levemente ciclônica sobre o NEB e confluyente no ATS em ~20-15°W/15°S. A mudança do vento de leste em baixos níveis para oeste em altos níveis tende a dificultar a formação e o desenvolvimento de DOLs, como já mencionado, apesar destes apresentarem sinais de sua atuação em níveis baixos (ESPINOZA, 1996). No presente estudo, um DOL, até certo ponto bem

organizado, foi eliminado das estatísticas por ter se dissipado ao longo de sua trajetória em direção à costa do Nordeste. A análise sinótica deste sistema mostrou que o mesmo se desintensificou devido ao forte cisalhamento vertical, quando o vento girou de leste para oeste e se intensificou desde o nível de 500 até o nível de 200 hPa, o que dificultou a propagação do distúrbio para oeste.

Em suma, o sinal observado em 700 hPa, com o cavado identificado nas linhas de corrente, mostrou-se preponderante no que se diz respeito à manutenção dos DOLs observados entre 2006 e 2010. O eixo do cavado mais a sul orientou-se sudeste/noroeste em todos os dias compostos, já o cavado associado aos DOLs apresentou pequena inclinação. De fato, especialmente nos dias +1 e +2 (figuras 4.4d-e), esses cavados se apresentaram praticamente como um só. No entanto, como já comentando, a análise da circulação em horários sinóticos deixou claro que foram sistemas diferentes, mas não necessariamente estão desconectados um do outro, sendo que o cavado de maior amplitude se sobressai em relação ao cavado diretamente associado aos DOLs.

Os centros de vorticidade relativa negativa já foram citados como uma das características de determinados DOLs, sobretudo no tocante ao seu aparecimento e propagação no nível de 850 hPa. Como estes distúrbios são mais bem definidos em baixos níveis, será discutida apenas a VR nos níveis de 1000, 850 e 700 hPa, com valores negativos destacados no sombreado das figuras 4.2-4.6a-e.

Os núcleos de vorticidade ciclônica mais intensos no nível de 1000 hPa podem ser visualizados no leste de AL em todos os dias de composição, como mostra a figura 4.2. A leste de todo o LNB é possível verificar uma faixa de VRN, que se conecta com uma área mais ampla de VRN, localizada a sul da ZCIT, bem marcada pela confluência dos ventos Alísios em todos os dias compostos. No dia do evento (dia 0) e no dia precedente (dia -1), a vorticidade ciclônica atingiu $-6 \times 10^{-6} s^{-1}$ em sua porção mais intensa, localizada a leste/nordeste da PB e do RN (figuras 4.2a;b).

Praticamente a mesma condição foi identificada no nível de 850 hPa, só que a VRN adentra um pouco mais no LNB e o mínimo dos núcleos desta variável são menos intensos, exceto a norte do RN, onde a vorticidade ciclônica é mais intensa. Além da ligação da área de VRN associada à presença dos DOLs com uma ampla região de VRN a sul da ZCIT, notou-se uma segunda ligação com uma área de VRN próxima de 12-13S, alongada na direção leste-oeste, assim como no caso da região

mais ao norte. É provável que esta segunda área de VRN esteja ligada à passagem de SFs sobre o Oceano, cujas extremidades tendem a se desprender, seguindo o escoamento de leste, predominante na área de estudo, onde atuam os ventos alísios de sudeste. Ressalta-se que esses núcleos de VRN raramente atingiram a costa da BA nas análises deste campo meteorológico ao longo das cinco quadras chuvosas analisadas, fato que corrobora com a análise sinótica por satélite, que não mostrou nebulosidade associada a DOLs atingindo a costa da Bahia, exceto o litoral norte e, raramente, o Recôncavo deste Estado.

Em 700 hPa, as composições não mostraram VRN sobre o LNB. Ainda assim, como no nível de 850 hPa, uma ampla faixa de VRN, ao longo das latitudes 12-13S, se estendia desde ~30W até as proximidades da África, orientada na forma noroeste/sudeste e com núcleo mais intenso, especialmente no dia +1 (figura 4.4b), nas redondezas de 13S-13W. Esta faixa de VRN, como já comentado, pode resultar da passagem de SFs, sendo que, como consta na literatura, alguns destes auxiliam ou até mesmo disparam a formação de alguns eventos de DOLs (ASNANI, 1993; MOTA, 1997).

Nas figuras 4.2-4.6f-j estão os campos de anomalia do vento e VR, onde se descartam os padrões de circulação, evidenciando a propagação de sistemas geralmente sutis, como os DOLs (ASNANI, 1993).

A figura 4.2f-j mostra a propagação de uma área de anomalia negativa de VR no nível de 1000 hPa desde o dia -2 (figura 4.2f) até o dia 0 (figura 4.2h). No dia -2 o centro de VR ciclônica se encontra na longitude de 29W, na altura da PB. No dia seguinte (-1; figura 4.2g), essa área avança, localizando-se agora por volta de 33W, ainda na altura da costa da PB. Nos dias seguintes, já se nota a perturbação ciclônica próxima ao LNB. (figura 4.2i-j). Ainda no dia 0 é possível notar que existe um núcleo de VR anticiclônico, imediatamente a leste do núcleo ciclônico, além do surgimento de um novo centro anômalo ciclônico centrado em ~10W-14S. No dia +1 (figura 4.2i) esse núcleo se desloca para oeste, posicionando-se em ~15°S-12°W e avançando para ~11°S-25°W no dia seguinte (+2; figura 4.2j). Essa segunda área representa, muito provavelmente, o deslocamento de uma nova onda. A anomalia de vento, indicada nas figuras por setas, mostrou-se em fase com o campo de VR, isto é, o vento tendeu a confluir junto às anomalias ciclônicas e a difluir nas áreas com anomalias anticiclônicas de VR.

No nível de 850 hPa, um centro de anomalia negativa de VR também se propaga em direção ao LNB desde o dia -2, mas é mais fraco em relação ao nível de 1000 hPa, se intensificando apenas no dia 0, quando atinge o Nordeste (figura 4.3f-j). Um deslocamento mais definido dos núcleos de VR negativa pôde ser visto entre as longitudes de 5-25°W do dia 0 ao dia +2 (figura 4.3h-j). A anomalia de circulação evidencia a forte confluência do vento sobre o LNB no dia 0 e a aproximação do cavado no dia anterior (figura 4.3h e g).

Em 700 hPa, os núcleos de anomalia ciclônica de VR se deslocaram para noroeste entre os dias 0 e +2, da longitude de 25 a 33-34°W, similar ao observado no nível de 850 hPa, mas mostrando-se menos organizados nos dias -2 e -1, onde estão presentes também centros de anomalia anticiclônica na retaguarda dos núcleos ciclônicos (figura 4.4f-g). A circulação ciclônica no campo de vento anômalo sugere que o cavado associado aos DOLs avança com seu eixo no dia -1 (figura 4.4g), sendo que no dia +2 mais um cavado se aproxima do LNB (figura 4.4j).

O nível de 500 hPa apresentou escoamento e núcleos de vorticidade anômala desorganizados. Nos dias -2 e -1, o giro ciclônico do vento sugere que o anticiclone predominante sobre a Bahia e grande parte do ATS (figuras 4.5a-b) enfraqueceu nos dois dias antecedentes à passagem dos DOLs (figuras 4.5f-g). Os dias seguintes, inclusive o dia 0, mostraram anomalias de circulação e VR muito desorganizadas (figuras 4.5h-j). De maneira geral, pode-se apenas afirmar que a circulação anticiclônica em médios níveis tende a enfraquecer sobre o ATS quando é observada a propagação de DOLs. Nesse momento vale a pena lembrar que a estatística de DOLs citada na tabela 2 mostrou que pelo menos metade dos distúrbios esteve em fase com cavados em 500 hPa. Na análise sinótica por LC, os cavados em 500 hPa muito amplos quando existiam, cobrindo boa parte do ATS. Esse cavado, muito sutil, pôde ser observado em todos os dias da composição dos DOLs (figura 4.5, coluna esquerda), “partindo” ao meio o anticiclone mais a sul junto a um cavado no escoamento de oeste. A composição de anomalias (figura 4.5, coluna direita), dá evidência da propagação desse cavado ao mostrar anomalia ciclônica, próxima ao LNB nos dias -2 e -1 (figuras 4.5f,g), e também de um segundo cavado avançando das proximidades do continente africano para o centro do ATS (dias 0 a +2; figura 4.5h-j). Interessante notar que a anomalia do vento é de leste, sobre o leste da Bahia, na passagem dos DOLs, o que significa que o vento de

oeste, predominante nessa região no nível de 500 hPa, tende a enfraquecer ou até mudar de direção sob a ação destes sistemas.

O campo de anomalia de VR e circulação em 200 hPa não evidencia a trajetória comum dos DOLs, como ocorreu em baixos níveis, mas constatou que o vento tendeu a difluir e, a anomalia de vorticidade, a ser anticiclônica no dia 0 sobre parte do LNB (figura 4.6h). Essa área de anomalia anticiclônica se propaga para sudeste nos dias seguintes (figuras 4.6i-j), acompanhando o escoamento predominante, que se trata de uma ampla área de confluência sobre o ATS, situada entre um cavado sobre o NEB e uma intensa crista em latitudes mais equatoriais (figura 4.6a-e).

Dessas discussões pôde-se concluir, em caráter parcial, que os DOLs apresentaram estrutura mais bem organizada em baixos níveis, especialmente nos campos de anomalia de VR e circulação, sobretudo no nível de 1000 hPa, um resultado novo, já que estudos prévios não consideravam identificar DOLs neste nível. Destaca-se a forte anomalia ciclônica associada aos DOLs, como mostra a figura 4.2h, referente ao dia 0.

Figura 4.2 – Composição de LC (m s⁻¹) e VRN (1x10⁻⁶s⁻¹) em 1000 hPa entre o dia -2 e +2 (a-e) e anomalias destas variáveis para o mesmo período (f-j). Fonte: ERAIN.

Figura 4.3 – Como no caso da figura 4.2, mas para o nível de 850 hPa.

Figura 4.4 – Como no caso da figura 4.2, mas para o nível de 700 hPa.

Figura 4.5 – Como no caso da figura 4.2 (exceto VRN), mas para o nível de 500 hPa.

Figura 4.6 – Como no caso da figura 4.2 (exceto VRN), mas para o nível de 200 hPa.

4.2.1.2 – Divergência Horizontal

Alguns estudos sobre DOLs mostraram que a atmosfera apresenta-se convergente em baixos níveis (1000/925hPa), tornando-se divergente em níveis mais altos (REED et al., 1977). Estas pesquisas mostraram que núcleos de divergência podem ser notados já em 700 hPa, estando mais visíveis em altos níveis. A leste desses núcleos nota-se atividade convergente, e divergente no caso de 1000 hPa.

A figura 4.7a-f mostra exatamente esta situação para a composição dos dias com DOLs. Ao longo da costa do LNB é observada uma faixa de convergência, típica de tal região em seu período chuvoso, o que pode ser explicado, em parte, pela perpendicularidade do vento em relação à costa ao longo de seu escoamento ciclônica e a sua desaceleração ao entrar em contato com a rugosidade continental. A brisa contribui ainda mais nesse aspecto.

Um pouco acima, em 850 hPa, a atmosfera reflete um padrão divergente sobre o LNB, sobretudo entre PE e a região da Chapada Diamantina, na BA (figura 4.8, coluna esquerda). Era justamente sobre estas áreas que o vento acelerava-se mais, ou seja, região entre a vanguarda do cavado e a retaguarda da crista. Também há divergência no nível de 700 hPa, só que mais em fase com a convergência em 1000 hPa, ou seja, ambas se localizam na faixa mais litorânea, com sinal mais forte sobre a porção do ATS imediatamente localizada a leste do LNB. Especialmente no dia 0, o núcleo de divergência mais intenso situa-se a leste da costa de AL (figura 4.9c).

No nível de 500 hPa o campo de divergência apresenta-se mais suave. Entre o sul e a Região do Recôncavo da BA, o padrão é convergente em todos os dias, desfavorecendo a atuação/desenvolvimento de DOLs, mas não necessariamente para outros sistemas associados à precipitação em tal área, uma vez relacionadas as características deste campo nos demais níveis (figura 4.10). Já entre AL e o PI, mesmo que de forma sutil, há divergência, bastante definida em 200 hPa no dia 0 (figura 4.11c), sobretudo a leste da PB e do RN, onde foram observados os máximos de precipitação, conforme discussão mais à frente (ver figura 4.13).

O campo de anomalia de divergência foi mais marcante em baixos níveis, assim como no caso da vorticidade e da circulação. Tanto em 1000, quanto em 850

hPa, o escoamento esteve mais convergente do que o normal nas proximidades do LNB, entre os dias -2 e 0 (no caso de 1000 hPa; figura 4.7f-h) e entre os dias -1 e 0 (no caso de 850 hPa; figura 4.8g-h). O nível de 700 hPa mostrou anomalias suavemente mais divergentes se propagando entre os dias -1 e 0 (figura 4.9g;h) naquela área.

No nível de 500 hPa, as anomalias de convergência/divergência foram fracas (figura 4.10f-j), mas voltaram a se intensificar em altos níveis (200 hPa), onde o sinal divergente foi capturado apenas no dia do evento (dia 0), quando se notou uma área anômala de vorticidade anticiclônica nas proximidades do RN (figura 4.11h).

Figura 4.7 – Composição de Divergência Horizontal ($1 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$) em 1000 hPa entre o dia -2 e +2 (a-e) e anomalias desta variável para o mesmo período (f-j). Fonte: ERAIN.

Figura 4.8 – Como no caso da figura 4.7, mas para o nível de 850 hPa. Fonte: ERAIN.

Figura 4.9 – Como no caso da figura 4.7, mas para o nível de 700 hPa. Fonte: ERAIN.

Figura 4.10 – Como no caso da figura 4.7, mas para o nível de 500 hPa. Fonte: ERAIN.

Figura 4.11 – Como no caso da figura 4.7, mas para o nível de 200 hPa. Fonte: ERAIN.

4.2.1.3 – Radiação de Onda Longa Emergente

A radiação de onda longa emergente (ROLE) foi uma das variáveis utilizadas nos testes com o algoritmo desenvolvido por Sugahara (2000), realizados no intuito de identificar e rastrear os DOLs objetivamente. Nas latitudes de 40°S-40°N, esta variável permite estudar o contraste entre regiões onde foram observadas nuvens convectivas (emissão de pouca ROLE) e áreas onde apenas uma pequena quantidade ou nenhuma convecção se estabeleceu (elevada taxa de emissão de ROLE). Em muitos estudos, a ROLE é utilizada como um “proxi” para a ocorrência de precipitação em latitudes tropicais e subtropicais (SUGAHARA et al. 2004).

Quase 60% dos DOLs, detectados através da metodologia adotada neste trabalho, estiveram associados, pelo menos moderadamente, à atividade convectiva. Na figura 4.12a-e, valores baixos de ROLE são encontrados na área de atuação da ZCIT, onde predomina a propagação de nebulosidade profunda (tons de verde escuros). O contrário é notado na região influenciada fortemente pela ASAS, onde a nebulosidade se apresenta de forma esparsa e rasa (tons de verde mais claros).

Em relação à região de atuação dos DOLs, foi possível identificar um alongamento de valores mais baixos de ROLE desde o RN até o nordeste de AL, conforme mostra a figura 4.12c, relativa ao dia +1. A ausência de um esperado “rastros” das ondas de leste no campo de ROLE pode ser explicada pelo fato da nebulosidade associada a estas normalmente se tornar mais convectiva à medida que interage com fatores locais, tais como sistemas de brisa e influência da barreira topográfica imposta pela costa, reafirmando os resultados de Mota (1997). De fato, a análise por imagens de satélite sugeriu que os DOLs que avançam pelo ATS, desde a África, têm sua nebulosidade significativamente reduzida ao atravessarem a região da ASAS, voltando a aumentar a quantidade de nuvens mais uma vez ao alcançarem longitudes mais próximas do LNB, onde a influência do anticiclone é menor, dada a menor influência da camada de inversão (de temperatura e umidade) dos ventos alísios. Em outras palavras, a nebulosidade pode então se desenvolver mais livremente, uma vez que a subsidência torna-se mais fraca.

De fato, no outono/inverno austral, época chuvosa do LNB, a ASAS migra para sul, diminuindo então sua subsidência sobre o ATS, o que proporcionaria

melhores condições para a formação/propagação de aglomerados convectivos de leste nesta época do ano.

O campo de anomalia de ROLE evidencia a atuação dos DOLs, como expõe a coluna direita da figura 4.12. Este campo reproduziu fielmente a propagação das anomalias negativas de ROLE desde o dia -2 (figura 4.12f), situada em $\sim 24^{\circ}\text{W}-8^{\circ}\text{S}$, até o dia +1 (figura 4.12i), quando a anomalia já estava sobre o LNB desde o dia 0 (figura 4.12h). A anomalia foi se intensificando a cada dia, alcançando um mínimo de ROLE no dia 0 (figura 4.12h) e permanecendo até o dia +1 (figura 4.12i). Os DOLs se destacaram no domínio mostrado na figura 4.12f-j, uma vez que as anomalias são positivas ao redor da área de propagação dos distúrbios.

A anomalia de ROLE indica que, quando a convecção está ativa (inativa) no LNB, devido aos DOLs, existe significativa redução (aumento) de convecção da ZCIT sobre o oceano a sul (norte) do equador e redução também sobre o continente, sobre o centro-leste da Amazônia.

Figura 4.12 – Composição de ROLE (W m^{-2}) entre o dia -2 e +2 (a-e) e anomalias desta variável para o mesmo período (f-j). Fonte: ERAIN.

4.2.1.4 – Precipitação

As composições de precipitação obtidas através dos dados do GPCP e do TRMM representaram de forma satisfatória o caminho percorrido pelas ondas de leste sobre o ATS. O acumulado médio de chuva chegou a 12 mm dia^{-1} na data principal de atuação dos DOLs (dia 0) sobre o núcleo de máximo junto à costa leste do Nordeste (figura 4.13h), segundo o TRMM. Os dados do GPCP, apenas para os DOLs observados entre 2006 e 2009, resultaram numa média de 10 mm dia^{-1} no centro máximo de chuva (figura 4.13c). Esses dois conjuntos de dados dispõem a chuva espacialmente de maneira muito parecida e, a diferença na quantidade de chuva, apesar dos períodos não serem iguais, foi de poucos milímetros. O litoral e a Zona da Mata de PE, da PB e do RN foram as áreas mais afetadas pela chuva, observada em praticamente todos os dias compostos, o que sugere que as ondas de leste não são os únicos sistemas produzindo precipitação observada sobre o LNB.

A contribuição dos DOLs no volume de chuva sobre o Agreste alcançou até 4 mm dia^{-1} , tanto no dia 0, quanto no dia +1, segundo os dados do TRMM (figura 4.13h-i), sendo o dobro no GPCP (figura 4.13c-d). O Estado de SE e o leste da BA foram as regiões com menor taxa de precipitação associada aos DOLs. O volume de precipitação em SE e sobre o Litoral Norte e Recôncavo baiano chegou a $4\text{-}5 \text{ mm.dia}^{-1}$, no máximo, de acordo com ambos os conjuntos de dados, ressaltando que estas áreas foram aquelas menos atingidas pelos DOLs, conforme a análise por satélite e o próprio exame visual da propagação de cavados e núcleos de VRN.

O TRMM ainda revelou um possível “rastros” das EFs ou SFs na altura do Litoral Sul da BA, conforme as composições dos dias +1 e +2 (figura 4.13i-j). Há até mesmo um máximo de chuva no Recôncavo Baiano no dia +2 (figura 4.13j). Além disso, o TRMM mostra a continuidade da chuva sobre o litoral do Nordeste em todos os dias compostos.

Figura 4.13 – Composição de Precipitação (mm dia⁻¹) entre o dia -2 e +2 para o GPCP (a-e) e TRMM (f-j).

O campo de chuva média associada a cada DOL foi confeccionado para mostrar, de maneira geral, o potencial médio de precipitação de cada evento ao longo das 5 estações chuvosas consideradas. É preciso lembrar que os DOLs provocaram cerca de 2,6 dias de chuva por evento (tabela 2), relativamente, com pouco desvio: de 1,5 a 3,8 dias. O dado de precipitação do GPCP mostra mais chuva sobre o continente, se comparado ao dado ao TRMM, o que pode ser explicado pela resolução horizontal mais grosseira (1°) do GPCP do que do TRMM ($0,25^\circ$). Em relação à quantidade de chuva, cada DOL provocou em torno de 16 a 20 mm de precipitação entre o litoral de PE e o leste do RN, segundo ambos os dados (figura 4.14). O TRMM especificou melhor espacialmente a trajetória comum aos DOLs, com uma orientação nordeste-sudoeste (figura 4.14b).

Figura 4.14 – Composições da precipitação média oriunda de cada DOL (mm/DOL) de acordo com o (a) GPCP (94 DOLs) e o (b) TRMM (116 DOLs).

A razão entre a precipitação associada aos DOLs e a chuva média total dos períodos chuvosos, 2006 a 2009 para o GPCP e 2006 a 2010 para o TRMM, foi construída com o objetivo de entender a contribuição das ondas de leste sobre o total médio de chuva observado no LNB (figura 4.15).

Concluiu-se que os DOLs são responsáveis por 70% ou mais da chuva na quadra chuvosa da área que vai do Litoral Norte de AL ao leste do RN, de acordo com o TRMM (figura 4.15b) e o GPCP (figura 4.15a). Ainda segundo os dois conjuntos de dados, a precipitação associada aos DOLs representou 60% do

acumulado médio que se registrou normalmente entre a Zona da Mata de AL e o Agreste oriental do RN. Entre SE e as demais áreas do RN, os DOLs estiveram ligados a, pelo menos, metade da chuva para a época do ano.

A contribuição dos DOLs não foi significativa para latitudes mais ao sul, ou seja, o leste da Bahia.

Figura 4.15 – Razão entre as composições da precipitação de cada DOL e a precipitação total (%) média nos períodos chuvosos entre 2006 e 2009 conforme o (a) GPCP e entre 2006 e 2010 conforme o (b) TRMM.

4.2.2 – Estrutura Vertical dos Eventos

Para visualizar a estrutura vertical associada à passagem de DOLs, foram construídas seções verticais das seguintes variáveis meteorológicas: vorticidade relativa (positiva e negativa), pseudo-velocidade vertical (omega), umidade relativa e temperatura potencial equivalente. Todas as seções foram feitas entre as longitudes de 0 e 40°W, abrangendo a longitude de 35°W (que separa o LNB e o ATS) ao longo de três latitudes-chaves: 5, 9 e 13°S, próximas às cidades de Natal/RN, Maceió/AL e Salvador/BA, respectivamente. Esta escolha se deve às considerações de intensidade e áreas do LNB normalmente afetadas pelos DOLs já pesquisadas por alguns autores, que notaram diminuição do número de eventos, assim como enfraquecimento destes, de norte para sul (YAMAZAKI, 1975; CHOU, 1990; ESPINOZA, 1996; MOTA, 1997).

4.2.2.1 – Seção Vertical de Vorticidade Relativa e Umidade Relativa

Importantes na observação da profundidade dos vórtices, composições de seções verticais de VR (SVR) foram construídas juntamente com a umidade relativa (SUR). Esse campo permite analisar a disponibilidade de vapor d'água na atmosfera, fornecendo uma estimativa da altura da camada de inversão dos alísios ao longo da latitude selecionada.

As SVRs mostraram bem a vorticidade ciclônica em baixos níveis da atmosfera, no corte longitudinal na latitude de 5°S, com a intensificação de um núcleo de VRN no dia 0 nas proximidades do LNB (~35°W; figura 4.16c, linhas tracejadas). De maneira geral, esse centro de VRN mínima atingiu até 700 hPa nessa mesma posição longitudinal. As demais variáveis seguiram esta tendência em baixos níveis. Próximo de 35°N, a UR superou 70% entre a superfície e 600 hPa em todos os dias compostos com área de máximo maior no dia 0 (figura 4.16c, área sombreada). Apesar de a umidade relativa manter-se relativamente alta no interior do Nordeste (~40°W) na camada mais baixa, a VR e também a velocidade vertical (omega na figura 4.19) apresentam sinais opostos, ou seja, movimentos de ar predominantemente descendentes e vorticidade anticiclônica, algo que também ocorre sobre o mar, a leste de 25°W (figuras 4.16-21). Isso mostra que a camada sob atuação dos DOLs é ampla na vertical, mas bastante limitada longitudinalmente.

Na latitude de 9°S a estrutura atmosférica é similar à descrita para 5°S. A maior diferença se encontra na magnitude das variáveis, que tende a ser maior, ou seja, perfil ciclônico/úmido mais intenso em baixos níveis e mais anticiclônico/seco em altos níveis. Em 9°S esses máximos estiveram em fase no dia 0 em baixos níveis (figura 4.17c), nos centros de VR e UR mais deslocados para oeste nos demais dias (figura 4.17d-e), o que não aconteceu em 5°S, quando as variáveis estiveram em fase em todos os dias compostos, pelo menos em baixos níveis. Um segundo núcleo de vorticidade ciclônica no dia +2 (figuras 4.17e) entre 800 e 700 hPa, longitudes de 25 e 30°W, é indício da aproximação de um novo DOL, pois exatamente entre estes níveis se notou o avanço dos núcleos de VRN nos campos horizontais.

À medida que a latitude aumenta, o núcleo de VRN torna-se mais fraco e menos profundo (figura 4.18), estando deslocado para oeste em 13°S se comparado

à 9°S. No entanto, ressalta-se que a costa do LNB está situada em quase 40°W, nesta latitude, indicando que o relevo tem papel importante na evolução dos sistemas meteorológicos que atuam na região, isto é, tende a intensificar o giro ciclônico do vento em baixos níveis, forçando movimentos ascendentes do ar e distribuindo a umidade na coluna de ar. Outro fato interessante nesta latitude é uma extensa faixa de VRN sobre o ATS, sobretudo em 700 hPa, a partir de 25°W, alongando-se em direção a longitudes menores (África; figura 4.18). Essa área de VRN está possivelmente associada à passagem de frentes frias naquela latitude. Uma combinação de instabilidade tanto barotrópica quanto baroclínica está, de fato, normalmente associada a eventos de DOLs africanos (GRIST, 2002). Nas LC, inclusive, notou-se que o cavado (no escoamento de leste) estava de certa forma conectado a um segundo cavado, mais a sul, embebido no escoamento de oeste (cavado frontal). A SVR na latitude de 9°S, no entanto, mostrou maior propagação do núcleo de VRN sobre o continente.

Sabe-se que a costa entre o litoral de AL e da PB é mais afetada pelas chuvas sobre o LNB a cada ano. Esta área se encontra disposta geograficamente de tal forma que, tanto os DOLs que se formam por conta da proximidade da ZCIT, quanto por decorrência da passagem de frentes frias, ou mesmo por cavados disparados na circulação da ASAS, acabam por afetá-la. Foi exatamente no corte na latitude representativa dessa área (9°S), que a anomalia de UR foi mais intensa (figura 4.17f-j). A anomalia de VR esteve em fase com a UR anômala positiva, indicando que a circulação estava mais anticiclônica acima de 900 hPa e mais ciclônica abaixo deste nível. Os centros se deslocaram para oeste entre os dias -2 e 0 (figura 4.17f-h). A anomalia positiva de UR mostra que, na passagem dos DOLs, a umidade relativa aumenta. Em 9°S, na camada entre 900 e 500 hPa e longitude de 25°W ocorreu esse aumento já no dia -2, que depois esteve centrado em ~29°W (dia -1), alcançando o LNB no dia 0.

O sinal de anomalia de vorticidade em 5S (figura 4.16f-j) foi oposto àquele predominante acima de 900 hPa em 9°S (figura 4.17, coluna direita), isto é, anomalia negativa de vorticidade, estrutura vertical típica dos DOLs, pelo menos no HN (REED et al., 1977). A UR também esteve em fase com o núcleo anômalo de VR, se propagando entre o dia -1, de ~31°W em 850 hPa (figura 4.16g) para o LNB no dia 0 na camada de 900 a 500 hPa (figura 4.16h). Os campos de anomalia não indicam

características típicas de perturbações associadas a DOLs na latitude de 13°S (figura 4.18f-j).

Figura 4.16 – Composição das seções verticais de UR (sombreado; %) e VR (linhas; $1 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$) na camada de 1000 a 200 hPa, latitude de 5°S e faixa longitudinal compreendida entre 0 e 40°W para os dias de -2 a $+2$ (a-e) e composição das anomalias destas seções para os dias de -2 a $+2$ (f-j).

Figura 4.17 – Como no caso da figura 4.16, mas para a latitude de 9°S.

Figura 4.18 – Como no caso da figura 4.16, mas para a latitude de 13°S.

4.2.2.2 – *Seção Vertical de Vento e Pseudo-velocidade Vertical (omega)*

Assim como para a vorticidade e umidade relativa, foram construídas seções verticais do vento horizontal e da pseudo-velocidade vertical (omega). Essas seções mostraram mais claramente o estado do vento na passagem das perturbações ondulatórias (RIEHL, 1979; HALL, 1989), principalmente se estas são rasas, podendo não ser detectadas apenas em determinados níveis. As seções de velocidade vertical (SVV) ilustraram a intensidade e regiões de movimentos ascendentes e descendentes.

Os cortes foram feitos de 1000 e 200 hPa, nas mesmas latitudes anteriores (5, 9 e 13°S), só que entre as longitudes de 10 e 60°W.

Em altos níveis, a circulação pouco varia nos dias compostos, estando predominantemente ciclônica próximo de 200 hPa em 5°S (figura 4.19, coluna esquerda) e entre 400 e 300hPa na latitude 9°S (figura 4.20a-e). Em 13°S o vento se apresenta zonal e de oeste, situação predominante nas demais seções (figura 4.21a-e). Os níveis médios foram caracterizados pelo escoamento de leste em todos os cortes, só que com algumas particularidades em 13°S (camada entre 700 e 500 hPa) onde, sobre o mar, a circulação era ciclônica, mudando para anticiclônica na longitude referente à costa (40°W, neste caso). Essa diferença em relação às latitudes mais tropicais pode explicar, em parte, os poucos casos de DOLs observados no período estudado sobre o leste da BA (seção 4.2.2.1).

Em níveis mais baixos o vento soprou de leste em todos os dias compostos, apresentando o deslocamento de um cavado entre 700-600 hPa nas latitudes de 5 e 9°S (figuras 4.19-20a-e). No dia -2 em 9°S (figura 4.20a), o eixo desse cavado se encontra por volta de 27°W, movendo-se para ~31°W no dia -1 (figura 4.20b), quando estava menos intenso. No dia 0 esta onda pode ser vista mais claramente em 5°S (figura 4.19c), com eixo próximo a 33°W e confluência do vento em sua vanguarda, sobretudo abaixo do nível de 700 hPa. Em 9°S (figura 4.20c) ainda se nota a confluência do vento, um pouco acima de 700 hPa, mas o cavado já não é tão visível. Nesse mesmo corte, um outro cavado está presente entre 10 e 20°W, na

camada 700-600hPa. Nos dias +1 e +2 esse segundo cavado se propaga para oeste, indicando a chegada de um novo DOL (figuras 4.20d-e), uma vez que esses sistemas tiveram um período de passagem que variou de 3 a 7 dias. A seção em 13°S não caracterizou escoamento que indique a passagem de ondas de leste, apesar do escoamento de leste em baixos níveis também favorecer a convergência do fluxo de umidade do ATS para a costa da BA. A circulação de alta pressão já em baixos níveis (700 hPa; figura 4.21, coluna esquerda) e a mudança da direção do vento de leste para oeste a partir de ~500 hPa sugerem um ambiente desfavorável à propagação de DOLs.

A mudança da direção do vento (sobretudo entre 1000 e 900hPa), formando um cavado na costa do LNB, pôde ser observada em todas as composições (figuras 4.19-21a-e). Isso mostra que no LNB, pelo menos entre abril e julho, nos níveis mais baixos da troposfera, existem condições que podem favorecer a intensificação dos sistemas precipitantes que avancem, uma vez que a circulação é ciclônica, os movimentos verticais ascendentes e existe grande disponibilidade de umidade. A análise das imagens de satélite evidenciou que os DOLs que se propagam pelo ATS se intensificam, ou alcançam seu máximo convectivo, praticamente já sobre o continente.

De maneira geral, o cavado se inclinou na vertical para oeste entre 700 e 500 hPa [aproximando-se dos resultados obtidos por Hall (1989)], praticamente não existindo acima desta camada. Abaixo dela, a circulação ciclônica observada foi fraca. Ainda assim, a inclinação, mesmo que leve, foi para leste, mas não se nota uma propagação do cavado como em 700-500 hPa.

Em relação ao movimento vertical, o mínimo (relativo ao máximo de movimentos ascendentes do ar) foi observado no dia 0 em todas as latitudes escolhidas, sobretudo na camada 900-800hPa com $-0,12 \text{ Pa s}^{-1}$ em 5°S, permanecendo negativa em toda a coluna vertical, incluindo os altos níveis (figura 4.19a-e), mas sem propagação aparente entre os dias compostos.

No corte na latitude de 9S, o núcleo mínimo de VV chegou a $-0,16 \text{ Pa s}^{-1}$, sugerindo movimentos ascendentes ainda mais fortes que os observados em 5°S, na posição de ~36°W, também se estendendo até altos níveis (figura 4.20a-e). Movimento descendente (VV positiva) é observado a oeste, no interior do Nordeste (~42°W), com núcleos de subsidência sobretudo na camada mais baixa da troposfera em todos os dias compostos. O núcleo negativo permaneceu

estacionário, aumentando sua extensão vertical no dia 0 (figura 4.20c) próximo a 35°W.

Na latitude de 13°S, tanto a magnitude quanto a disposição dos movimentos verticais apresentaram-se menos intensos que nas demais latitudes (figura 4.21a-e). Os movimentos ascendentes atingiram, no máximo, 700 hPa e o mínimo chegou a -0,12 Pa s⁻¹ em 38°W, longitude de referência para esse setor do LNB (figura 4.21c). Movimentos descendentes foram observados a oeste, a partir de 42°W, ocupando uma extensão zonal maior quando comparada às demais latitudes.

Em suma, as SVVs mostraram movimentos predominantemente ascendentes sobre o LNB em todos os dias compostos, sem uma propagação característica para oeste, mas com intensificação entre os dias -2 e -1, atingindo máximo no dia 0 e decaindo entre os dias +1 e +2 (figuras 4.19-21, a-e).

Nas composições de anomalia de VV, revelou-se a propagação dos núcleos negativos de velocidade vertical, tanto no corte de 5 como no de 9°S. O mínimo de VV estava presente nas proximidades de 700 hPa, próximo de ~22°W, no dia -2 (figura 4.19f), intensificando-se ao deslocar-se para ~29°W no dia -1 (figura 4.19g), apresentando anomalia ainda mais negativa no dia do evento (dia 0; figura 4.19h). Nos dois últimos dias compostos observou-se um decaimento muito rápido dessa anomalia.

O corte em 9°S mostrou uma propagação semelhante do núcleo de VV, sobretudo na camada 900-700 hPa: ~27°W no dia -2 (figura 4.20f), ~30°W no dia -1 (figura 4.20g) e ~35°W no dia 0 (figura 4.20h), decaindo rapidamente a partir do dia +1 (figura 4.20i). As anomalias em 13°S foram mais fracas e o núcleo de VV negativo apareceu apenas no dia 0 (figura 4.21a-e).

Identificação dos DOLs e Composições

Figura 4.19 – Composição das seções verticais de VV (sombreado; Pas^{-1}) e LC na camada de 1000 a 200 hPa, latitude de 5°S e faixa longitudinal compreendida entre 10 e 60°W para os dias de -2 a +2 (a-e) e composição das anomalias destas seções para os dias de -2 a +2 (f-j).

Identificação dos DOLs e Composições

Figura 4.20 – Como no caso da figura 4.19, mas para a latitude de 9°S.

Figura 4.21 – Como no caso da figura 4.19, mas para a latitude de 13°S.

5 – Simulações com o RegCM3 e Identificação objetiva de DOLs

5.1 – Simulação de Eventos de DOLs

5.1.1 – Análise Sinótica dos Casos de 21-25 de Maio de 2006

Entre os dias 21 e 25 de maio de 2006, dois DOLs atingiram o LNB, provocando chuvas intensas entre o RN e o nordeste da BA. O primeiro DOL (D1) alcançou o LNB na noite do dia 21, provocando chuvas especialmente entre o leste do RN e de PE. Um segundo episódio de DOL (D2), mais intenso que o primeiro, provocou chuvas fortes entre o RN e o nordeste da BA, com chuvas mais fortes registradas entre o litoral sul de PE e o nordeste de SE. Pormenores da caracterização dos dois eventos encontram-se em Pontes da Silva et al. (2010a).

A figura 5.1 mostra o acumulado de precipitação registrado no período de 22 a 24 de maio de 2006, de acordo com o GPCP.

Figura 5.1: Precipitação acumulada (mm) válida para o período entre os dias 22 e 24 de maio de 2006 de acordo com a análise do GPCP. Fonte: Pontes da Silva et al. (2010a).

Os valores mais altos de precipitação na análise do GPCP (figura 5.1) encontram-se na região de atuação da ZCIT e no leste do nordeste, entre o litoral sul do RN e o litoral de PE, com chuva de até 100 mm acumulada em três dias. O padrão espacial do campo de precipitação ainda evidenciou o deslocamento dos dois DOLs, o que pode ser confirmado através das imagens de satélite (figura 5.2).

A imagem do satélite MET-7 (canal infravermelho) do dia 22 de maio de 2006, as 00 UTC (figura 5.2a), mostra o aparecimento de nebulosidade convectiva (nuvens do tipo *Cb*) no ATS a leste/nordeste do LNB. Essa atividade convectiva se intensificou, atingindo o LNB nas horas seguintes (figura 5.2b). Esse foi o primeiro dos dois eventos de DOLs (D1), e se propagou pelo norte do Nordeste, somando sua nebulosidade à da ZCIT e àquela presente no norte da Amazônia no dia 24 (figura 5.4b). Nas imagens de satélite do dia 22, já era possível observar a existência de nuvens baixas e médias (além de pequenos núcleos de *Cb*) decorrentes da propagação de um segundo DOL (D2) centrado em $\sim 7^{\circ}\text{S}/18^{\circ}\text{W}$ no ATS (figura 5.2 - elipses).

Figura 5.2: Recortes das imagens do satélite MET7 do dia 22 de maio de 2006 as 00 (a) e as 06 UTC (b) no canal infravermelho. As setas (elipses) indicam a nebulosidade associada ao D1(D2). Fonte: Pontes da Silva et al. (2010a).

As LC, VRN e SVV permitiram discutir os mecanismos associados aos DOLs. Os campos dessas variáveis, no horário das 06 UTC do dia 22 de maio de 2006, estão na figura 5.3.

Figura 5.3: Vorticidade relativa negativa ($1 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$) e linhas de corrente em 850 (a) e 700 hPa (b) e seção vertical omega (Pa s^{-1}) na latitude de 6S (c) para as 06 UTC do dia 22 de maio de 2006. Fonte: ERAIN.

No nível de 1000 hPa, as LC mostram escoamento ciclônico atuando a leste do LNB (cavado com orientação N-S), com uma área de confluência dos ventos entre o litoral de PE e o RN, o que sugere convergência naquele local. Em 850 hPa, o campo de VR mostra uma área com vorticidade relativa negativa na região do cavado que se estende meridionalmente, entre 1°N e 6°S , a leste do LNB, apresentando o sinal mais forte do D1 (figura 5.3a). Em 700 hPa, esse mesmo campo ainda mostra o núcleo de vorticidade e o cavado, só que menos intensos e deslocados para norte (figura 5.3b). Mais acima, em 500 hPa (figura não mostrada), o campo de LC apresentou uma circulação ciclônica numa região entre duas cristas, onde o DOL estava atuando, conforme imagem de satélite daquele horário. As LC em altos níveis (200 hPa) (figura não mostrada) também apresentaram um cavado, só que se deslocando para leste com uma área de confluência dos ventos em sua vanguarda, fator que pode ter contribuído na desintensificação e redução da propagação mais continental do D1, uma vez que geraria movimentos descendentes, enfraquecendo então este sistema.

Nos níveis baixos e médios também se identificam perturbações associadas ao D2, como o cavado e confluência dos ventos na sua retaguarda em 700 hPa

(figura 5.3b). O D2 ainda não estava intenso na figura 5.3 devido à confluência do vento observada em altos níveis, que inibiu maior atividade convectiva.

A passagem de um sistema frontal no ATS alguns dias antes, cuja extremidade atingiu o LNB (entre os dias 15 e 20), perturbou os ventos alísios de sudeste de tal maneira que estes acabaram por confluir com os ventos de sul da alta pós-frontal que acompanhava aquele sistema, sendo que ambos estavam intensos nas horas precedentes à intensificação do D1 (figuras não mostradas), fortalecendo o transporte de umidade do oceano para o LNB. Esses fatores contribuíram na formação e intensificação do D1, que avançou pelo continente, provocando chuvas no norte do Nordeste e região Norte (neste caso, com sua nebulosidade já acoplada à da ZCIT).

A seção de omega na latitude de 6S (figura 5.3c), para 06 UTC do dia 22 de maio de 2006, mostrou movimentos predominantemente ascendentes, entre 35 e 31°W, na região de maior atividade convectiva do D1. Os núcleos de omega mais intensos são observados nas camadas 800-600 hPa e 350-200 hPa, o que significa que os baixos e altos níveis indicaram maior atividade do D1. Também nota-se um núcleo de omega negativo nas proximidades de 20W, entre 900 e 800 hPa associado ao D2. Movimentos descendentes intensos podem ser vistos entre 5 e 10°W, área mais próxima à Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS).

A imagem do satélite MET-7 do dia 23 de maio de 2006 às 06 UTC (figura 5.4), mostra a intensificação do D2 no ATS, a leste do LNB, que já era visível nas imagens do dia 20 (não mostradas), mas constituído de nuvens com fraco desenvolvimento vertical. O D1 continua se deslocando mais próximo à ZCIT, influenciando o tempo no norte do Nordeste (figura 5.4 - indicado pelas setas). O segundo distúrbio (D2) finalmente alcança o LNB, conforme imagem do dia 24 de maio de 2006 às 00 UTC (figura 5.4b). Diferente do D1, esse distúrbio não adentrou muito no continente, se dissipando entre a noite do dia 24 e início do dia 25 (figuras não apresentadas). Essa diferença pode ser explicada pela falta de associação do D2 com a ZCIT e também por sua trajetória continental após atingir o LNB, o que não aconteceu com o D1, uma vez que se propagou (em parte) ainda sobre o ATS, a norte do Nordeste, tendo então maior suprimento de umidade, não observado no D2. Em ambas as imagens de satélite é notada a presença da ZCIT e a persistente nebulosidade baixa, decorrente da circulação da ASAS.

Figura 5.4: Recortes das imagens do satélite MET7 das 06 UTC do dia 23 (a) e as 00 UTC do dia 24 (b) de maio de 2006 no canal infravermelho. As setas (elipses) indicam a nebulosidade associada ao D1(D2). Fonte: Pontes da Silva et al. (2010a).

Analisando a circulação referente às 00 UTC do dia 24 de maio de 2006, notou-se nas LC do nível de 1000 hPa um cavado sobre o LNB (figura não mostrada), estando os ventos alísios de sudeste mais intensos no ATS, fator que contribuiu no transporte de umidade para o LNB. No nível de 850 hPa, o campo de VR mostra o sinal do D2 mais intenso do que em 1000 hPa (figura 5.5a), permitindo seguir a propagação do cavado associado ao D2 pelo menos desde o dia 23, quando ocorreu sua intensificação. O núcleo de VR associado ao D2 já era evidente antes mesmo da onda ser identificada por imagens de satélite, ou seja, antes do desenvolvimento de convecção. Em 700 hPa, também é possível identificar esse núcleo de VR ciclônica e o cavado, só que menos intensos e deslocados para norte (figura 5.5b) em relação a 850 hPa, como ocorreria no D1. Em níveis médios (500 hPa – figura não mostrada), as LC mostram confluência do vento na área de atuação do D2 e uma ampla área de circulação predominantemente anticiclônica (crista) a sul desta, indicando, portanto, condições para a geração de movimentos ascendentes em médios níveis. Em 200 hPa (figura não mostrada) a circulação é anticiclônica no nordeste do Nordeste, lançando um ramo difluente dos ventos na região de atuação do D2, o que reforça os movimentos verticais ascendentes naquela área, uma vez que havia confluência nos níveis inferiores. A dissipação do D2 ocorreu, sobretudo, devido à desintensificação dos cavados em baixos níveis.

Figura 5.5: Como na figura 5.3, mas para as 00 UTC do dia 24 de maio de 2006, com corte da seção omega em 8°S. Fonte: ERAIN.

A seção vertical omega na latitude de 8S as 00 UTC do dia 24 de maio de 2006 (figura 5.5c), mostra movimentos ascendentes na área afetada pelo D2 (entre 35 e 30°W). O núcleo de omega negativo mais intenso situa-se na camada 900-700 hPa, o que indica que os processos mais importantes para a intensificação do D2 ocorreram em baixos níveis.

Um resumo da análise sinótica para o horário de máxima atividade dos distúrbios pode ser visto na tabela 4.

Tabela 4 – Resumo das condições sinóticas observadas nos eventos D1 e D2. cv, cf, df e VR representam, respectivamente, cavado, confluência do vento, difluência do vento e centros de vorticidade relativa negativa. Pontes da Silva et al. (2010a).

Evento/Nível (hPa)	200	500	700	850	1000
D1 (06 UTC – 22/05/2006)	cf	cv	cv/VR	cv/VR	cv/cf
D2 (00 UTC – 24/05/2006)	df	cf	cv/VR	cv/VR	cv

A análise sinótica mostrou que os dois DOLs estudados apresentaram sinal mais forte em baixos níveis, especialmente entre 850 e 700 hPa. O evento D1 esteve associado à passagem de um sistema frontal ao longo dos 7 dias precedentes ao DOL pelo LNB, o qual perturbou os ventos Alísios de sudeste que, aliados aos ventos de sul da alta pós-frontal, atuaram no transporte de umidade para o Nordeste brasileiro. O D1 cruzou o norte do Nordeste, se acoplando à ZCIT e à

convecção sobre o continente. O segundo evento (D2) já era observado no centro do ATS no dia 20 de maio de 2006. Este DOL se propagou para oeste, atingindo o LNB quatro dias depois. O cavado associado a esta onda foi mais intenso em 700 hPa, se deslocando para níveis mais baixos à medida que se aproximava do LNB.

5.1.2 – Simulações com o RegCM3

Concluída a análise sinótica, a habilidade do RegCM3 no modo de simulação de tempo foi então avaliada. Foram realizados quatro experimentos, sendo utilizados como condições iniciais e de fronteira os dados de umidade relativa, altura geopotencial, temperatura e vento horizontal da reanálise ERA-Interim. As simulações diferem na utilização de dois diferentes esquemas de parametrização de precipitação convectiva (Grell e MIT-Emanuel) e ambas foram iniciadas às 00 UTC do dia 20 (G-20 e E-20). Dessa forma, as letras 'G' (Grell) e 'E' (Emanuel) indicam o esquema de convecção e o número 20, a data inicial da simulação, sendo as 00 UTC de 1º de junho do mesmo ano, a data final. A resolução horizontal adotada foi de 40 km, com 23 níveis verticais, no mesmo domínio da figura 3.1. Os dados de precipitação do GPCP foram utilizados na validação da chuva simulada. Maiores detalhes destas simulações podem ser encontrados em Pontes da Silva et al. (2010b).

A figura 5.6 mostra o total de precipitação entre os dias 22 e 24 de maio de 2006 das simulações G-20 e E-20, que pode ser comparado com o GPCP na figura 5.1.

Figura 5.6: Precipitação acumulada (mm), válida para o período de 22 a 24 de maio de 2006 de acordo com as simulações G-20 (a) e E-20 (b). Fonte: Pontes da Silva et al. (2010b).

Na simulação G-20 (figura 5.6a), o padrão espacial de precipitação é similar àquele da análise do GPCP (figura 5.1), isto é, nota-se a área de chuvas associada à passagem dos DOLs, assim como a precipitação relativa à ZCIT e a ausência de chuva no centro-sul do Nordeste e no oceano, na área de atuação da ASAS. Em relação à intensidade da chuva, a simulação G-20 se aproxima do GPCP. No entanto, a G-20 superestima a chuva na área de atuação da ZCIT próxima à África e na porção do ATS ao norte do nordeste. Há superestimativa da precipitação entre o Maranhão e as Guianas na simulação E-20 (figura 5.6b) se comparada ao GPCP (figura 5.1). O padrão espacial mostra a chuva ocupando quase todo o domínio de simulação na E-20, inclusive nas áreas em que o GPCP mostra ausência da mesma. A E-20 simula melhor a banda da ZCIT próxima à África e também nota-se o “rastros” dos DOLs entre 4-7°S e 35-10°W. Ambos os experimentos não representaram a ausência de chuva no nordeste do Centro-Oeste do Brasil, assim como em Tocantins.

No nível de 1000 hPa (figura não mostrada), as LC correspondentes as 06 UTC do dia 22 de maio de 2006 (evento D1) mostram um escoamento ciclônico a leste do LNB (cavado) na reanálise da ERAIN, com uma área de confluência dos ventos entre o litoral de PE e o RN. Tal confluência é mais evidente na simulação G-20. Em 500 hPa (figura não mostrada), esse mesmo campo indica circulação ciclônica na região entre duas cristas, onde o DOL estava atuando, o que foi simulado em ambos os experimentos, porém deslocada para leste na E-20. Em altos

níveis (200 hPa), as simulações deslocaram a área de confluência observada na ERAIN sobre o D1 para leste.

A figura 5.7 mostra a VR em 850 e 700 hPa de acordo com as simulações G-20 (figura 5.7a-b) e E-20 (figura 5.7c-d) para as 06 UTC do dia 22 de maio de 2006, que podem ser comparadas com a ERAIN na figura 5.3a-b.

Figura 5.7: Vorticidade relativa negativa ($1 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$) e linhas de corrente em 850 e 700 hPa para as 06 UTC do dia 22 de maio de 2006 simuladas pela G-20 (a e c) e E-20 (b e d).

Em 850 hPa, de acordo com a ERAIN, a vorticidade relativa ciclônica ocupa a região de cavado que se estende meridionalmente de aproximadamente 1°N a 6°S , a leste do LNB, apresentando o sinal mais forte do D1 (figura 5.3a). Em 700 hPa, são evidentes tanto o núcleo de vorticidade negativa quanto o cavado, só que menos intensos, além de deslocados para norte (figura 5.3b).

De modo geral, a simulação G-20 aproxima-se mais da ERAIN, enquanto que a E-20 desloca o escoamento para leste em praticamente todos os níveis. No entanto, o sinal de VR do D1 é evidente (mesmo que fraco) nesta última simulação nos níveis de 850 e 700 hPa, o que não ocorre na simulação G-20 (comparar figuras

5.7a-b e 5.7c-d). Outros núcleos de VR, como o do Recôncavo Baiano e aquele a leste do núcleo associado ao D1, são representados por ambas as simulações. Esse deslocamento para leste poderia afetar a quantidade de precipitação simulada, deixando-a mais afastada do LNB. No entanto, não isso não ocorreu, conforme discutido na figura 5.6.

A seção vertical de omega na latitude de 6S, para as 06 UTC do dia 22 de maio de 2006 está na figura 5.8.

A simulação G-20 mostra um núcleo de movimentos ascendentes entre 900 e 600 hPa (figura 5.8a), o que condiz com a ERAIN (figura 5.3c). No entanto, este núcleo está deslocado para leste (entre 32 e 33°W). A simulação E-20 apresenta apenas uma célula de movimentos ascendentes em baixos níveis, próximo a 35°W (figura 5.8b), mais intenso que na G-20. Ainda na E-20, um núcleo ascendente mais intenso e extenso simulado entre 12 e 21°W, na camada de 950-850 hPa, está provavelmente associado ao D2.

Figura 5.8: Seções verticais omega em 6°S para as 06 UTC do dia 22 de maio de 2006 de acordo com a G-20 (a) e E-20 (b).

De acordo com o campo de LC (figuras não apresentadas), às 00 UTC do dia 24 de maio de 2006, no nível de 1000 hPa, os experimentos G-20 e E-20 corroboraram com a ERAIN, apontando a existência de um cavado sobre o LNB. Em níveis médios (500 hPa), as simulações G-20 e E-20 mostraram um cavado na área de confluência da ERAIN. As simulações indicam, portanto, condições para a geração de movimentos ascendentes em médios níveis. Em 200 hPa, a circulação é anticiclônica no nordeste do Nordeste, implicando em escoamento difluente na

região em que se encontrava o D2. A circulação também é anticiclônica nas simulações G-20 e E-20, porém, mais desorganizada se comparada à da ERAIN, que reproduziu um escoamento difluente na área de atuação do D2.

A figura 5.9 mostra o campo de VR das 00 UTC do dia 24 de maio de 2006 para 850 e 700 hPa das simulações G-20 (figura 5.9a-b) e E-20 (figura 5.7c-d), que podem ser comparadas com a ERAIN na figura 5.5a-b.

Figura 5.9: Como na figura 5.7, mas para as 00 UTC do dia 24 de maio de 2006.

O experimento G-20 (figuras 5.7a-b) reproduz os núcleos de vorticidade relativa negativa, observados na ERAIN em 850 e 700 hPa (figura 5.5) na posição do D2, e aproxima-se mais da ERAIN do que a E-20 (figura 5.9c,d), embora os cavados simulados sejam menos amplos. O cavado e a confluência em 700 hPa também estão presentes em ambas as simulações. No entanto, nota-se inclinação e comprimento horizontal noroeste-sudeste maiores do que na ERAIN. O escoamento em 850 hPa simulado difere da ERAIN, apresentando-se difluente (G-20) ou zonal (E-20) na área afetada pelo DOL.

Em síntese, as simulações com o RegCM3 apresentaram resultado comparável à ERAIN para o evento D2 em relação à circulação, na maioria dos níveis verticais. Contudo, não desenvolveram bem o cavado observado em 850 hPa e a confluência do vento em 700 hPa, assim como não posicionaram corretamente os núcleos negativos de VR associados, que estiveram muito intensos.

A seção vertical de omega na latitude de 8°S das 00 UTC do dia 24 de maio de 2006, é apresentada na figura 5.10. Núcleos ascendentes são identificados nas simulações G-20 e E-20. Na primeira, tais núcleos estão entre 29-30°W e 26-27°W (figura 5.10a), nas camadas baixas da troposfera. Na simulação E-20 há um núcleo negativo intenso entre 38-39°W e um segundo entre 35-36°W (figura 5.10c). Em suma, a simulação G-20 se aproximou mais da ERAIN, que mostra movimentos ascendentes na área afetada pelo D2 (entre 35 e 25°W; figura 5.5c).

Figura 5.10: Como na figura 5.8, mas na latitude em 8°S, as 00 UTC do dia 24 de maio de 2006.

Assim como a análise sinótica, ambas as simulações dos dois eventos de DOLs (D1 e D2) apresentaram um sinal mais claro desses sistemas (VR negativa e cavado nas LC) entre 850 e 700 hPa. Contudo, considerando-se também os movimentos ascendentes e a chuva, a simulação G-20 aproximou-se mais das análises do que a simulação E-20.

5.2 – Previsões Climáticas Sazonais com o RegCM3

As previsões sazonais climáticas realizadas com o RegCM3 foram avaliadas subjetivamente comparando-as com a previsão do COLA, com o fim de verificar a contribuição da redução de escala e mudança de parametrização convectiva. Depois

fez-se a comparação das previsões com a ERAIN. São apresentados aqui apenas os resultados obtidos para o vento em 700 hPa (nível que apresentou melhores sinais da atuação de DOLs) e chuva.

A figura 5.11 exibe a circulação média do vento em 700 hPa no período chuvoso do LNB entre 2006 e 2010. Observa-se que ao confrontar as previsões do COLA (figura 5.11c) com as do RegCM3 (figura 5.11b,d) com a reanálise (figura 5.11a), que o cavado no escoamento de leste posicionado a leste do LNB está mais próximo do continente na previsão do COLA. Essa aproximação do cavado de leste nas previsões do COLA muito provavelmente afetou a distribuição de precipitação sobre o continente, que é mais intensa e ocupa grande faixa sobre o Nordeste (figura 5.12c), quando a análise do TRMM aponta chuva mais fraca e mais restrita ao LNB (figura 5.12a).

A previsão do RegCM3 com parametrização de cúmulos do tipo MIT-Emanuel (RegE) apresentou um padrão semelhante ao previsto pelo COLA, com acumulado elevado em grande parte do Nordeste (figura 5.12d). Em relação à circulação nos ventos de leste, tanto a previsão RegE quanto a previsão com a parametrização de Grell (RegG) estiveram de acordo com a ERAIN (comparar figura 5.11a,b,d), ou seja, posicionam o cavado nos ventos de leste mais a leste (em ~15-20°W) do que o COLA. Abaixo de 10S, todas as previsões apresentaram um cavado nos ventos de oeste mais alongado para noroeste do que a reanálise (figura 5.11) e previram mais chuva do que o observado na região dos alísios de sudeste – área de atuação da ASAS (comparar figura 5.12a,b-d).

Nas previsões COLA e RegE, a chuva sobre o oceano assemelha-se mais ao TRMM, quando estes modelos posicionaram a região de chuva associada à atuação da ZCIT e DOLs do Atlântico Tropical Norte (figura 5.12c,d). A previsão RegG sobre o continente se aproximou mais do TRMM (figura 5.12b). Dessa forma, a RegG foi a melhor previsão, não só para o LNB, mas para o Nordeste como um todo. Esse resultado está de acordo com aquele encontrado por Machado (2007), que concluiu que a parametrização convectiva de Grell é mais apropriada, no caso do RegCM3, para as simulações na Região Nordeste.

Figura 5.11: Circulação média (LC) do período AMJJ entre 2006 e 2010 segundo (a) ERAIN, (b) RegG, (c) COLA e (d) RegE. Fonte: ERAIN (a), CPTEC/COLA (c).

Figura 5.12: Como na figura 5.11, mas para a precipitação (mm).

A avaliação objetiva das previsões sazonais foi feita através de dois índices objetivos: o viés ou *bias* (*b*), que indica o erro médio das previsões sazonais, e o erro médio quadrático (*rms*), que tem o mesmo objetivo do viés, mas com o diferencial de destacar valores extremos da série de erros.

A tabela 5 apresenta esses índices e a média de chuva (mm/dia), calculada nas áreas definidas na seção 3.5 e para as cinco estações chuvosas (2006 a 2010). De um modo geral, todas as previsões superestimaram a chuva da análise do TRMM. Para as áreas GER e LNB, a previsão RegG apresentou os menores *b* e *rms*. Para a região ORG, a previsão RegE foi melhor, afastando-se pouco do TRMM. Em relação à quantidade de precipitação nas demais áreas, o RegE apresenta maior

superestimava de chuva do que o CPTEC/COLA, ou seja, não melhorou a estimativa do CPTEC/COLA, principalmente no LNB.

Esses aspectos podem ser vistos também na figura 5.13, que mostra os maiores valores da chuva acumulada (mm) média para as cinco estações nas áreas GER e LNB para a previsão RegE (colunas azuis). Para a previsão RegG (colunas laranjas) os valores de chuva foram mais próximos do TRMM (colunas verdes) para estas mesmas áreas. Todas as previsões superestimaram os valores observados, sendo que essa superestimativa foi menor quando uma área maior foi considerada, como é o caso da área ORG. Houve subestimativa da chuva, mas com valores bem próximos do TRMM, no ano de 2010, na área LNB pela RegG e na área ORG pela RegE (figura 5.13e).

Tabela 5 – Chuva média (mm/dia) para cinco estações chuvosas (2006 a 2010), *b* (viés) e *rms* (raiz quadrada do erro médio quadrático) nas áreas definidas na seção 3.5.

GER	TRMM	COLA	RegG	RegE
média	2,3	4,4	4,1	6,0
<i>b</i>	-	2,0	1,7	3,7
<i>rms</i>	-	2,1	1,9	3,8

LNB	TRMM	COLA	RegG	RegE
média	3,2	8,0	5,7	9,4
<i>b</i>	-	4,8	2,5	6,1
<i>rms</i>	-	4,9	3,7	6,8

ORG	TRMM	COLA	RegG	RegE
média	1,5	3,3	3,2	2,2
<i>b</i>	-	1,8	1,7	0,8
<i>rms</i>	-	1,9	1,9	0,9

Figura 5.13: Média quadrimestral (AMJJ) de precipitação acumulada (mm) calculada nas áreas GER, LNB e ORG (ver figura 3.2 para localização dos subdomínios).

5.3 – Outros Métodos Para Identificar DOLs

Técnicas objetivas de identificação e rastreamento de sistemas meteorológicos têm sido aplicadas já há algum tempo (SINCLAIR, 1994; HODGES, 1995; SUGAHARA, 2005; REBOITA et al., 2005; REBOITA, 2008; KRÜGER, 2009; dos SANTOS e LIMA, 2009). Esses métodos propõem facilitar o estudo de situações atmosféricas e poupam tempo, tendo em vista a automatização que proporcionaria a detecção de um determinado sistema meteorológico, dentro de uma série de dados, sem a necessidade do pesquisador verificar dado a dado onde se encontrava ou não tal sistema (análise subjetiva).

Dessa forma, foi avaliado o potencial de utilizar técnicas objetivas visando identificar e então rastrear automaticamente os DOLs, neste estudo. Basicamente dois métodos foram avaliados: diagramas longitude versus tempo (Hovmöller –

análise subjetiva) e algoritmo que busca por mínimos de ROLE e vorticidade relativa (análise objetiva).

5.3.1 – Detecção dos DOLs via Gráficos do Tipo Hovmöller

Inicialmente foram construídos diagramas do tipo Hovmöller para a componente meridional do vento, em 850 e em 700 hPa, filtrada na banda de 2 a 10 dias, como sugerido por alguns autores (NGUYEN e DUVEL, 2008; SYLLA et al., 2009), por serem de grande auxílio na identificação subjetiva dos DOLs. Os cortes longitudinais foram feitos nas latitudes de 5, 9 e 13S, para todos os cinco anos de estudo. Neste caso (filtro de 2-10 dias), os resultados obtidos não foram muito satisfatórios, sobretudo para o corte em 13S. A identificação dos DOLs através dos diagramas foi validada comparando-os com as datas obtidas na análise subjetiva.

Apenas o corte em 5°S, no nível de 700 hPa permitiu identificar um número maior de DOLs. Em média, 52,3% dos DOLs puderam ser identificados pelos diagramas de Hovmöller, sendo que o desvio padrão de $\pm 9,9\%$ indica que, nos 5 anos considerados, essa técnica identificou entre 42,4 a 62,2% das ondas.

Calculou-se então a média da componente meridional do vento entre 1 e 10°S, ou seja, considerou-se as características médias do escoamento em uma faixa de latitude e não mais uma latitude específica. Além disto, utilizou-se um filtro do tipo 3 a 7 dias (mais condizente com os resultados obtidos subjetivamente, conforme a Tabela 1). Obteve-se, dessa forma, um resultado mais próximo à “climatologia” subjetiva no nível de 700 hPa. Em média, foram detectados 68,6% dos DOLs nos 5 períodos chuvosos avaliados. Levando-se em conta o desvio padrão de $\pm 9,9\%$, os diagramas identificaram entre 58,7 e 78,5% das ondas. A melhora nos resultados em relação ao uso do filtro de 2-10 dias e análise separada dos cortes em 5, 9 e 13°S pode ser explicada tanto pela média entre 1 e 10°S, quanto pela mudança do filtro para 3-7 dias. A média permite ver ondas que antes eram detectadas apenas em um ou mesmo em nenhum dos cortes do primeiro teste. A troca do filtro média móvel de 2-10 para 3-7 dias reduziu o sinal dos sistemas de intervalo diferente dos DOLs.

Através dos diagramas é possível estimar as características cinemáticas dos DOLs. Porém, tendo em vista o resultado obtido aqui, isto é, detecção de 68% das

ondas, calcularam-se essas características (velocidade de propagação e comprimento de onda médio) através da técnica de composição.

Se aplicada com maior rigidez, essa técnica poderia não ter sido mais eficaz na identificação dos DOLs. No presente estudo, a título de exemplo, o cavado não necessariamente tinha que ser visto propagando-se sobre a longitude de 35°W (extremo leste da costa leste do Nordeste) para ser contabilizado como uma onda de leste, mas sim deveria existir e se encontrar em suas proximidades. Da mesma forma, as datas não tinham que ser exatamente iguais às aquelas encontradas na análise subjetiva, porém, não poderiam estar muito longe destas. A figura 5.14 exibe a aplicação do diagrama Hovmöller para o ano de 2008, quando se alcançou o resultado mais próximo ao da análise subjetiva, ou seja, ~83% dos DOLs foram identificados. Na Figura 5.14 as retas pretas marcam a propagação dos cavados associados às ondas.

Em suma, a aplicação do diagrama tipo Hovmöller mostrou que sua utilização deve ser feita com cautela. Como mostram os retângulos vermelhos na Figura 5.14, nem todos os desvios (cavados) observados nos diagramas eram DOLs, de acordo com a análise subjetiva. Ou seja, as porcentagens supracitadas poderiam ser menores se acrescentado esse aspecto na validação do método. Vale salientar também que alguns DOLs podem, de fato, estar se propagando pelo ATS em direção ao LNB, sendo detectados pelos diagramas, mas algumas dessas ondas podem eventualmente não alcançar o LNB, o que adicionaria um erro à análise, caso os DOLs que não atingem a costa não fossem de interesse (não precisassem ser contabilizados).

Também se notou que determinadas ondas, não detectadas pelos diagramas de Hovmöller do vento em 700 hPa, foram identificadas através daqueles construídos em 850 hPa, e vice-versa. Isso mostra que o método apresentado, ao ser aplicado em apenas um nível (700 hPa, por exemplo), numa série de dados, poderia representar apenas DOLs que tiveram sinais mais fortes de desvio do vento meridional naquele nível, ou seja, distúrbios mais rasos (850 hPa, por exemplo) não seriam identificados.

De fato, a técnica de identificação de DOLs via diagramas do tipo Hovmöller pode ser de grande ajuda em estudos observacionais, como sendo sua primeira fase, obtendo datas aproximadas da passagem de boa parte das ondas. Em outras palavras, uma metodologia de detecção das ondas que utilize puramente essa

técnica poderia determinar, por si só, ~68% dos sistemas (atuantes no período chuvoso do LNB).

Figura 5.14: Diagramas do tipo Hovmöller da componente meridional do vento em 700 hPa médio para a faixa de latitude 1-10°S para os meses de (a) abril, (b) maio, (c) junho e (d) julho de 2008. Onde as linhas pretas e os quadrados vermelhos indicam, respectivamente, as posições dos cavados associados e não associados a DOLs.

5.3.2 – Identificação e Rastreamento dos DOLs através de Algoritmo

A técnica de “*tracking*” foi testada com o intuito de rastrear as ondas de leste por meio de suas características físicas. Foram realizados ajustes no algoritmo para que o mesmo pudesse buscar mínimos de vorticidade relativa em vários níveis

verticais, e o algoritmo foi também adaptado para rastrear mínimos de ROLE. Para ambas variáveis, os testes incluíram a mudança do raio de suavização utilizado, limiares das variáveis, a área de busca e o tempo mínimo e máximo de vida das trajetórias.

Os resultados do rastreamento por vorticidade relativa subestimaram excessivamente o número de DOLs. O algoritmo, nesse caso, não conseguiu detectar nem 20% dos DOLs rastreados subjetivamente.

Mudando a variável para ROLE, os resultados melhoraram, mas não o suficiente para a aplicação confiável da técnica. O algoritmo rastreou 55% dos DOLs dentro de 60% dos rastreamentos gerados. Ou seja, metade dos rastreamentos gerados não estava associada às ondas de leste, mas a outros aglomerados de nuvens que se propagaram para oeste associados à ZCIT, à circulação da ASAS e também às EFs.

A figura 5.15a mostra o resultado dos rastreamentos através da ROLE para todo o período estudado (2006-2010). Foram 132 rastreamentos, onde 79 deles continham um ou mais casos de DOLs obtidos na análise subjetiva. A figura 5.15b apresenta apenas os rastreamentos associados aos DOLs observados, onde nota-se que estes se formam a oeste de 15°W.

Figura 5.15: Resultado do rastreamento com ROLE para AMJJ de 2006-2010. (a) mostra o total dos rastreamentos e (b) apenas os rastreamentos contendo DOLs obtidos da análise subjetiva.

Esses valores foram obtidos reduzindo o raio de suavização para 300 km, expandindo o limiar de ROLE para 280 Wm^{-2} e diminuindo a grade de rastreamento para 1-13°S e 0-37°W.

A análise subjetiva mostrou que núcleos de vorticidade negativa de praticamente todas as ondas podiam ser observados visualmente no nível de 850

hPa. Contudo, esses núcleos apareciam embebidos numa ampla área, com vários outros núcleos de VR no escoamento de leste, o que pode ter dificultado a busca do algoritmo por mínimos de vorticidade relativa, uma vez que o campo desta variável se apresentou demasiadamente ruidoso, mesmo com a aplicação da suavização. Aumentando-se muito o raio de suavização, diminuía-se muito o número de rastreamentos. Diminuindo-se o raio, apareciam mais rastreamentos contendo ondas, mas o número de rastreamento de núcleos não associados aos DOLs também aumentava.

Algo similar também aconteceu em relação à ROLE, mas numa escala menor. No entanto, muitos DOLs foram localizados nas proximidades de outros sistemas, muitas vezes tendo uma influência menos expressiva nessa variável ou a nebulosidade dos sistemas se acoplava, formando um só núcleo de mínimo de ROLE. O limiar elevado utilizado para detectar DOLs mais fracos também contribuiu para a maior detecção de mínimos não associados a DOLs, mas a sistemas de escalar menor que a sinótica. Outro fator que pode ter influenciado os rastreamentos por ROLE é a irregularidade na intensidade da nebulosidade, convectiva em alguns momentos e praticamente ausente ou esparsa em outros, inviabilizando a conexão correta para construir as trajetórias.

Cada DOL tem seus pormenores, mas o presente estudo evidenciou que, pelo menos a característica de propagação de um cavado em 700 hPa é comum a quase todos os distúrbios. Dessa forma, a componente meridional do vento neste nível ou o uso de outras variáveis ou variáveis em conjunto adaptadas ao algoritmo, poderia ser uma solução para o rastreamento automático dessas ondas, algo que facilitaria a elaboração de uma climatologia para um período mais longo destes sistemas sobre o ATS (ESPINOZA, 1996, DIEDHIU et al., 2010).

6 – Conclusões e Sugestões

Esta pesquisa analisou a contribuição dos DOLs e a qualidade de previsões sazonais para a quadra chuvosa (AMJJ) do LNB. Além disto, verificou a habilidade do modelo regional RegCM3 em simular eventos de DOLs associados à chuva no LNB.

O objetivo principal foi determinar o papel dos DOLs no total de precipitação observado no período chuvoso e avaliar previsões sazonais de chuva do RegCM3 no LNB.

Para a identificação subjetiva dos DOLs foram utilizadas imagens de satélite no infravermelho, juntamente com os campos de linhas de corrente e vorticidade relativa ciclônica em 700 e 850 hPa da reanálise ERAIN, nas quadras chuvosas de 2006 a 2010. A análise de imagens de satélite considerou o tipo de nebulosidade normalmente associado aos DOLs, convectiva em alguns casos e pouco ou praticamente não convectiva em outras situações. Os aglomerados de nuvens foram então rastreados visualmente utilizando imagens a cada 3h. A avaliação dos campos meteorológicos consistiu na observação, de 6 em 6h, dos cavados e núcleos de vorticidade. Essas análises foram realizadas várias vezes para reduzir equívocos ao máximo, isto é, a detecção de outros sistemas que não DOLs.

O rastreamento subjetivo indicou que quase 90% dos cavados observados em 700 hPa estiveram associados aos 116 DOLs identificados, indicando que a análise da circulação neste nível é de suma importância na identificação e rastreamento visual destes sistemas. A variabilidade interanual do número de eventos foi muito pequena. Em média, foram observados 23 casos por ano.

Conhecida a data de ocorrência dos DOLs, a técnica de composição permitiu analisar o ambiente sinótico característico da formação e propagação dos DOLs atuantes no ATS que atingiram o LNB. As composições foram realizadas fazendo-se a média de algumas variáveis meteorológicas (vento, vorticidade relativa ciclônica, divergência, radiação de onda longa emergente, precipitação, omega e umidade relativa) desde 2 dias antes (-2) até 2 dias depois (+2) dos eventos. As composições mostraram que os DOLs apresentaram estrutura organizada em baixos níveis, especialmente ao se observar os campos de anomalias, sobretudo no nível de 1000 hPa, tanto para circulação quanto para a vorticidade e divergência. Em

outras palavras, a circulação apresentou anomalia ciclônica e confluyente, vorticidade relativa ciclônica e convergência entre os dias -2 e 0. As anomalias de OLR também definiram a propagação dos DOLs, onde anomalias negativas de OLR (indicando nuvens e precipitação) puderam ser acompanhadas até um dia após a chegada da maioria dos eventos ao LNB. Propagação semelhante foi obtida no campo de precipitação, isto é, anomalias positivas de chuva atingiram o LNB e persistiram até um dia após a chegada dos DOLs ao LNB.

Das composições ainda se concluiu que os DOLs são responsáveis por 70% ou mais da chuva da quadra chuvosa da área entre o litoral norte de AL ao leste do RN. Entre a Zona da Mata de AL e o Agreste do RN, a precipitação associada aos DOLs correspondeu a 60% do acumulado médio de AMJJ. Entre SE e as demais áreas do RN, os DOLs estiveram associados pelo menos à metade da chuva nesta época do ano. Esses resultados indicam a grande importância desse sistema meteorológico no regime pluviométrico do LNB, como já haviam sugerido outros autores. Em relação às características cinemáticas, o período médio obtido através das análises sinóticas foi de 5,3 dias, com comprimento de onda médio, medido pelas composições, de 4306,8 km e velocidade de fase de $9,5 \text{ m s}^{-1}$.

Seções verticais de composições de anomalias de umidade relativa e pseudo-velocidade vertical apresentaram núcleos úmidos e ascendentes associadas aos DOLs se propagando desde dois dias antes da chegada das ondas ao LNB. Para a vorticidade relativa, obteve-se uma forte dependência com a latitude, ou seja, nas três seções analisadas não se observa um padrão único, mas ainda assim próximo daquele encontrado na literatura, onde os DOLs apresentam em baixos e médios níveis vorticidade ciclônica e, em altos níveis, vorticidade anticiclônica (REED e RECKER, 1971; TAI e OGURA, 1986; MOTA, 1998; ALVES et al., 2006). Em 5°S observou-se anomalia ciclônica em baixos níveis até o nível de ~700 hPa, mas em 9°S a anomalia foi anticiclônica já a partir de 900 hPa, se estendendo até ~500 hPa. As anomalias de vorticidade relativa foram muito fracas em 13°S.

Previsões climáticas para o período de estudo através do RegCM3 aninhado a previsões do CPTEC/COLA, com parametrizações de convecção de Grell e Emanuel, mostraram padrão espacial previsto similar ao das análises para as 5 quadras chuvosas do LNB. No entanto, como já apresentado em Machado (2008) a parametrização apresenta grande superestimativa da chuva sazonal no LNB principalmente por que a chuva cobre uma extensa faixa leste-oeste sobre o

continente. A parametrização de Grell previu chuvas mais próximas da precipitação observada, já que não adentrou muito com esta variável no continente. A parametrização de Emanuel superestimou tanto a área com chuva como a sua quantidade.

A simulação de dois casos mostrou que o RegCM3 previu a propagação para oeste do cavado em 850-700 hPa, bem como a chuva associada, durante esses eventos de DOLs, ocorridos entre 21-25 de maio de 2006. Nesta simulação, embora as duas parametrizações tenham simulado a propagação dos cavados associados aos DOLs, a parametrização de Grell mostrou maiores semelhanças com as observações. A parametrização de Emanuel mais uma vez se mostrou inferior, superestimando muito os valores de precipitação, sendo melhor apenas na região de atuação da ZCIT, posicionando-a de forma similar às observações.

Como parte da avaliação subjetiva dos DOLs, aplicou-se a técnica de identificação de DOLs via diagramas do tipo Hovmöller. O resultado deixou claro que, a detecção das ondas que utilize única e exclusivamente esta técnica poderia determinar, por si só, ~68% dos eventos obtidos subjetivamente por imagens de satélite, circulação e VR.

Por fim, foram realizados testes para identificar e então rastrear automaticamente os DOLs, utilizando-se um algoritmo de rastreamento de mínimos de vortacidade relativa e pressão, normalmente empregado para rastrear ciclones extratropicais (REBOITA et al., 2010). O algoritmo foi adaptado para rastrear mínimos de radiação de onda longa emergente (ROLE). A técnica não foi satisfatória com a utilização da vortacidade relativa, nem com a ROLE. O melhor rastreamento com a ROLE identificou apenas 55% dos DOLs detectados subjetivamente. Esses sistemas estiveram incluídos em 60% do total de rastreamentos, ou seja, a outra metade não se relacionava a DOLs, mas a outros distúrbios no escoamento de leste. O resultado insatisfatório da aplicação da vortacidade relativa se deve à característica ruidosa desta variável, ou seja, um mesmo DOL pode apresentar múltiplos núcleos de vortacidade relativa ciclônica. No caso da ROLE, a subestimativa de eventos também se deve a este fator, mas num grau menor, visto o predomínio de aglomerados de nuvens convectivas associados apenas a DOLs entre junho e julho, meses onde se observou o maior rastreamento de ondas pelo *tracking*.

Recomenda-se então, para trabalhos vindouros, uma adaptação do algoritmo que inclua a componente meridional do vento no nível de 700 hPa, já que o rastreamento subjetivo indicou que quase 90% dos DOLs podem ser observados neste nível. Também seria interessante testar outra variável ou variáveis em conjunto (combinadas) nesta ou em outras técnicas de *tracking*, facilitando o rastreamento automático das ondas de leste.

Também seria importante a aplicação da técnica de composição numa série maior de dados e em outras variáveis, para conclusões mais consistentes, com bases climatológicas. O uso de uma técnica objetiva para a determinação de datas, como a técnica de *tracking*, facilitaria muito esta aplicação, que necessita deste primeiro passo. Esse passo inicial foi observacional, no presente caso, e representa uma análise que requer muito mais tempo em relação a uma análise objetiva. Tal metodologia subjetiva poderia ser também aplicada, mas seria aconselhável o uso dos diagramas tipo Hovmöller numa primeira avaliação. Ainda assim, a observação de imagens de satélite seria imprescindível, uma vez que esses sistemas sempre apresentam alguma nebulosidade, mesmo que fraca e bastante irregular em seu trajeto. De fato, o resultado da técnica de rastreamento poderia ser aplicado em dados de modelos regionais, avaliando assim sua eficácia na previsão/simulação de DOLs.

7– Referências Bibliográficas

ALVES, M. A. S.; OYAMA, M. D.; YAMASAKI, J.. **Composição de Eventos de Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre as Regiões de Alcântara e Natal: Caracterização Preliminar**. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. Meteorologia a serviço da sociedade - Anais em CD, 2006. photographs. *J. Atmos. Sci.*, 27, 133-138.

Anthes, R. A., E.-Y. Hsu, Y.-H. Kuo, 1987: Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-282+STR, 66 pp.

ASNANI, G.C. Tropical meteorology. G. C., c/o Indian Institute of Tropical Meteorology. In: **Easterly Waves**. Pashan, Pune-411008, India. 1993. 1202p (2 v).

BERRISFORD, P.; D. DEE; K. FIELDING; M. FUENTES; P. KALLBERG; S. KOBAYASHI and S. UPPALA: The ERA-Interim archive, 2009.

Berry, F.A.; Bollay, E.; Beers, N.R. **Handbook of meteorology**. New York: McGraw-BLENDER, R.; M. SCHUBERT, 2000: Cyclone Tracking in Different Spatial and Temporal Resolutions. *Mon. Wea. Rev.*, v. 128, p. 377-384.

Burpee, R. W., (1972): "The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa" *J. Atmos. Sci.*, 29, pp.77-90.

Burpee, R. W., (1974): "Characteristics of the North African easterly waves during the summers of 1968 and 1969" *J. Atmos. Sci.*, 31, pp.1556-1570 . Hill Book, 1945. 1068p.

CARLSON, T.N., 1969: Some Remarks On African Disturbances And Their Progress Over The Tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 716–726.

Céron, J. P., J. F. Guérémy, 1999: Validation of the Space–Time Variability of African Easterly Waves Simulated by the CNRM GCM. *J. Climate*, **12**, 2831–2855.

Chang, C.-P. and C. R. Miller, III, 1977: Comparison of Easterly Waves in the Tropical Pacific during Two Contrasting Periods of Sea-Surface Temperature Anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 615- 28.

CHOU, S. C., 1990: Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico equatorial Sul; São José dos Campos.

CHOU, S. C.; NUNES, A. M. B. and CAVALCANTI, I. F. A.. Extended range forecasts over South America using the regional eta model, **J. Geophys. Res.**, 105(D8), 10,147–10,16, 2000.

Climate Prediction Center: ENSO.
<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml>.

COSTA, P. N. F. **Verificação do modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC/COLA: ciclo hidrológico e processos de superfície.** 1997. 83f. Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1997.

COUTINHO, E. C., FISCH, G. Distúrbios Ondulatórios de Leste (Dols) na Região do Centro de Lançamento de Alcântara-MA. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.22, n.2, p. 193-203, 2007.

COUTINHO, E. C., FISCH, G. Distúrbios Ondulatórios de Leste (Dols) na Região do Centro de Lançamento de Alcântara-MA. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.22, n.2, p. 193-203, 2007.

COUTINHO, E.C. **Estudo das características atmosféricas na região do Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara (CLA).** São José dos Campos. 1999. 141p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE.

Davies, H., and R. Turner, 1977: Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103, 225–245.

DICKINSON, R. E., A. HENDERSON-SELLERS, P. J. KENNEDY, 1993: Biosphere-atmosphere-transfer scheme (BATS) version 1E as coupled to NCAR Community Climate Model. *NCAR Tech. Note*, Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colo.

Diedhiou, A, Machado, L.A.T., Laurent, H. 2010 Mean kinematic characteristics of synoptic easterly disturbances over the Atlantic. *Advances in Atmospheric Sciences* 27:3, 483-499.

DIEDHIOU, A. et al. Easterly Wave Regimes and Associated Convection over West Africa and Tropical Atlantic: Results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. **Climate Dyn.**, v.15, p.795-822, 1999.

EMANUEL, K.A., 1991: A Scheme for Representing Cúmulos Convection in Large-Scale Models. **J. Atmos. Sci.**, v. 48, p. 2313–2329.

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

FEDOROVA, N. Sinótica III: Frentes, Correntes de Jato, Ciclones e Anticiclones. In: **Anticiclones**. Maceió. 2008a.

FEDOROVA, N. Sinótica IV: Sistemas e Processos Sinóticos Atuantes na América do Sul. In: **Ondas de Leste**. Maceió. 2008b. 194 p.

FERREIRA, N.J., CHOU, C.S. & SATYAMURTI, P. 1990: Análise dos distúrbios ondulatórios de leste sobre o oceano Atlântico Equatorial Sul, XI Congr. Bras. Meteorologia, Rio de Janeiro, 462-466.

FRANK, NEIL L., 1969: THE “INVERTED V” CLOUD PATTERN—AN EASTERLY WAVE?. **Mon. Wea. Rev.**, **97**, 130–140.

GIORGI, F., M. R. MARINUCCI, G. T. BATES, 1993b: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. **Mon. Wea. Rev.**, 121, 2814-2832.

GIORGI, F.; M. R. MARINUCCI; G. T. BATES, 1993a: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. **Mon. Wea. Rev.**, 121, 2749-2813.

GRELL, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cúmulos parameterization. **Mon. Wea. Rev.**, **121**, 764-787.

GRIST, J.P. (2002) Easterly waves over Africa. I: the seasonal cycle and contrasts between wet and dry years. **Monthly Weather Review**, 130, (2), 197-211.

HALL, B.A. Westward-moving disturbances in the South Atlantic coinciding with heavy rainfall events at Ascension Island. **Meteorology Magazine**, v.118, p.175-181, 1989.

HOLTSLAG, A., E. DE BRUIJN, and H.L. PAN, 1990: A High Resolution Air Mass Transformation Model for Short-Range Weather Forecasting. **Mon. Wea. Rev.**, 118, 1561–1575.

HUFFMAN, G.J., R.F. ADLER, D.T. BOLVIN, G. GU, E.J. NELKIN, K.P. BOWMAN, E.F. STOCKER, D.B. WOLFF, 2007: The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasi-Global, Multi-Year, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scale. **J. hydrometeor.**, 8, 33-55.

HUFFMAN, G.J., R.F. ADLER, M.M. MORRISSEY, D.T. BOLVIN, S. CURTIS, R. JOYCE, B. McGAVOCK, and J. SUSSKIND, 2001: Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations. **J. Hydrometeor.**, 2, 36–50.

HUFFMAN, G.J., R.F. ADLER, P.A. ARKIN, A. CHANG, R. FERRARO, A. GRUBER, J.J. JANOWIAK, R.J. JOYCE, A. MCNAB, B. RUDOLF, U. SCHNEIDER, and P. XIE, 1997: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Data Set. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 78, 5-20.

INMET. Observações. Disponível em <http://www.inmet.gov.br/html/observacoes.php?lnk=Gr%E1ficos>. Acesso em abril de 2011.

KAGANO, M.T. **Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagem (1968-1976) de Manaus e Belém.** São José dos Campos. 111p. (INPE-1559-TDL/013). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto nacional de Pesquisas Espaciais, 1979.

KARYAMPUDI, V. M., and T. N CARLSON, 1988: Analysis and numerical simulations of the Saharan air layer and its effect on easterly wave disturbances. **J. Atmos. Sci.**, **45**, 3102- 136.

KESHAVAMURTY, R. N. 1971, nature physical science 232, 169-170. **Vertical Coupling in the Indian Summer Monsoon.**

KESSLER, E., 1984: Thunderstorm morphology and dynamics. In: *Thunderstorms: a social, scientific, and technological documentary*. 2. ed. Norman, v.2, 411p.

KIEHL, J. T., J. J. BONAN, B. A. BOVILLE, B. P. BRIEGLEB, D. L. WILLIAMSON, P. J. RASCH, 1996: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). *NCAR Tech. Note*, Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colo.

KRISHNAMURTI, T. N.; BAUMHEFNER, D. Structure of a Tropical Disturbance Based on Solutions of a Multilevel Baroclinic Model. ***Journal of Applied Meteorology***, vol. 5, Issue 4, pp.396-406 1966.

LIEBMANN B.; CAMARGO, S. J.; SETH, A.; *et al.* Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 Atmospheric General Circulation Model. ***Journal of Climate***, v. 20, p. 2037–2050, 2007.

LOVELAND, T. R.; REED, B. C.; BROWN J. F.; OHLEN, D. O.; ZHU, J.; YANG, L.; MERCHANT, J. W., 2000: Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCOVER from 1-km AVHRR Data. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 1303-1330.

MACHADO, R. D. **Avaliação de previsões climáticas sazonais sobre o Brasil e a dependência na parametrização de convecção**. 2008. 121f. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

MACHADO, R. D. e DA ROCHA R.P. Previsões climáticas sazonais sobre o brasil: avaliação do RegCM3 aninhado no modelo global CPTEC/COLA. ***Revista Brasileira de Meteorologia***, v.26, n.1, 287 - 294, 2011.

MERRITT, E. S. Easterly waves and perturbations: a reappraisal. ***Journal of Applied Meteorology***, 3:367-382, 1964.

MISRA, V., 2006: Understanding the predictability of seasonal precipitation over Northeast Brazil. ***Tellus***, 58A, 307-319.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. In: XI congresso Brasileiro de Meteorologia, 2000, Rio de Janeiro. Anais do XI CBMET. Rio de Janeiro, RJ : SBMET, 2000.

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

MOTA, G. V. **Estudo Observacional de Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro**. 1997. 92f. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

MOTA, G. V.; GANDU, A. W. Análise de distúrbios ondulatórios de leste que afetam o nordeste brasileiro: um estudo de caso. IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos do Jordão, 1996.

MOTA, G. V.; GANDU, A. W. Análise dos padrões ondulatórios de leste no nordeste brasileiro durante o inverno de 1994. X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, 1998.

NEIVA, E.J.F. **An investigation of wave-type disturbances over the Tropical South-Atlantic**. (Tese de mestrado em Meteorologia) - Naval Post graduate School, Monterrey, California, USA. 1975.

NGUYEN, H., and J.P. DUVEL, 2008: Synoptic Wave Perturbations and Convective Systems over Equatorial Africa. In press **Journal of Climate**.

PAL J. S., E. E. SMALL, and E. A. B. ELTAHIR, 2000: Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *J. Geophys. Res.*, **105**, 29579–29594.

PAL J. S., F. GIORGI, X. Bi, N. ELGUINDI, F. SOLMON, X. GAO, S.A. RAUSCHER, R. FRANCISCO, A. ZAKY, J. WINTER, M. ASHFAQ, F.S. SYED, J.L. BELL, N.S. DIFFENBAUGH, J. KARMACHARYA, A. KONARÉ, D. MARTINEZ, R.P. DA ROCHA, L.C. SLOAN, and A.L. STEINER, 2007: Regional Climate Modeling for the Developing World: The ICTP RegCM3 and RegCNET. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 88, 1395–1409.

PHILANDER, S. G., 1990: *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, Academic Press, International Geophysics Series, Vol. 46.

PONTES DA SILVA, B. F. P. **Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no estado de Alagoas**. Maceió, 149 p. Trabalho de Conclusão de Curso – Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, 2008.

PONTES DA SILVA, B. F. P.; ROCHA, R. P.; BRITO, B. M. Distúrbios Ondulatórios de Leste em maio de 2006: análise sinótica de dois eventos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA (CBMET), 16., 2010, Belém. **Anais...** 2010a.

PONTES DA SILVA, B. F.; ROCHA, R. P.; BRITO, B. M. Distúrbios Ondulatórios de Leste em maio de 2006: simulações com o RegCM3. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA (CBMET), 16., 2010, Belém. **Anais...** 2010b.

REBOITA, M. S., 2008: Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade. Tese de Doutorado em Meteorologia, IAG/USP, 359 p.

REBOITA, M. S. ; da Rocha, Rosmeri Porfírio ; AMBRIZZI, Tércio ; Sugahara, Shigetoshi . South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). *Climate Dynamics*, p. 1, 2010.

REED, J. R. e E. E. RECKER, 1971: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial Western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1117-1133.

REED, R. J., NORQUIST, D. C. and RECKER, E. E. 1977. The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.* **105**, 317–333.

RENNICK, M. A. 1976. The generation of African waves. *J. Atmos. Sci.* **33**, 1955–1969.

RIEHL, H. 1979: *Climate and weather in the tropics*. London: Academic Press. xii + 611 pp.

RIEHL, H. *Waves in the easterlies and the polar front in the tropics*, Chicago: University of Chicago Press, 1945. 79p.

SILVA, V.B.S., V.E. KOUSKY, W. SHI, and R.W. HIGGINS, 2007: An Improved gridded Historical Daily Precipitation Analysis for Brazil. , **8**, 847–861.

SINCLAIR, M. R., 1994: An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, **122**, 2239-2256.

SUN, L., MONCUNILL, D.F., LI, H., MOURA, A.D., SOUZA FILHO, F. A. 2005: Climate Downscaling over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97. *J. Climate*, **18**, 551–567.

SYLLA, M.B., A. DELL'AQUILA, P.M. RUTI, and F. GIORGI (2009), Simulation of the intraseasonal and the interannual variability of rainfall over West Africa with RegCM3 during the monsoon period, *Int. J. Climatol.*, doi:10.1002/joc.2029.

TAI, K. S.; OGURA, Y. An observational study of easterly waves over the Eastern Pacific in the northern summer using FGGE data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(2):339-361, Jan. 1987.

TORRES, R. R. **Análise e modelagem dos Distúrbios Ondulatórios de Leste que atuam na costa leste do Nordeste do Brasil**. 2008. 129 p. (INPE-15459-TDI/1421). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/08.20.23.59>>. Acesso em: 01 maio 2011.

TORRES, R. R.; FERREIRA, N. J. Estudo de caso de um evento de distúrbio ondulatório de leste utilizando o modelo regional Eta. In: WORKSHOP EM MODELAGEM DE TEMPO E CLIMA UTILIZANDO O MODELO ETA: ASPECTOS FÍSICOS E NUMÉRICOS, 2. (II WORKETA), Cachoeira Paulista - SP. **Anais...** Cachoeira Paulista - SP: INPE/CPTEC, 2007. CD-ROM. (INPE-14743- RE/9714). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/06.25.11.22>>. Acesso em: 01 maio 2011.

TORRES, R. R.; FERREIRA, N. J. Simulação de um evento de precipitação intensa utilizando o modelo ETA: sensibilidade à parametrização convectiva. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., São Paulo. **Anais...** 2008. CD-ROM. (INPE-15636-PRE/10361). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/09.25.18.28>>. Acesso em: 01 maio 2011.

TORRES, R. R.; FERREIRA, N. J.. Estudo de caso de um evento de distúrbio ondulatorio de leste utilizando o modelo regional Eta. In: II Workshop Latino Americano de Modelagem de Tempo e Clima utilizando o Modelo Eta: Aspectos Fisicos e Numericos, 2007.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia Versão Digital 1. In: **Perturbações Atmosféricas**. Recife. 2005. p. 444-446.

VASQUEZ, T. **Weather Forecasting Handbook**. Garland, Texas, Weather Graphics Technologies, 2000. 98 p.

WANG, Y., LEUNG, L.R., MCGREGOR, J.L., LEE, D.-K., WANG, W.-C., DING, Y. and KIMURA, F., Regional climate modelling: progress, challenges, and prospects. ***J. Meteorol. Soc. Jpn.*** v82 i6. 1599-1628, 2004.

WILLIAMS, K. T., 1970: Characteristics of the wind, thermal, and moisture fields surroundings the satellite-observed mesoscale trade wind cloud clusters in the Western North Pacific. *Preprints of Papers, Symp. Tropical Meteorology*, Honolulu, ***Amer. Meteor. Soc.***, D IV-1 a D IV-6.

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, R. E.; FEDDEMA, J. J.; KLINK, K. M.; LEGATES, D. R.; O'DONNELL, J.; ROWE, C. M. Statistics for the evaluation and comparison of models. ***Journal of Geophysical Research***, Washington, v. 90, n. C5, p. 8995-9005, 1985.

XIE, P., and P.A. ARKIN, 1997: Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. ***Bull. Amer. Meteor. Soc.***, 78, 2539–2558.

YAMAZAKI, Y. **Estudos teóricos e sinóticos dos distúrbios tropicais**. São José dos Campos. 46p. Dissertação de Mestrado. – INPE. (INPE-624-LAFE). 1975.

YAMAZAKI, Y. & RAO, V.B. 1977: Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean, ***Journal of the Meteorological Society of Japan***, 55(2): 205-207, 1977.

YANAI, M., 1968: Evolution of a Tropical Disturbance in the Caribbean Sea Region. ***J. of the Meteorol. Soc. of Japan***, **46**, 86-109.

YANAI, M., MARUYAMA, T., NITTA, T.; HAYASHI, Y. Power spectra of large scale disturbances over the Tropical Pacific. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 46(4): 308-323, 1968.

APÊNDICE A

Uma comparação visual entre os dados do GPCP (figura Xa-d) e do TRMM (figura Ae-i), e a análise de precipitação sobre o continente do CPTEC (figura Xj-n), deixou claro que as técnicas de medida de precipitação GPCP e TRMM se aproximam muito do observado, apenas entrando menos com a chuva no LNB. Provavelmente por uma questão de resolução, os dados do GPCP dão uma impressão de leve subestimativa da precipitação, o que não ocorreu com os dados do TRMM.

Figur

a Figura A – Precipitação total (mm) dos períodos chuvosos de: 2006 a 2009 conforme dados do GPCP (a-d) e de 2006 a 2010 de acordo com dados do TRMM (e-i). j-m mostram os campos de precipitação (mm) observada geradas pelo CPTEC.