



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS E CLIMÁTICAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



Juliana Emanuelle da Costa Andrade Alves

**VARIAÇÕES DE ENERGIA NA ATMOSFERA EM UM CASO DE PRECIPITAÇÃO
INTENSA NO MUNICÍPIO DE MACEIÓ/AL**

Natal

2017

Juliana Emanuelle da Costa Andrade Alves

**VARIAÇÕES DE ENERGIA NA ATMOSFERA EM UM CASO DE PRECIPITAÇÃO
INTENSA NO MUNICÍPIO DE MACEIÓ/AL**

Trabalho de conclusão de curso de graduação apresentado ao Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas da Universidade Federal do Rio Grande do Norte como requisito para a obtenção do título de Bacharel (a) em Meteorologia.

Área de habilitação: Meteorologia Bacharelado

Orientadora: Profa. Dra. Kellen Carla Lima

Natal

2017

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI

Catálogo de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Alves, Juliana Emanuelle da Costa Andrade.

Variações de energia na atmosfera em um caso de precipitação intensa no município de Maceió/AL / Juliana Emanuelle da Costa Andrade Alves. - 2017.

66f.: il.

Monografia (Bacharelado em Meteorologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Centro de Ciências Exatas e da Terra. Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas. Natal, RN, 2017.

Orientadora: Kellen Carla Lima.

1. Meteorologia - Monografia. 2. Diagrama de Lorenz - Monografia. 3. Distúrbio ondulatório de leste - Monografia. 4. Área urbana - Monografia. I. Lima, Kellen Carla. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.5

Juliana Emanuelle da Costa Andrade Alves

**ANÁLISE DAS VARIACIONES DE ENERGIA NA ATMOSFERA EM UM CASO DE
PRECIPITAÇÃO INTENSA NO MUNICÍPIO DE MACEIÓ/AL**

Trabalho de conclusão de curso de graduação apresentado ao Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas da Universidade Federal do Rio Grande do Norte como requisito para a obtenção do título de Bacharel(a) em Meteorologia.

Aprovado em: ____ de _____ de _____.

BANCA EXAMINADORA

David Mendes (DCAC/UFRN)

Jonathan Mota da Silva (DCAC/UFRN)

Kellen Carla Lima (ECT/UFRN)
(Orientador)

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Rio Grande do Norte e ao corpo docente do Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas pela oportunidade de fazer parte da primeira turma de graduação em Meteorologia Bacharelado, e por todo o meu crescimento pessoal e profissional ao longo desses anos.

Agradeço à minha mãe, Jeanete Cristina da Costa Andrade, que por longos períodos me substituiu como mãe e nos cuidados do Lar. Mãe, sem você nada disso teria sido possível.

Ao meu marido, Davidson Willans da Silva Alves e aos meus filhos, que puderam compreender a minha ausência mesmo estando presente fisicamente. Davidson, obrigada por mostrar que sou capaz de ultrapassar meus próprios limites e de me apoiar nas inúmeras vezes que pensei em desistir.

À minha Professora-Orientadora, e amiga Kellen Carla Lima por acreditar no meu potencial e compartilhar da sua experiência nessa caminhada científica. Obrigada por dedicar seu tempo para meu crescimento profissional enquanto estive sob sua orientação. À Maytê Duarte Leal Coutinho, pela importante parceria na realização deste trabalho.

Aos Professores Weber Gonçalves e Bergson Bezerra, por compreenderem minhas dificuldades para estar na Universidade no início da graduação, bem como por todo o conhecimento passado durante estes anos, pelos produtivos conselhos em sala de aula.

Aos professores David Mendes e José Henrique Fernandes por apoiar sempre a mim como aluna e aos demais alunos com carinho, ouvindo a todos sempre.

MUITO OBRIGADA!

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AE	Energia cinética do estado básico
AE	Energia potencial disponível da perturbação
AZ	Energia potencial disponível do estado básico
CA	Conversão de energia potencial zonal em energia potencial de perturbação
CE	Conversão de energia potencial disponível de perturbação em zonal em energia cinética de perturbação
CEL	Ciclo de energia de Lorenz
CK	Conversão de energia cinética zonal em energia cinética de perturbação
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
c_v	Calor específico molar a volume constante (1 cal/g °C)
CZ	Conversão de energia potencial disponível zonal em energia cinética zonal
DAS	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
DOL	Distúrbio Ondulatório de Leste
EC	Energia cinética
<i>ECMWF</i>	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EI	Energia interna
EP	Energia potencial
EPD	Energia potencial disponível
EPD	Energia potencial total
g	Campo gravitacional
g	Força gravitacional (9,8 m/s ²)
GEE	Gases de efeito estufa
I	Energia interna
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
K	Energia cinética
KZ	Energia cinética do distúrbio

L	Calor latente
lat	Latitude
LH	Energia latente
lon	Longitude
NEB	Nordeste do Brasil
p_0	Pressão na superfície
p_t	Pressão em 300 hPa
Q	Quantidade de calor
q	Umidade específica
Q_u	Fluxo de umidade zonal
Q_v	Fluxo de umidade meridional
T	Temperatura
u	Componente zonal do vento
v	componente meridional do vento
Z	Altura
Φ	Energia potencial gravitacional

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Resumo da revisão de literatura sobre estudos de energética.	14
Tabela 2 - Comparação entre os dados ERA-Interim e ERA5. Fonte: Adaptado de ECMWF Newsletter No. 147 – Spring 2016.	21

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Diagrama de Lorenz de quatro caixas.	9
Figura 2 - Localização da cidade de Maceió.	19
Figura 3 - Área para cálculo da energética do distúrbio ondulatório de leste ocorrido entre os dias 30 de junho e 5 de julho de 2013: (a) continente, (b) oceano e continente/oceano(c). O retângulo em azul destaca os domínios de espaço.	24
Figura 4 - Organograma indicativo dos dados e métodos utilizados nesta pesquisa.	26
Figura 5 - Imagens de satélite no canal infravermelho realçado nas fases de (a) formação – 29/06 às 1800Z, (b) maturação – 03/07 às 0000Z (21h00min horário local do dia 02/07) e (c) dissipação – 03/07 às 2100Z do DOL. O polígono em vermelho destaca o sistema atmosférico.	28
Figura 6 - Precipitação diária acumulada em Maceió/AL entre os dias 28 de junho e 04 de julho de 2013.	29
Figura 7 - Linhas de corrente (contorno) e magnitude do vento (sombreado) em m/s no nível de 700 hPa: (a), (b), (c). O retângulo em azul destaca o cavado no oceano Atlântico Sul	31
Figura 8 - Componente meridional do vento (m/s) durante a (a) formação, (b) maturação e (c) dissipação do DOL.	32
Figura 9 - Figura 6: Perfil vertical de vorticidade relativa (s-1) na formação (a), maturação (b) e dissipação (c) do DOL.	34
Figura 10 - Perfil de velocidade vertical (Pa/s) na formação (a), maturação (b) e dissipação (c) do DOL.	35
Figura 11 - Divergência (s-1) (a) formação, (b) maturação e (c) dissipação do DOL. O retângulo em azul destaca os núcleos de divergência no oceano Atlântico Sul.	37
Figura 12 - Pressão média ao nível do mar (hPa): (a) formação, (b) maturação e (c) dissipação. O retângulo em azul destaca o CI ao se deslocar de leste para oeste no oceano Atlântico Sul.	38
Figura 13 - Fluxo de umidade específica (kgágua/kgar) integrada na vertical no período de formação (a), maturação (b) e dissipação (c) do DOL	39
Figura 14 - Fluxo de umidade específica (107 kg/s) integrado desde a superfície até 300 hPa ao longo das bordas laterais da área delimitada que abrange Alagoas no período de formação (a), maturação (b) e dissipação (c) do DOL	41

Figura 15 - Variação e conversões dos termos de energia entre os dias 30 de junho e 4 de julho na porção continental da costa leste do Nordeste afetada pelo distúrbio ondulatório de leste.	44
Figura 16 - Variação e conversões dos termos de energia entre os dias 30 de junho e 4 de julho na porção oceânica de propagação do distúrbio ondulatório de leste.	45
Figura 17 - Variação e conversões dos termos de energia entre os dias 30 de junho e 4 de julho na área que abrange oceano e continente afetada pelo distúrbio ondulatório de leste.....	46

RESUMO

O presente trabalho descreve a evolução sinótica e energética do Distúrbio Ondulatório de Leste (DOL) que causou evento de precipitação intensa de maior magnitude no município de Maceió, no período de 2 a 3 de julho de 2013. Para a análise do caso em questão, foram utilizados dados observados de precipitação da estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia. A fim de visualizar a evolução do sistema atmosférico, imagens no infravermelho termal realçado do satélite GOES-13 foram usadas. Somando-se a isso, reanálises do ERA5 foram utilizadas a fim de avaliar o comportamento das variáveis meteorológicas e das variações de energia durante o período de atuação do DOL, bem como calcular a convergência de umidade para a afetada. A sinótica do DOL se baseou nas fases do ciclo de vida do sistema meteorológico. Para isso, foram geradas imagens no software Grads para cada fase e variável selecionadas. O fluxo de umidade específica foi calculado por meio da integração vertical sobre a área de interesse desde a superfície até 300 hPa. A avaliação da energética da atmosfera sobre os domínios do continente, oceano e continente/oceano foi desenvolvido através de cálculo numérico integrado na vertical dos termos e conversões de energia. Os resultados mostraram que após o período de maturação do sistema, entre os dias 2 e 3 de julho, a precipitação máxima diária acumulada alcançou 145,2 mm no município de Maceió, ocasionando deslizamentos de barreiras, alagamentos e espalhamento de resíduos. Nesse período, a imagem de satélite mostrou que o distúrbio ondulatório de leste se tornou mais instável, com topo de nuvem mais frio. As variáveis vorticidade e velocidade vertical indicaram movimentos ascendentes no oceano Atlântico Sul durante o deslocamento do distúrbio. A divergência possibilitou a visualização do núcleo de convergência de maior intensidade sobre Maceió, que coincidiu com o maior fluxo convergente de umidade específica na borda leste da área delimitada para o município. O deslocamento do sistema meteorológico também pôde ser representado pelo cavado invertido através da pressão ao nível médio do mar, e das variações no sinal da componente meridional do vento no decorrer do tempo. A energética de Lorenz mostrou que o processo de conversão baroclínica do tipo CA (conversão de energia potencial disponível zonal em energia potencial disponível de perturbação) foi dominante durante as fases do ciclo de vida do DOL. Tal conversão, resultou no transporte de calor sensível por circulação meridional e vertical, manifestado por meio do cavado característico do distúrbio meteorológico.

ABSTRACT

The present work describes a synoptic and energetic evolution of the Easterly Wave Disturbance (EWD) that caused an heavy rainfall episode of greater magnitude in the municipality of Maceió, from July 2 to 3, 2013. For an analysis of the case in question, evidence of precipitation data from the meteorological station of the National Institute of Meteorology. In order to visualize an evolution of the atmospheric system, enhanced thermal infrared images of the GOES-13 satellite were used. In addition, ERA5 reanalyses with an endorsement of the behavior of meteorological variables and energy variations during the EWD update period, as well as to calculate the convergence of humidity to the affected one. The EWD synoptic was based on the life cycle phases of the meteorological system. For this, images without Grads software were generated for each phase and variable selected. The specific moisture flux was calculated by vertical integration over an area of interest from the surface up to 300 hPa. The assessment of the energy of the atmosphere on the domains of the continent, ocean and continent / ocean developed through vertically integrated digital calculation of energy terms and conversions. The results showed that after the maturation period of the system, between July 2 and 3, a cumulative maximum daily precipitation reached 145.2 mm in the municipality of Maceió, causing mudslides, flooding and spreading of residues. At that time, a satellite image shown in the eastern and more unstable undulatory district, with cooler cloud top. The variables vorticity and vertical velocity indicated upward movements in the South Atlantic Ocean during the displacement of the disturbance. A divergence allows a view of the convergence nucleus of greater intensity on Maceió, which coincided with the greater convergent flow of specific humidity on the eastern border of the area bounded to the municipality. The displacement of the meteorological system is also represented by the inverted dug through the pressure at the average market level, and the unsteady variations of the southern component of the wind without time. The Lorenz energetics showed the CA-type baroclinic conversion process (conversion of available potential energy into available potential energy of perturbation) for the phases of the EWD life cycle. Such conversion resulted in the transport of sensible heat through southern and vertical circulation, manifested through the trough characteristic of the meteorological disturbance.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1. Energias	3
2.2. Energética da Atmosfera.....	5
2.3. Instabilidades Baroclínica e Barotrópica	7
2.4. Ciclo de Energia de Lorenz.....	8
2.5. Estudos sobre Energética da Atmosfera.....	9
2.6. Distúrbio Ondulatório de Leste.....	17
3. MATERIAL E MÉTODOS	19
3.1. Área de estudo.....	19
3.2. Dados.....	20
3.3. Metodologia.....	22
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	27
4.1. Sinótica	27
4.2. Energética.....	43
5. DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	48
6. REFERÊNCIAS.....	51

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O estado de Alagoas, de acordo com o censo 2010 (IBGE), concentra seus arranjos populacionais sobretudo próximos ao litoral, especificamente em Maceió, correspondendo a mais de 37% da população do estado. O município, assim como os outros estados do Nordeste do Brasil (NEB), apresenta influência do clima tropical oceânico e grande variabilidade em seu regime de chuvas.

Devido à sua localização, Maceió sofre influência de um dos principais sistemas atmosféricos atuantes na costa leste da região Nordeste, o Distúrbio Ondulatório de Leste (DOL). Essas perturbações estão associadas a baixas pressões (cavados) e grandes acumulados de precipitação, se deslocando de leste para oeste, alcançado a porção continental adjacente ao litoral. Segundo Riehl (1945), as condições de tempo impressas por este distúrbio são: bom tempo associado à subsidência a oeste da região de baixa pressão (cavado) e mau tempo a leste; na baixa troposfera, a onda se move mais lentamente que a corrente básica, e possui um núcleo de ar mais frio que a vizinhança; a intensidade máxima da onda varia de 700 hPa a 500 hPa e a inclinação é para leste com a altura.

A elevada pluviosidade nos meses de inverno ao longo da costa do NEB está associada à ocorrência do DOL (YAMAZAKI,1975). Torres e Ferreira (2011) e Silvestre (1996), também enfatizaram o efeito do DOL sobre a precipitação da região, pois coincidentemente os períodos de máximas precipitações ocorreram quando o sistema foi detectado deslocando-se de leste para oeste.

A região de Maceió apresenta período chuvoso entre abril e julho, com precipitação mensal em julho de 274 mm (CLIMATEMPO, 2017). Associado ao seu período chuvoso, a atuação de um DOL pode vir a provocar danos materiais e principalmente humanos quando atingida por grande volume de chuva em um curto espaço de tempo. Segundo Silva et al. (2010) desenvolver métodos para prognosticar esses eventos não é tarefa simples, pois a região NEB, que inclui Alagoas, situa-se numa área em que os processos tropicais interagem com os processos de latitudes médias, dificultando a identificação dos sistemas, os quais combinados poderão gerar precipitações intensas. Por outro lado, a energética tem sido considerada como um método de grande valia para estudar a atmosfera terrestre comparando-a a uma

máquina térmica geradora de fenômenos meteorológicos. Fenômenos esses, que com as mudanças climáticas globais, apresentam tendência de aumento (PAN et al, 2017) e irão afetar cada vez mais o cotidiano das pessoas.

Nos dias 2 e 3 de julho de 2013 um DOL atuou na região provocando danos severos como alagamentos, deslizamento de barreiras e espalhamento de resíduos por toda cidade. Uma forma de mitigar impactos socioeconômicos como esses, causados pela atuação de um DOL, seria aprofundar o conhecimento dos mecanismos que dão origem a esse distúrbio e, a partir daí desenvolver métodos capazes de prognosticá-lo com maior eficácia e em tempo hábil, possibilitando fornecer alertas à população. Atualmente, essa previsão tem sido uma tarefa de grande complexidade, pois sua amplitude é bem menor do que a de cavados e cristas em latitudes tropicais, encontram-se imersos em escoamento zonal e as fontes de dados no oceano são insuficientes (ASNANI, 1993). Dentro desse contexto, pretende-se responder ao seguinte questionamento: qual o ambiente sinótico e energético do evento de precipitação intensa o DOL estava inserido? Caso o DOL apresente determinado padrão energético sobre a costa leste do Nordeste, então é possível que o evento extremo de precipitação associado a esse sistema esteja relacionado às transformações de energia na atmosfera. Portanto, a presente pesquisa visa desenvolver a análise sinótica, bem como identificar os termos e as transformações de energia, aplicando o ciclo de Lorenz, para o caso de chuva intensa ocorrido no Município de Maceió, entre 2 e 3 de julho de 2013.

CAPÍTULO 2

REVISÃO DE LITERATURA

Nesta seção é apresentada uma breve fundamentação teórica acerca dos conhecimentos básicos para a estruturação do Diagrama de Lorenz. Com esse propósito, é apresentada a conceituação das principais formas básicas de energia que compõem os processos termodinâmicos da atmosfera, dentre elas a energia cinética e a potencial. Ademais, é definido o fenômeno meteorológico Distúrbio Ondulatório de Leste, enfatizando suas características sinóticas e condições de tempo associadas a ele. Adicionalmente, são discutidas algumas pesquisas que descreveram a energética da atmosfera e os tipos de instabilidades atmosféricas relacionadas ao ciclo de Lorenz.

2.1. Energias

No sistema físico da atmosfera terrestre podem ser encontradas inúmeras formas de energia distribuídas em uma grande escala; e as transformações de uma forma para outra ocorrem continuamente. De acordo com a primeira lei da termodinâmica, essas energias não podem ser criadas nem destruídas, apenas transformadas, sendo as mesmas capazes de gerar fenômenos meteorológicos distintos com características físicas próprias (KNIGHT, 2009).

Energia é a capacidade que um sistema físico (atmosfera) tem de realizar trabalho. Trabalho, por sua vez, é a quantidade de energia transferida de uma parcela de ar para o ambiente durante os movimentos relacionados a algum processo atmosférico e sua evolução no tempo (LORENZ, 1967). Segundo Woolard (1926), a atmosfera é similar a uma máquina térmica que realiza trabalho por meio de um processo cíclico, transformando calor (radiação solar incidente) em energia para alimentar os sistemas meteorológicos existentes. Pode-se afirmar que o calor e o trabalho são ambas formas de transferência de energia, porém a forma de se transferir é diferente. O calor é a energia transferida entre um sistema e o ambiente como consequência de um gradiente de temperatura existente entre eles.

As principais formas de energia típicas na atmosfera são a energia interna (I), energia potencial gravitacional (Φ), energia cinética (K) e a energia latente (LH) associada com as transições de fase da água.

A **energia interna** (I) corresponde ao total de energias pertencentes a um sistema em nível microscópico. Essa energia depende do calor específico molar a volume constante (c_v) e da temperatura (T). A **energia potencial gravitacional** (Φ) é a energia que um sistema possui devido a sua posição (Z) em um campo gravitacional (g). A **energia cinética** (K) é a energia associada ao movimento. Na atmosfera, a energia cinética depende das componentes zonal e meridional do vento. Como a velocidade vertical, se comparada às componentes horizontais do vento, é muito pequena, ela pode ser desprezada. Por fim, a **energia latente** (LH) que representa as mudanças de fase da água presente na atmosfera. Onde Q na equação representa a quantidade de calor, e L o calor latente específico para uma determinada substância.

As equações para essas formas de energia expressas por unidade de massa são representadas, respectivamente, a seguir:

$$I = c_v T \quad (1)$$

$$\Phi = gZ \quad (2)$$

$$K = \frac{1}{2} c \cdot c = \frac{1}{2} (u^2 + v^2 + \omega^2) \approx \frac{1}{2} (u^2 + v^2) \quad (3)$$

$$LH = LQ \quad (4)$$

Observando a relação entre energia interna e a temperatura (Equação 1), pode-se afirmar que ao variar a temperatura de um sistema, é provocada uma variação de sua energia interna. Entretanto, nem todas as formas de energia existentes são consideradas energias térmicas, ou seja, que podem provocar essa variação na energia interna de um dado sistema (PEIXOTO JP & OORT AH, 1992).

Especificamente, para um gás ideal, a energia interna é a soma das energias cinética e potencial. São essas energias que podem caracterizar o estado termodinâmico da atmosfera e são utilizadas para evidenciar variações provocadas pela atuação de algum sistema meteorológico. As energias cinética e potencial podem variar em relação ao estado médio da atmosfera quando houver alguma perturbação; e de energia potencial e cinética médias, passam a ser classificadas como energia

cinética e potencial turbulenta. Durante os constantes movimentos de ascendência e subsidência que ocorrem na atmosfera, a energia cinética é convertida em energia potencial e vice-versa. Entretanto, nem toda energia potencial do estado de referência está disponível para ser convertida, apenas uma fração desta energia (energia potencial total) pode ser aproveitada, que é a energia potencial disponível. (LORENZ, 1955)

2.2. Energética da Atmosfera

O Sol é a principal fonte de energia propulsora dos movimentos atmosféricos. Entretanto, a incidência da energia solar sobre a Terra não é distribuída igualmente. Em média, os trópicos recebem e absorvem mais energia solar anualmente do que as regiões polares. Este diferencial na absorção de energia cria uma distribuição desigual de temperatura (ASNANI, 1993). Como a temperatura, a pressão e a densidade estão relacionadas, logo a energia potencial (EP) tem uma distribuição desigual também. A geração de energia potencial disponível (EPD), que é fração da energia potencial total, ocorre devido às variações de temperatura e densidade. A EPD convertida em energia cinética (EC) direciona a movimentos atmosféricos à medida que a atmosfera tenta remover essas variações de densidade e temperatura. A partir desses movimentos se origina a circulação atmosférica, em que várias formas de energia são convertidas em outras, geradas e dissipadas durante a distribuição de massa, e principalmente do transporte de calor (LORENZ, 1967).

Dentre as várias formas de energia, as que desempenham papel significativo na atmosfera são: a **energia cinética** (EC), a **energia potencial** (EP) e a **energia interna** (EI). Uma parcela de ar na atmosfera possui energia potencial (associada à sua posição relativa ou altura geopotencial) e energia cinética (associada ao movimento) sendo o total dessas energias representado pela energia interna (DUTTON e JOHNSON, 1967).

A mudança (ou variação) da energia interna do sistema é igual à diferença entre o calor adicionado ao sistema e o trabalho feito pelo sistema. A energia cinética turbulenta faz parte da energia interna e é formada por energia cinética dos movimentos de pequena escala e também dos movimentos moleculares. O suprimento dos movimentos inerentes à circulação atmosférica vem da energia cinética, que está relacionada à variação de temperatura, e conseqüentemente ao

movimento das partículas. O aquecimento da atmosfera, do oceano e continentes é efeito direto da atuação desse tipo de energia. Entretanto, nem toda a energia cinética está disponível, parte dela é continuamente dissipada por atrito (WOOLARD, 1926).

Alterações nas principais energias do sistema proporcionam movimentos ascendentes e descendentes na atmosfera convertendo energia potencial (EP) em energia cinética (EC) e vice-versa, em um processo essencialmente adiabático e reversível. Essas formas de energia podem ser transferidas de um lugar para o outro em um intercâmbio entre atmosfera e superfície. Durante a conversão de energia cinética em energia potencial total, o atrito aumenta a temperatura potencial de algumas porções da atmosfera, e isso eleva a energia potencial total do estado de referência (HOLTON, 1992).

Segundo Margules (1903), energia potencial e energia cinética aumentam ou diminuem simultaneamente na atmosfera, logo pode-se tratá-las como uma única forma de energia, a energia potencial total (EPT). Em uma dada coluna vertical da atmosfera, a quantidade média de EPT por unidade de massa é dada por cpT que equivale a calor sensível por unidade de massa. Da quantidade total da EPT, apenas uma parcela está disponível para as conversões de energia na atmosfera, que é a energia potencial disponível (EPD) (LORENZ, 1955).

Em síntese, os três passos principais no ciclo básico de energia são: a geração de energia potencial disponível por aquecimento, a conversão de energia potencial disponível em energia cinética por processos adiabáticos reversíveis e a dissipação de energia cinética por atrito. As conversões do ciclo de energia atuam como fonte de ar quente em baixas latitudes, e como sumidouro de ar frio em altas latitudes. O aquecimento e o resfriamento nessas latitudes são muito efetivos na geração de energia potencial disponível zonal. Por outro lado, as conversões de energia possíveis podem ser: de energia potencial disponível zonal para energia potencial disponível de perturbação, e de energia cinética zonal para energia cinética de perturbação. Essas conversões transportam as perturbações tanto horizontalmente quanto verticalmente, assim como o momento angular absoluto.

2.3. Instabilidades Baroclínica e Barotrópica

As instabilidades presentes na atmosfera podem dizer muito à respeito dos processos dinâmicos que ocorrem devido aos tipos de variações energéticas. Isso porque as conversões entre um tipo de energia em outro, acabam alterando a circulação geral média de determinada região. Existem dois tipos básicos de instabilidade: a instabilidade baroclínica e a instabilidade barotrópica. A seguir são apresentados conceitos primordiais no entendimento dessas instabilidades.

A **instabilidade baroclínica** é o mecanismo responsável pela amplificação desses distúrbios devido à existência de cisalhamento vertical do vento (HOLTON,1992). Para que uma perturbação atmosférica amplifique, o escoamento básico deve adicionar energia cinética ou potencial para essa perturbação.

Durante esse processo de amplificação, as perturbações extraem energia do fluxo médio de energia potencial. As conversões de energia que ocorrem são proporcionais aos fluxos de calor de perturbação tanto na direção horizontal, quanto na vertical. A atmosfera necessita de fluxos de calor para manter o padrão observado de radiação líquida (positiva nos trópicos, negativa na faixa de 38°N ou S em uma média anual). Uma zona de circulação meridional média, como uma célula de Hadley tropical, pode gerar esses fluxos de calor. Entretanto, em latitudes médias, vários fatores causam perturbações em grande parte do transporte de calor. A instabilidade baroclínica fornece um mecanismo para explicar como essas formas de perturbação se incorporam e evoluem inseridas nesses fluxos de calor (GROTJAHN, 2014). Em síntese, uma atmosfera baroclínica é aquela na qual as superfícies de pressão e densidade constantes não coincidem, de forma que haja uma variação do gradiente de temperatura sobre a superfície isobárica (BJERKNES e HOLMBOE, 1944).

A **atmosfera se encontra barotrópica** quando as superfícies de temperatura e pressão são coincidentes, ou seja, a temperatura é uniforme numa superfície de pressão constante (sem gradiente de temperatura). De acordo com Azevedo et al. (2008), esse tipo de instabilidade tem como característica principal o fato de amplificar mediante o consumo da energia cinética média do escoamento. Esta forma de instabilidade desenvolve importante papel porque é através dela que pode ocorrer a transferência direta da energia cinética média para a energia cinética associada aos movimentos verticais, proporcionando a interação entre os campos médio do escoamento e de mesoescala.

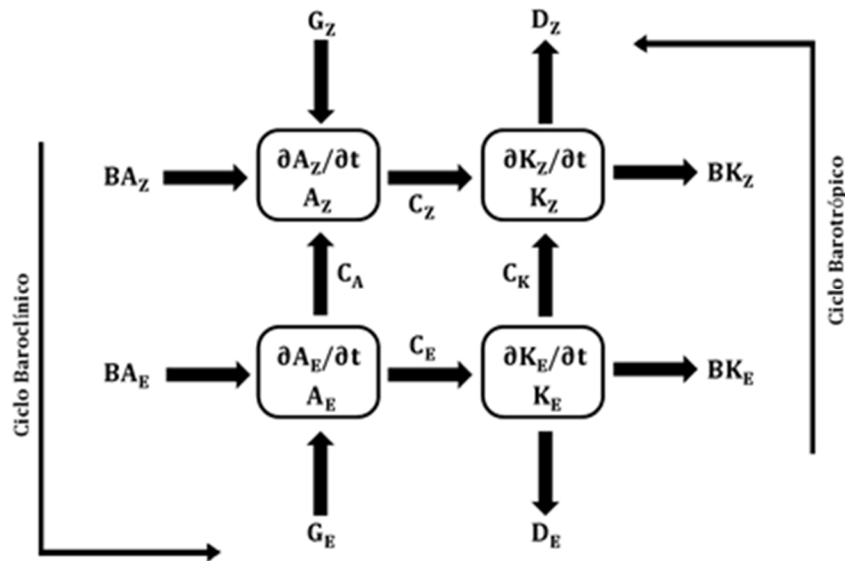
2.4 Ciclo de Energia de Lorenz

A fim de estudar a energética da atmosfera, Lorenz (1960) propôs representar os termos de energia, geração e a conversão entre elas por meio de um diagrama de blocos (Figura 1). O conjunto de blocos do diagrama representa os reservatórios das várias formas de energia do sistema e as setas que apontam no sentido do fluxo de energia, indicam a presença de fontes, sumidouros ou termos de conversão entre as formas energéticas (HOLTON, 1992). As energias envolvidas são divididas em componente do estado básico e de perturbação, são elas: a energia potencial disponível do estado básico (AZ, no inglês *available zonal*), energia potencial disponível da perturbação (AE), a energia cinética do estado básico (KZ) e do distúrbio (KE). A conversão entre as formas de energia são AZ-AE (CA) e AE-KE (CE), e KE-KZ (CK) e AZ-KZ (CZ). As conversões CA e CE correspondem ao ciclo de instabilidade baroclínica, CK e CZ ao ciclo barotrópico.

A conversão baroclínica do tipo CA se refere ao transporte de ar quente do equador para os pólos e ar frio dos pólos para o equador. A conversão baroclínica do tipo CE ocorre por meio do movimento de ar quente ascendente e ar frio subsidente; esse tipo de conversão ocorre nas células de Hadley tropicais. Em médias latitudes, as perturbações dominam a circulação zonal. Nos trópicos, o fluxo de calor na célula de Hadley faz o seguinte percurso: equador, ascende, segue para os pólos, e finalmente subside nos trópicos. O calor segue para os pólos principalmente por meio das perturbações na atmosfera.

A conversão barotrópica pode ser do tipo CK, que é dependente do vento zonal médio positivo, e do tipo CZ, que ocorre pelo movimento ascendente de ar quente e subsidente de ar frio na circulação meridional média zonal. O mecanismo barotrópico é uma forma de rearranjar a energia cinética; e o fluxo das perturbações, células meridionais, e jatos polar e subtropical são relacionados a esses mecanismos. De forma geral, a conversão de uma componente zonal para uma componente da perturbação indica instabilidade e a contrária estabilidade atmosférica.

Figura 1 - Diagrama de Lorenz de quatro caixas.



Fonte: Adaptado de Veiga e Ambrizzi (2013).

2.5. Estudos sobre Energética da Atmosfera

Os estudos sobre energética da atmosfera foram até então concentrados em diferentes métodos para se quantificar os termos de energia e suas conversões, e para observar os possíveis padrões energéticos para os diversos sistemas meteorológicos, sendo eles modulados ou não por oscilações atmosféricas. A seguir são apresentados estudos sobre a energética da atmosfera que incluem as principais abordagens no assunto citadas anteriormente.

A problemática de se determinar os processos energéticos que ocorrem na atmosfera já era discutida por Woolard (1926). O autor comparou a atmosfera terrestre a uma grande máquina térmica que converte energia solar incidente em energia necessária para gerar fenômenos atmosféricos. Notava-se a necessidade de elucidar detalhes do mecanismo e dos processos pelos quais, sob as leis habituais de dinâmica e termodinâmica, estas energias resultam na produção e manutenção dos sistemas atmosféricos.

Os conceitos iniciais de energia potencial disponível, energia cinética, e conversões entre estes tipos de energias e suas subdivisões (zonal e perturbação) foram abordados por Lorenz (1954). A partir desse estudo, foram analisados como esses processos geravam e mantinham a energia da circulação geral da atmosfera e

como alterações de temperatura (arrefecimento ou aquecimento) podiam causar perturbações. O autor observou que para compreender a manutenção da energia da circulação geral, não era suficiente apenas conhecer a troca de energia entre a circulação zonal e de perturbação. Assim, um conhecimento de todas as funções de transformação de energia, geração e dissipação se fez necessária e, a conversão de energia potencial disponível zonal para a energia potencial disponível de perturbação pôde, portanto, ser considerada como uma importante transformação de energia na escala de circulação geral.

Em sequência, White e Saltzamn (1956) através de uma análise empírica procuraram determinar como ocorrem as conversões entre energia cinética e potencial, e como esses processos atuam na manutenção dos sistemas atmosféricos de grande escala. O objetivo dos autores foi apresentar algumas estimativas observacionais do processo de conversão com base em dados calculados por meio de um modelo de dois parâmetros do fluxo atmosférico para uma parte do continente norte americano. O estudo sugeriu que a conversão total de energia é realizada principalmente por perturbações em planos verticais leste-oeste, ratificando o que já foi proposto em trabalhos anteriores.

Após analisar como se comportam as transformações de energia, Lorenz (1960) mostrou métodos para se estudar as transformações de energia na atmosfera por meio da integração numérica de equações simplificadas sob o âmbito da conservação de energia. Esses métodos foram aplicados principalmente para processos adiabáticos, em que é conservada a soma de energia cinética e energia potencial disponível, e então poder descrever a tendência de estabilidade estática com o aumento da energia cinética liberada. A proposta do autor foi, através do modelo de camadas, estudar a circulação geral da atmosfera. Essa proposta de se utilizar o modelo n-camadas em que a dimensão vertical da atmosfera é substituída por um número finito de camadas, sobretudo o de duas camadas, se deve à simplicidade com relação à estabilidade estática variável.

Outras formas de se estimar as taxas de energia em seus estados médio e de perturbação, tanto para energia cinética quanto para energia potencial disponível que são geradas, convertidas e dissipadas na atmosfera, forma propostas por Oort (1964). As energias cinética e potencial disponível foram subdivididas em suas contribuições médias e de perturbação, também consideradas como quatro formas de energia. O diferencial em relação aos estudos anteriores foi a utilização pelo autor de três

métodos de separação das energias, com domínio no espaço, domínio no tempo e no espaço-tempo. Com as equações dos métodos anteriormente propostas por Lorenz, o autor elaborou dois diagramas dos ciclos de energia (para o Hemisfério Norte), um no domínio espaço e outro no domínio espaço-tempo.

Um novo esquema para diagnosticar a energética da atmosfera local foi apresentado por Murakami (2010). Diferente dos esquemas convencionais desenvolvidos desde os conceitos formulados por Lorenz (1955) até os mais atuais, o autor além de considerar como termos da equação de energia os campos médios e os campos transientes de perturbação, introduziu equações de interação dos fluxos de energia. Assim como o diagrama do ciclo de Lorenz, nesse estudo foram utilizados diagramas de caixa, porém com “nós” de interação de energia e “setas” para a interação entre esses fluxos de energia.

Como observado na literatura, foram realizados vários estudos sobre métodos de quantificar as energias na atmosfera e os processos dinâmicos e termodinâmicos associados aos fenômenos meteorológicos. Alguns desses estudos, foram aplicados aos sistemas meteorológicos atuantes no Hemisfério Sul, associando a intensidade desses fenômenos à energética da atmosfera. Um desses estudos abordou as características sinóticas que distinguem eventos de precipitação normal e intensa para identificar condições meteorológicas severas com potencial de causar desastres. A partir do cálculo e observação da evolução das componentes da energética da atmosfera para a região Sudeste do Brasil, em um período superior a 5 dias, Lima et al (2010) concluíram que, tanto a instabilidade baroclínica quanto a instabilidade barotrópica foram responsáveis pelo crescimento da perturbação ocorrida no período estudado, e que a instabilidade barotrópica tem grande importância para a geração de eventos de precipitação intensa na região estudada.

A evolução energética de sistemas de grande escala sobre a América do Sul, incluindo os oceanos foi analisada por Silva e Satyamurty (2012). Por intermédio do ciclo energético de Lorenz, os autores previram tendências e oscilações da zona de convergência intertropical, do vórtice ciclônico de altos níveis, e da zona de convergência do Atlântico sul. Para esse estudo foram utilizados dados de reanálise do NCEP-DOE entre os anos de 1979 e 2007. As variáveis utilizadas foram: as componentes zonal e meridional do vento, o ômega e a temperatura do ar. Esses dados foram provenientes de médias diárias obtidas em 17 níveis (1000-10 hPa). As principais conclusões apresentadas pelos autores mostraram que apesar dos

sistemas estudados estarem presentes na mesma região (tropical), a manutenção dos mesmos se dá de forma distinta, e que pode haver um forte acoplamento entre eles.

Sabendo-se que, entender o padrão energético e a intensidade de atuação de sistemas meteorológicos, pode ajudar a prever os possíveis danos que esses fenômenos podem vir a causar. Portanto, muitos estudos têm buscado relacionar os sistemas meteorológicos ao ciclo de energia de Lorenz. Um desses estudos relaciona ocorrências simultâneas de diferentes padrões de onda atmosférica que atravessam o Atlântico Sul. Kouadio et al (2012) investigaram sistemas convectivos de mesoescala classificados como intensos (vida útil > 2 horas) que se propagaram de leste para o oeste sobre oceano Atlântico equatorial, ocasionando episódios de precipitação forte (anomalia > 10mm.dia⁻¹) que ocorrem no leste do Nordeste do Brasil. Através de uma análise diagnóstica, doze casos de onda de leste variando entre 3 e 8 dias de duração, e com velocidade média de 8 m/s foram selecionados e documentados durante cada estação chuvosa de 2004, 2005 e 2006. Esses casos, que representam 50% do número total de fortes episódios de chuva e 60% da quantidade de precipitação no leste do Nordeste do Brasil foram simultâneos a uma aceleração dos ventos alísios sobre o Atlântico Sul-Equatorial. Em consequência, foi gerado um transporte excessivo de umidade do leste da África para a América, fortalecendo a atividade convectiva na região oceânica adjacente ao Brasil.

Assim como a intensidade dos sistemas meteorológicos podem revelar relações com sua energética, a alteração da atividade desses fenômenos por oscilações atmosféricas também pode modificar seu ciclo de energia. SANTOS (2014) teve como finalidade analisar quantitativamente as alterações na energética global ocasionadas pelos eventos de La Niña e El Niño, comparando os anos neutros aos campos climatológicos. Para isso, a autora utilizou dados de reanálise NCEP/NCAR correspondente aos anos de 1979 a 2011. Partindo da premissa que a circulação geral da atmosfera ocorre devido à conversão, geração e dissipação de energia cinética e potencial tanto em suas formas zonais quanto de perturbação, a autora, dentre vários resultados obtidos, conclui que o El Niño atua no fortalecimento, e La Niña no enfraquecimento do ramo barotrópico do ciclo de Lorenz. Para o ramo baroclinico não foi observada nenhuma alteração relevante.

Outro estudo nesse mesmo sentido, se baseou nas consequências do aumento dos gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera para o ciclo energético por meio de uma análise quantitativa. Com o intuito de analisar o impacto das diferentes taxas de

emissões de GEE no ciclo de energia de Lorenz global e dos hemisférios, foram utilizados dados médios diários das componentes zonal e meridional do vetor vento horizontal, temperatura do ar, componente vertical de velocidade em coordenadas isobáricas e altura geopotencial. As variáveis atmosféricas foram integradas a partir do nível de 1000hPa até 1hPa. O período de análise abrangeu dois intervalos específicos: 1979-1999 e 2079-2099. Segundo Veiga e Ambrizzi (2013), foram observadas alterações significativas nas conversões de energia do ciclo de Lorenz, principalmente um aumento na conversão de energia cinética de perturbação em energia cinética zonal, ou seja, a atmosfera se torna mais barotrópica.

Não há somente trabalhos que tratam a energética da atmosfera a curto prazo, como em casos de atuação de sistemas meteorológicos. Pan et al. (2017) analisaram as variações temporais do ciclo de energia a longo prazo, ainda não exploradas anteriormente. Os autores utilizaram três conjuntos de dados do ERA para examinar as características temporais do ciclo energético de Lorenz da atmosfera terrestre em resposta às mudanças climáticas. O estudo concluiu que a energia mecânica total da atmosfera global basicamente permanece constante com o tempo, mas as energias de perturbação média global mostraram tendências positivas significativas. Sugeriram ainda que, essas tendências positivas são concentradas no hemisfério sul. Ademais, tendências positivas significativas foram encontradas nas taxas de conversão, geração e dissipação de energias. Isso mostrou que a eficiência da atmosfera global como máquina térmica aumentou com as mudanças climáticas, o que pode vir a aumentar a intensidade dos danos ocasionados por alguns fenômenos meteorológicos.

Tabela 1- Resumo da revisão de literatura sobre estudos de energética.

Ano	Título	Objetivo	Conclusões
Woolard (1926)	Recent investigations on the energy in the earth's atmosphere, its transformation and dissipation.	Analisar a energia na atmosfera terrestre, as transformações entre os tipos de energia, e dissipação que influenciam na geração e manutenção dos fenômenos meteorológicos.	Concluiu que as chuvas intensas são evidências definitivas de que a convecção atua na atmosfera em grande escala. A ascendência de ar, resultante da radiação, na latitude de 60°, retornando para o equador, contribui com energia suficiente para a circulação geral da atmosfera.
Lorenz (1954)	A study of the general circulation and a possible theory suggested by it	Estudar as teorias desenvolvidas sobre a circulação geral da atmosfera.	Por intermédio de uma revisão de literatura, Lorenz observou que há fluxos simétricos na atmosfera compatíveis com a circulação geral, e que estão relacionados às perturbações presentes na atmosfera. Essas interações de energia na circulação atmosférica podem ser representadas matematicamente.
White e Saltzamn (1956)	On Conversions between Potential and Kinetic Energy in the Atmosphere	Os autores procuraram determinar como ocorrem as conversões entre energia cinética e potencial, e como esses processos atuam na manutenção dos sistemas atmosféricos de grande escala.	O estudo sugeriu que a conversão total de energia é realizada principalmente por perturbações em planos verticais leste-oeste, ratificando o que já foi proposto em trabalhos anteriores.
Lorenz (1955)	Available Potential Energy and the Maintenance of the General Circulation	O autor buscou analisar como a energia potencial se comporta no processo de manutenção da circulação geral da atmosfera.	O autor concluiu que a circulação geral é caracterizada por uma conversão da energia potencial disponível zonal, que é gerada pelo aquecimento de baixa latitude e resfriamento de alta latitude, para a energia potencial de perturbação, para a energia cinética de redemoinho e para a energia cinética zonal.

Lorenz (1960)	Generation of available potential energy and the intensity of the general circulation.	Buscou explicar a intensidade da circulação geral através de uma consideração do processo físico que mantém o ciclo de energia atmosférico.	O autor concluiu que apenas 2% da energia solar incidente é convertida em energia cinética, e que a circulação geral atua em sua eficiência máxima possível.
Oort (1964)	On estimates of the atmospheric energy cycle	Propor novas formas de se estimar as taxas de energia em seus estados médio e de perturbação, tanto para energia cinética quanto para energia potencial disponível que são geradas, convertidas e dissipadas na atmosfera.	O autor elaborou dois diagramas dos ciclos de energia (para o Hemisfério Norte), um no domínio espaço e outro no domínio espaço-tempo com as equações propostas por Lorenz.
Murakami (2010)	Atmospheric Local Energetics and Energy Interactions between Mean and Eddy Fields. Part I: Theory	O autor teve como objetivo introduzir equações de interação dos fluxos de energia ao já estudado ciclo de energia de Lorenz.	O diagrama de caixa da energia energética local e o fluxo das interações de energia foram úteis para o diagnóstico da circulação atmosférica geral.
Lima (2010)	Episódios de precipitação intensa no sudeste do Brasil e a influência das anomalias de temperatura da superfície do mar e da topografia	Estabelecer diferenças entre eventos de precipitação normal e intensa associados à incursão de SF ou formação de ZCAS. E, na parte numérica, simular a ocorrência dos eventos de precipitação intensa, para posteriormente realizar experimentos de sensibilidade com o intuito de verificar a possível influência das anomalias de TSM e da topografia sobre episódios de chuvas intensas.	A autora concluiu que anomalias negativas de TSM sobre o Atlântico Sul Subtropical e anomalias positivas sobre o Atlântico Sul Extratropical parecem estar associadas ao aumento da precipitação sobre o sudeste brasileiro. O modelo numérico simulou bem a circulação sinótica e reproduziu os episódios com padrões espaciais comparáveis às Reanálises nos campos dinâmicos e observação no caso da precipitação. Porém, os valores foram subestimados na simulação para ambos os casos.
Silva e Satyamurty (2012)	Evolution of the Lorenz Energy Cycle in the Intertropical Convergence Zone in the South American Sector of the Atlantic Ocean	Os autores tinham como objetivo analisar a evolução energética de sistemas de grande escala sobre a América do Sul, incluindo os oceanos.	As principais conclusões apresentadas pelos autores mostraram que apesar dos sistemas estudados estarem presentes na mesma região (tropical), a manutenção dos

			mesmos se dá de forma distinta, e que pode haver um forte acoplamento entre eles.
Kouadio et al (2012)	Heavy Rainfall Episodes in the Eastern Northeast Brazil Linked to Large-Scale Ocean-Atmosphere Conditions in the Tropical Atlantic	Os autores buscaram investigar se há relações entre sistemas convectivos de mesoescala classificados como intensos que se propagaram de leste para o oeste sobre oceano Atlântico equatorial, ocasionando episódios de precipitação forte que ocorrem no leste do Nordeste do Brasil.	Os autores observaram que 50% do número total de fortes episódios de chuva e 60% da quantidade de precipitação no leste do Nordeste do Brasil foram simultâneos a uma aceleração dos ventos alísios sobre o Atlântico Sul-Equatorial. Em consequência, foi gerado um transporte excessivo de umidade do leste da África para a América, fortalecendo a atividade convectiva na região oceânica adjacente ao Brasil
Santos (2014)	Um estudo do impacto de eventos ENOS na energética global.	A finalidade do estudo foi analisar quantitativamente as alterações na energética global ocasionadas pelos eventos de La Niña e El Niño, comparando os anos neutros aos campos climatológicos.	A autora, dentre vários resultados obtidos, concluiu que o El Niño atua no fortalecimento, e La Niña no enfraquecimento do ramo barotrópico do ciclo de Lorenz. Para o ramo baroclinico não foi observada nenhuma alteração relevante.
Veiga e Ambrizzi (2013)	A Global and Hemispherical Analysis of the Lorenz Energetics Based on the Representative Concentration Pathways Used in CMIP5.	Os autores buscaram analisar o impacto das diferentes taxas de emissões de gases de efeito estufa no ciclo de energia de Lorenz a nível global e dos hemisférios (regional).	Foram observadas alterações significativas nas conversões de energia do ciclo de Lorenz, principalmente um aumento na conversão de energia cinética de perturbação em energia cinética zonal, ou seja, a atmosfera se torna mais barotrópica.
Pan et al (2017)	Earth's changing global atmospheric energy cycle in response to climate change.	Os autores buscaram analisaram as variações temporais do ciclo de energia a longo prazo.	O estudo concluiu que a energia mecânica total da atmosfera global basicamente permanece constante com o tempo, mas as energias de perturbação média global mostraram tendências positivas significativas, o que pode vir a aumentar a intensidade dos danos ocasionados por alguns fenômenos meteorológicos.

2.6. Distúrbio Ondulatório de Leste

Em estudos iniciais sobre meteorologia da região tropical, RIEHL (1945), observou que mudanças na direção do vento acompanhavam a formação e deslocamento de centros isobáricos e que tais mudanças sugeriam que esses centros eram manifestações da propagação de ondas atmosféricas deslocando-se de leste para oeste. Desde então o Distúrbio Ondulatório de Leste (DOL) foi definido como oscilações nos campos de pressão e vento, que se encontram em fase na superfície. Segundo o autor, o DOL provoca essas perturbações em baixa e média troposfera e são importantes moduladores da precipitação por onde se propagam. Esses distúrbios ocorrem em várias regiões tropicais, principalmente no Oceano Pacífico ocidental, Mar do Caribe, África Ocidental e Oceano Atlântico Oriental (ALAKA e MALONEY, 2012; WU e SCHUBERT, 2013). Na região tropical do Atlântico Sul, os DOLs também podem ocorrer, embora menos frequentemente do que em outro lugar (YAMAZAKI e RAO, 1977).

As condições de tempo relacionadas ao distúrbio são: bom tempo associado à subsidência a oeste do cavado e mau tempo a leste do cavado; na baixa troposfera, a onda se move mais lentamente que a corrente básica, e possui um núcleo de ar mais frio que a vizinhança; a intensidade máxima da onda varia de 700 hPa a 500 hPa, e a inclinação é para leste com a altura. Além disso, o sistema meteorológico pode ter período de duração entre 3 e 6 dias, e atuar durante todo o ano (COUTINHO e FISCH, 2007).

A região Nordeste do Brasil (NEB) apresenta grande variabilidade espacial e temporal nos regimes de chuva, e está sob a atuação de vários sistemas meteorológicos, entre eles o DOL. Essa instabilidade torna a região mais suscetível a desastres naturais. Uma vez que, uma região esteja sob influência de um distúrbio atmosférico, os eventos extremos de precipitação ocasionados por ele resultam em danos materiais e humanos. Devido à baixa previsibilidade de um evento de precipitação intensa, medidas para mitigar seus efeitos se tornam tardias em muitos casos. Esses extremos de precipitação ocorrem, de acordo com Coutinho e Fisch (2007), pois um DOL pode intensificar os sistemas meteorológicos de perturbação convectiva, ou ainda associar-se com a ocorrência de tempestades tropicais nas regiões Norte e Nordeste.

A estação chuvosa na costa leste do NEB ocorre de abril a julho, principalmente devido a circulações de brisa marítima e sistemas frontais ou suas extremidades ao longo da costa (KOUSKY, 1979, 1980). Além disso, esse é o período de maior concentração de números de DOL na camada de 700 a 500 hPa, segundo Coutinho e Fisch (2007). Dessa maneira, a atuação desse distúrbio associado às chuvas previstas traz as condições

necessárias para ocasionar eventos extremos de precipitação, que são chuvas de volumes acima do esperado climatologicamente.

CAPÍTULO 3

MATERIAL E MÉTODOS

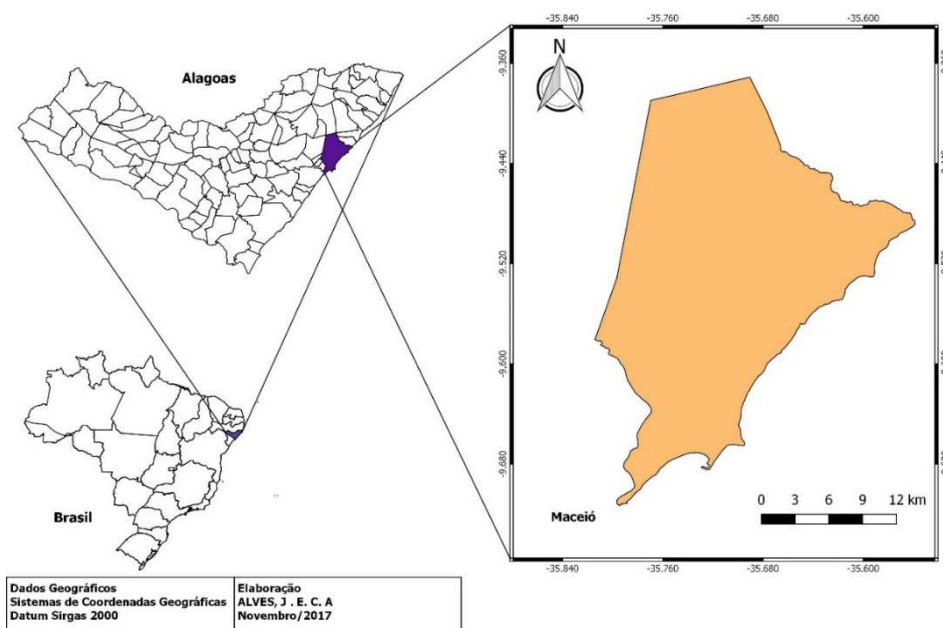
3.1. Área de estudo

A área de estudo pertence à região Nordeste do Brasil, mais precisamente ao estado de Alagoas. A cidade de Maceió está localizada em 09° 39' 57" S de latitude e 35° 44' 07" W de longitude (Figura 2), e possui área territorial de 509,552 km². A capital de Alagoas tem população de 932.748 habitantes de acordo com o último censo (2010), e segundo estimativas de 2017, possui hoje cerca de 1.029.129 habitantes.

As principais bases econômicas do estado de Alagoas são a agricultura e a pecuária, assim como a Indústria e o Turismo. Entretanto, a capital Maceió possui 81,52% na participação do setor de serviços em sua economia, seguido pelo setor industrial com 18,25% e 0,23% do setor agropecuário (IBGE/SEPLANDE).

De acordo com a classificação climática de Köppen, Maceió possui clima tropical úmido. A temperatura média é de aproximadamente 24.7 °C, podendo chegar a 25.9 °C no mês de janeiro, e 23.1 °C em julho. Tem uma pluviosidade média anual de 1726 mm, sendo novembro o mês mais seco com precipitação em torno de 39 mm, e o mês de Maio o de maior precipitação com uma média de 286 mm.

Figura 2 - Localização da cidade de Maceió.



Fonte: Elaborada pela autora (2017).

3.2. Dados

O evento de precipitação intensa ocasionado por um Distúrbio Ondulatório de Leste (DOL), ocorreu entre os dias 02 e 03 de julho de 2013. O potencial convectivo, as fases de desenvolvimento, energética e deslocamento desse sistema atmosférico são analisados por meio dos seguintes dados:

- (i) Precipitação diária acumulada na cidade de Maceió, fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET);
- (ii) Imagens do Satélite GOES 13, no canal infravermelho termal realçado, fornecidas pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DSA/CPTEC/INPE). As imagens de satélite, foram utilizadas com o intuito de observar a intensidade do DOL por meio da temperatura de topo do sistema convectivo, bem como seu deslocamento. O horário da imagem de satélite do dia de formação do sistema (29 de junho) corresponde a 1800 Z, e para os dias de maturação e dissipação do DOL (02 de julho) 0000 Z e (-3 de julho) 21 00 Z, respectivamente;
- (iii) As variáveis meteorológicas utilizadas, provenientes da Reanálise ERA5, foram as componentes meridional e zonal do vento, temperatura, vorticidade relativa, divergência, umidade específica, velocidade vertical e pressão ao nível médio do mar. Tais dados foram ferramentas para analisar o ambiente sinótico no qual o sistema atmosférico estava inserido no período de 29 de junho de 2013 a 03 de julho de 2013, calcular o transporte de vapor d'água para dentro e fora da área de estudo, bem como calcular os termos e conversões do ciclo de energia de Lorenz.

A Reanálise ERA5 é desenvolvida pelo *Copernicus Climate Change Service* (CS3), com campos de análise horária e resolução horizontal de $0,3^\circ$ latitude x $0,3^\circ$ de longitude, 139 níveis de pressão, da superfície até 0,01 hPa (cerca de 80 km). Tais dados foram utilizados com o intuito de analisar o ambiente sinótico no qual o sistema atmosférico estava inserido, bem como calcular os termos do ciclo de energia de Lorenz. A Reanálise ERA5 é a quinta geração de reanálises atmosféricas do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)* de clima global, que começou com as reanálises do First GARP (Global Atmospheric Research) Global Experiment (FGGE) produzidas na década de 1980, seguido do ERA-15, ERA-40 e mais recentemente ERA-Interim. Todos os produtos de dados ERA5, que substituirão

o ERA-Interim, incluirão informações sobre incertezas, que serão fornecidas para cada parâmetro em intervalos de 3 horas e em uma resolução horizontal de 62 km (HANS e DEE, 2016). Algumas das principais características e inovações no ERA5 em relação ERA-Interim estão listados na tabela a seguir:

Tabela 2 Comparação entre os dados ERA-Interim e ERA5.

	ERA-Interim	ERA5
Período	1979 – presente	1979 - presente
Período de produção	Agosto de 2006 - fim de 2018	Jan 2016 – fim de 2017, e continuou quase em tempo real
Sistema de assimilação	IFS Cycle 31r2	IFS Cycle 41r2
Entrada de modelo	Operacional (SST inconsistente)	Apropriado para clima (por exemplo, Gases de efeito estufa CMIP5, erupções vulcânicas, SST e cobertura de gelo marinho).
Incertezas estimadas	Não estimadas	Para 10 conjuntos de assimilação de dados (EDA) em uma resolução de 63 km.
Frequência de saída	Análises a cada 6 horas, e campos de previsão a cada 3 horas.	Análises e campos de previsão estão disponíveis por hora. EDA a cada 3 horas.
Dados observacionais de entrada	Como no ERA-40 e Sistema Global de Telecomunicações	Além disso, vários conjuntos de dados recém-reprocessados e instrumentos recentes que não podiam ser inseridos no ERA-Interim
Esquema variacional BIAS	Radiação de satélite	Também ozônio, e dados de pressão em superfície
Dados de satélite	RTTOV-7	RTTOV-11
Resolução espacial	79 km globalmente, 60 níveis até 0.1 hPa	31 km globalmente, 137 até 0.01 hPa
Inovações adicionais	Não	Evolução a longo prazo do CO ² no RTTOV, correção de pressão celular SSU, correção de polarização para radiossondas através de bias, EDA perturbações para cobertura de gelo marinho

Fonte: Adaptado de ECMWF Newsletter No. 147 – Spring 2016.

3.3. Metodologia

O sistema meteorológico atingiu o município de Maceió com precipitação acumulada diária significativa nos dias citados anteriormente. O diagrama de Hovmöller (tempo versus longitude) da componente meridional da velocidade do vento, velocidade vertical e vorticidade foi centrado em Maceió (9°66S de latitude), município em que ocorreu maior precipitação acumulada nos dias da atuação do DOL.

O balanço da convergência de umidade durante a ocorrência do DOL em estudo foi calculado sobre uma área retangular delimitada entre -8.7° / -10.4° e -35° / -38.2°, que engloba o estado de Alagoas. A área considerada para se estudar o transporte de vapor d'água para o seu interior e para fora dela, inclui o município de Maceió, o mais afetado pelo DOL. Os valores do fluxo de umidade integrados verticalmente ao longo das fronteiras foram calculados para o evento de precipitação intensa consequente do DOL. A convergência média do fluxo de umidade sobre a área é obtida pela adição quando o transporte é para o interior da área e subtração quando é para fora. Assim, a integração vertical do fluxo de umidade, segundo RAO et al., (1996), é dada por:

$$Q_v = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_0} qv \, dp \quad (5)$$

$$Q_u = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_0} qu \, dp \quad (6)$$

Na equação (5), Q_v é o fluxo de umidade meridional, enquanto que em (6) Q_u é o fluxo de umidade zonal, g é a força gravitacional, q é a umidade específica, u e v são as componentes zonal e meridional do vento e p_t e p_0 representam a pressão em 300 hPa e na superfície, respectivamente. A unidade obtida em Q_v e Q_u é kg/s.

Os fluxos de umidade ao longo das fronteiras leste e oeste são calculados da seguinte maneira:

$$Q_j = \int_{lat_1}^{lat_0} Q_i \, dy \quad (7)$$

$$Q_k = \int_{lon_1}^{lon_0} Q_i dx \quad (8)$$

A integração foi feita fixando-se a latitude ou longitude entre os limites das fronteiras. Na Equação (7), o índice j , define a longitude para fixar as fronteiras leste ou oeste (integração na direção y), lat_1 é o valor da latitude na borda sul e lat_0 é o valor da latitude na borda norte. O índice i em ambas as equações define o fluxo de umidade meridional, zonal ou total já integrado verticalmente. Na Equação (8) o índice k (integração na direção x) define a longitude para fixar as fronteiras norte ou sul, lon_1 é o valor da longitude na borda oeste e lon_0 é o valor da longitude na borda leste.

O balanço de sinais para o cálculo da convergência se dá de acordo com as bordas das áreas delimitadas. Para as bordas Norte e Leste, se o valor for negativo, há entrada ou ganho de fluxo, devendo ser somado; se o valor for positivo, há saída ou perda de fluxo, devendo ser subtraído no balanço total. Nas bordas Sul e Oeste ocorre o inverso, se o valor for positivo, há entrada ou ganho de fluxo, então deve-se somar; se o valor for negativo, há saída ou perda de fluxo, então deve-se subtrair no balanço total de convergência.

Para compreender melhor o balanço de umidade, será mostrado o cálculo desse balanço para o período de maturação (Figura 14b) do DOL em estudo.

O exemplo a seguir leva em consideração os valores nas bordas norte (+0.1383), leste (-0.1292), oeste (-0.0776) e sul (+0.0836). Como nas bordas leste e oeste o fluxo é negativo deve-se somar e subtrair, respectivamente aos demais valores. Desta forma, o mesmo raciocínio pode ser seguido para as bordas norte e sul, que são positivos, portanto devem-se subtrair e somar estes valores das outras bordas, respectivamente.

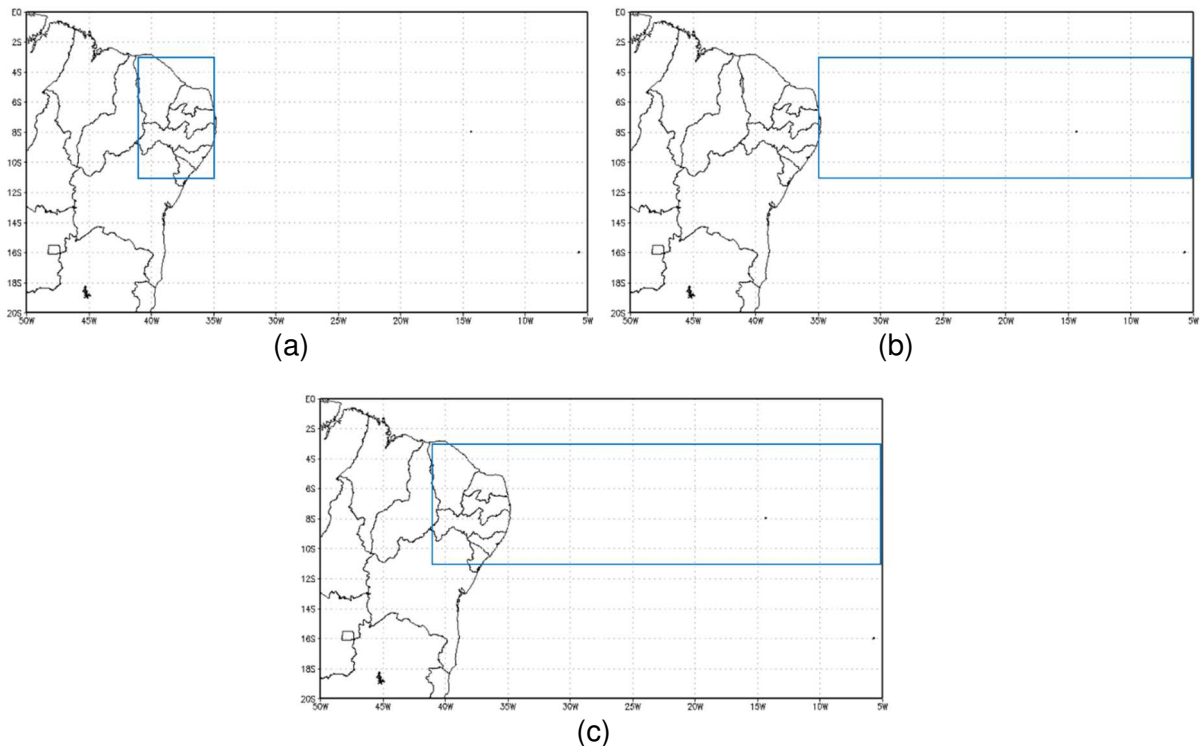
Assim, a convergência do fluxo de umidade na área alvo é:

$$[(0,1292 - 0,0836) + (0,0776 + 0,1383)] \times 10^7 \text{ kg/s} = \mathbf{0,2615 \times 10^7 \text{ kg/s}}$$

A energética de Lorenz, utilizada nesta pesquisa, baseou-se em um diagrama de quatro caixas (Figura 1), no qual as componentes do ciclo de Lorenz foram calculadas por meio da integração na horizontal da área limite e integração na vertical entre os níveis de 1000 e 100 hPa. Com a finalidade de observar o comportamento energético de cada área separadamente durante a propagação do distúrbio atmosférico, os cálculos de integração foram realizados para três áreas limites (Figura

3), uma englobando a área continental e oceânica (Figura 3c), a outra limitada apenas ao continente (Figura 3a), e uma apenas para a região oceânica (Figura 3b).

Figura 3 - Área para cálculo da energética do distúrbio ondulatório de leste ocorrido entre os dias 30 de junho e 5 de julho de 2013: (a) continente, (b) oceano e continente/oceano(c). O retângulo em azul destaca os domínios de espaço.



O conjunto de blocos do diagrama representam os reservatórios das várias formas de energia do sistema e as setas que apontam no sentido do fluxo de energia, indicam a presença de fontes, sumidouros ou termos de conversão entre as formas energéticas (HOLTON, 1992). Os termos de energia e a conversão entre esses termos envolvidos no DOL foram quantificados. Uma vez que, a pesquisa em questão, visa compreender a variabilidade temporal das energias e as transformações que influenciam na manutenção do sistema meteorológico, assim como a variação da precipitação acumulada diária durante a atuação do DOL, então os termos envolvidos em sua geração (GE e GZ) ou dissipação (DZ e DE) não foram quantificados. As energias envolvidas são divididas em componente do estado básico e de perturbação, são elas: a energia potencial disponível do estado básico (AZ, no inglês *available zonal*), energia potencial disponível da perturbação (AE), a energia cinética do estado básico (KZ) e do distúrbio (KE). A conversão entre as formas de energia são AZ-AE (CA) e AE-KE(CE), e KE-KZ (CK) e AZ-KZ (CZ). As conversões CA e CE

correspondem ao ciclo de instabilidade baroclínica, CK e CZ ao ciclo barotrópico. Salienta-se que as siglas referentes aos termos de energia estão apresentadas na língua inglesa.

São utilizados os seguintes conjuntos de equações para calcular os termos de energia:

$$AZ = \int_{p_1}^{p_2} \frac{\overline{T}^*{}^2}{2\sigma} dp \quad (9)$$

$$AE = \int_{p_1}^{p_2} \frac{\overline{T}'^2}{2\sigma} dp \quad (10)$$

$$KZ = \frac{1}{2g} \int_{p_1}^{p_2} \overline{([u^2 + v^2])} dp \quad (11)$$

$$KE = \frac{1}{2g} \int_{p_1}^{p_2} \overline{(u'^2 + v'^2)} dp \quad (12)$$

A energia potencial disponível (AZ), expressa pela Equação (9), determina a estabilidade atmosférica, onde $\sigma = g \left\{ \frac{R_d[\overline{T}]}{c_p p} - \frac{\partial[\overline{T}]}{\partial p} \right\}$, em que g e R_d representam respectivamente, a aceleração da gravidade e a constante dos gases para o ar seco. A temperatura média zonal é representada por \overline{T} , e o calor específico por c_p . A área de interesse a ser integrada verticalmente pelas equações acima é definida como uma superfície de pressão, que vai desde o nível de pressão mais próximo à superfície (p_1) até o topo da atmosfera (p_2). Para definir a energia potencial disponível da perturbação (AE), expressa pela Equação (10), foi utilizado o desvio de temperatura média zonal (\overline{T}'^2). De outra forma, a energia cinética zonal (KZ), expressa pela Equação (11), utilizou as componentes horizontais do vento (u e v); e a energia cinética de perturbação (KE), expressa pela Equação (12), utilizou o desvio dessas componentes do vento.

Para calcular as transformações de energia, as equações usadas foram:

$$(K_Z - A_Z) = - \int_{p_1}^{p_2} [([T]_\lambda)_\varphi ([\omega]_\lambda)_\varphi]_{\lambda\varphi} \frac{R}{gp} dp \quad (13)$$

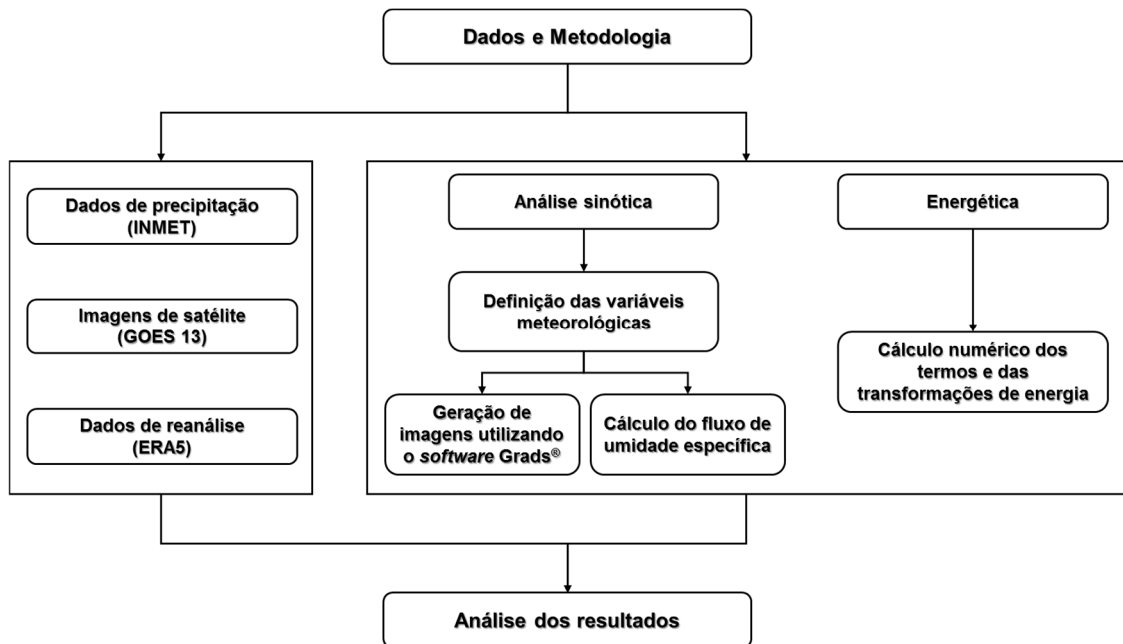
$$(A_E - K_E) = - \int_{p_1}^{p_2} [(T)_\lambda (\omega)_\lambda]_{\lambda\varphi} \frac{R}{gp} dp \quad (14)$$

$$(A_Z - A_E) = - \int_{p_1}^{p_2} \left(\left[\frac{(T)_\lambda (v)_\lambda}{2[\sigma]_{\lambda\varphi} r} \frac{\partial ([T]_{\lambda\varphi})}{\partial \varphi} \right]_{\lambda\varphi} + \left[\frac{(T)_\lambda (\omega)_\lambda}{p^{R/c_p}} \frac{\partial \left(\frac{([T]_{\lambda\varphi})_{\lambda\varphi} p^{R/c_p}}{[\sigma]_{\lambda\varphi}} \right)}{\partial p} \right]_{\lambda\varphi} \right) dp \quad (15)$$

$$(K_E - K_Z) = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \left(\left[\frac{\cos \varphi}{r} (u)_\lambda (v)_\lambda \frac{\partial \left(\frac{[u]_\lambda}{\cos \varphi} \right)}{\partial \varphi} \right]_{\lambda\varphi} + \left[\frac{(v)_\lambda^2}{r} \frac{\partial [v]_\lambda}{\partial \varphi} \right]_{\lambda\varphi} + \left[\frac{\tan \varphi}{r} (u)_\lambda^2 [v]_\lambda \right]_{\lambda\varphi} + \left[(\omega)_\lambda (u)_\lambda \frac{\partial [u]_\lambda}{\partial p} \right]_{\lambda\varphi} + \left[(\omega)_\lambda (v)_\lambda \frac{\partial [v]_\lambda}{\partial p} \right]_{\lambda\varphi} \right) dp \quad (16)$$

A Figura 4 mostra um organograma dos dados e metodologia aplicados a este trabalho.

Figura 4 - Organograma indicativo dos dados e métodos utilizados nesta pesquisa.



CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Sinótica

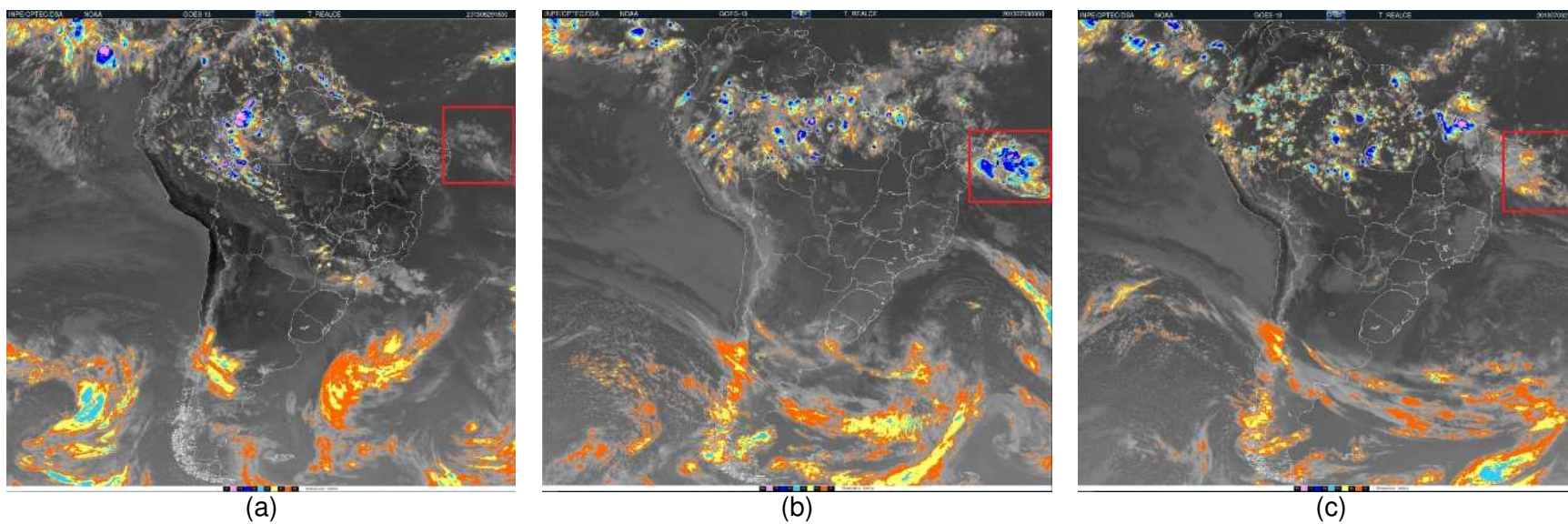
A análise refere-se ao evento de precipitação intensa ocorrido em Maceió-AL, que iniciou seu processo de formação por volta do dia 29 de junho de 2013 (15h00min, horário local). O período da análise sinótica que caracteriza o sistema, abrange as fases de formação, maturação e dissipação do DOL, partindo do método qualitativo de análise do comportamento das variáveis meteorológicas (GOMES et al, 2015) e das imagens de satélite (YAMAZAKI e RAO,1977), utilizado para se estudar o fenômeno.

A Figura 5 apresenta as imagens de satélite para as fases de formação, maturação e dissipação do sistema atmosférico. Nesta observa-se que a nebulosidade convectiva proveniente do oceano está se desenvolvendo e se aproxima do continente, porém ainda não se apresenta bem configurada. Essa banda de nebulosidade propagando-se para oeste, possui inclinação SE/NW, característica similar a encontrada por Yamazaki (1975) em se tratando da inclinação do distúrbio na horizontal.

No dia 02 de julho (Figura 5b), a instabilidade se intensifica e avança sobre a costa leste do Nordeste, momento em que os sistemas convectivos atingem topos mais frios, evidenciados pelos valores de temperatura de brilho que variam entre -70°C e -80°C. Essa instabilidade atinge sua fase mais intensa do dia 2 de julho para o 03 de julho de 2013, iniciando sua dissipação no final do período noturno do dia 03 de julho (Figura 5c).

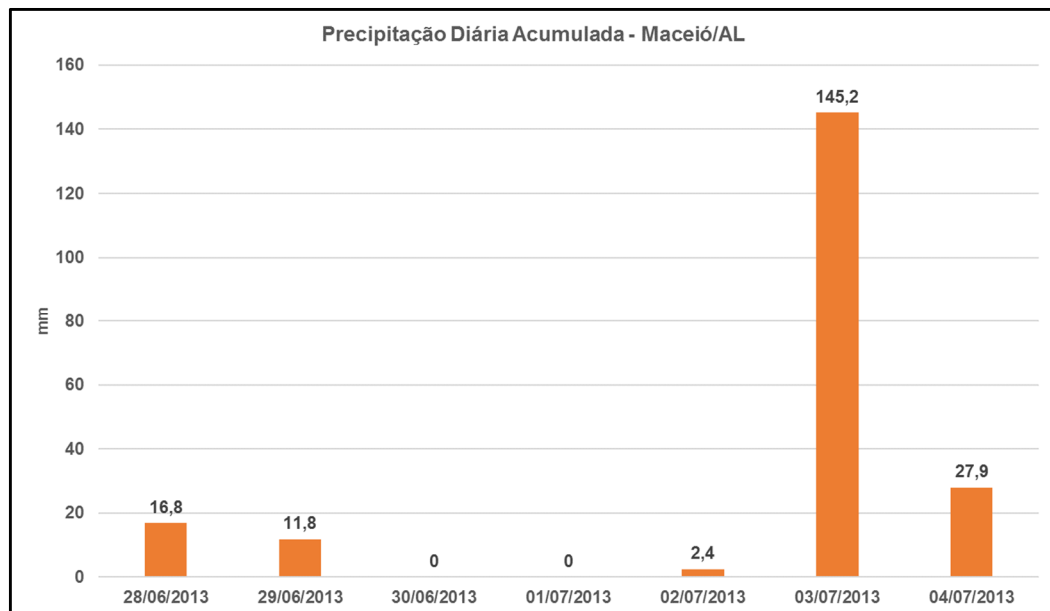
As imagens de satélite proporcionaram o monitoramento do DOL, desde sua formação até a dissipação. Foi possível observar, durante os estágios de desenvolvimento do sistema, que ocorreram mudanças na intensidade convectiva do distúrbio. Na fase de formação, a temperatura no topo da nuvem revelou temperatura do topo de -30°C em apenas um ponto, pois a nebulosidade que deu início ao DOL ainda estava se aproximando do continente e não havia convecção intensa.

Figura 5 - Imagens de satélite no canal infravermelho realçado nas fases de (a) formação – 29/06 às 1800Z, (b) maturação – 03/07 às 0000Z (21h00min horário local do dia 02/07) e (c) dissipação – 03/07 às 2100Z do DOL. O polígono em vermelho destaca o sistema atmosférico.



Durante o estágio de maturação do DOL, a temperatura no topo da nuvem reduziu para -70°C , chegando até -80°C em alguns pontos do sistema convectivo. Por meio desse resfriamento pode-se concluir que a atividade convectiva aumentou, e as nuvens apresentavam maior profundidade. No dia 03 de julho, o DOL ainda atuou com intensidade razoável durante a manhã, reduzindo à tarde e mostrando sinais de dissipação maior no período da noite, o que foi observado por meio da redução da temperatura de brilho no topo da nebulosidade.

Figura 6 - Precipitação diária acumulada em Maceió/AL entre os dias 28 de junho e 04 de julho de 2013.



A passagem do DOL, pela costa leste do Nordeste, entre 29 de junho e 3 de julho de 2013, gerou acumulados significativos de chuva em Natal/RN, Recife/PE e Maceió/AL. Entre essas localidades afetadas pelo distúrbio, o maior acumulado diário de precipitação ocorreu em Maceió/AL (Figura 6). Após o período de maturação do sistema meteorológico, no dia 03 de julho, foi registrado 145,2 mm de chuva às 1200 Z como pode ser observado na Figura 6. Segundo Silva (2011), entre os casos de DOL no período de 2006 a 2010, 70% ou mais da chuva do período chuvoso do litoral norte de Alagoas (AL) foi devido à atuação dos DOL. Além disso, os acumulados máximos de precipitação na costa leste do Nordeste ocorreram entre o litoral norte de AL e o litoral da PB.

A Figura 7 apresenta a variabilidade horizontal do vento no nível de 700 hPa. A partir desta variável, é possível notar que em 700 hPa, ocorre difluência sobre o oceano, dando origem à primeira nebulosidade (Figura 5a) que caracteriza o sistema meteorológico. No dia 29 de julho (Figura 7a), na região adjacente ao Rio Grande do Norte, a velocidade do vento varia de 1 a 4 m/s em parte do continente (costa leste do Nordeste) e também no oceano. No dia 02 de julho (Figura 7b), os ventos sobre o norte de Alagoas e sobre o sul de Pernambuco apresentam velocidade entre 7 e 10 m/s, chegando a ser superior a 10m/s em algumas regiões. No dia 03 de julho (Figura 7c), a intensidade dos ventos se mantém alta na maior parte da costa leste do Nordeste em relação ao dia anterior, com velocidade superior ou igual a 10m/s.

Observa-se a presença de um cavado sobre o oceano a leste do Nordeste (Figura 7a). A oeste desse cavado, há divergência dos ventos, indicando movimentos ascendentes mais próximos à superfície. Devido à ascendência a oeste do ciclone, há transporte de umidade do oceano para níveis de pressão mais altos, assim como a nebulosidade pode atingir maior desenvolvimento vertical sobretudo nessa região, impactando assim no regime de chuvas em Maceió. Gomes (2015) observou esse mesmo padrão de cavado na área dos ventos alísios que se estendeu na baixa troposfera, uma característica evidenciada no campo do vento dos níveis de 850 e 700 hPa.

A Figura 8 representa a variação da componente meridional do vento durante as fases de desenvolvimento do DOL. Analisando a componente meridional do vento, nota-se que no dia 29 de junho (Figura 8a), esta variável apresenta valores positivos (destacado em azul) sobre Maceió que vêm reduzindo desde 850 hPa até o nível de 650 hPa. Isso implica em ventos com direção sul-norte, e intensidade variando entre 0 e 8 m/s. No dia 02 de julho (Figura 8b), a componente meridional do vento se torna negativa no oceano adjacente à costa leste do Nordeste (entre 30°W e 35°W de longitude) entre os níveis de 850 e 650 hPa. Entre essas longitudes, a componente meridional do vento é negativa, se torna positiva, e volta a ser negativa (destacado em azul) no sentido oeste-leste. Essa inversão de sinal implica na passagem do cavado pela região (HALL, 1989). No dia 3 de julho (Figura 8c), período de dissipação do DOL, a componente meridional do vento passa a ficar positiva, variando entre 4 e 10 m/s sobre Maceió, e entre 2 e 6 m/s na região oceânica adjacente.

Figura 7 - Linhas de corrente (contorno) e magnitude do vento (sombreado) em m/s no nível de 700 hPa: 29 de junho(a), 02 de julho(b), 3 de julho(c). O retângulo em azul destaca o cavado no oceano Atlântico Sul

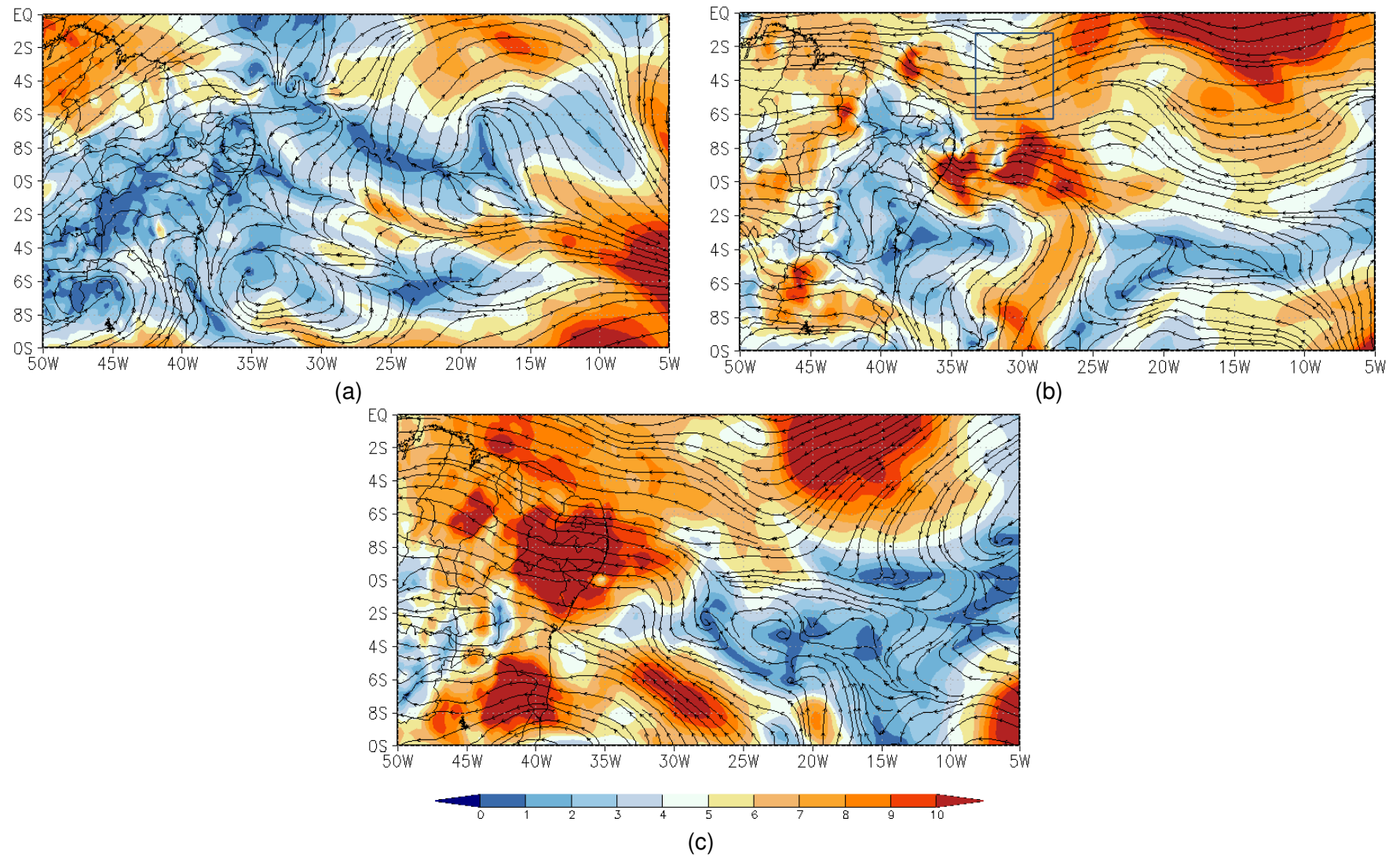
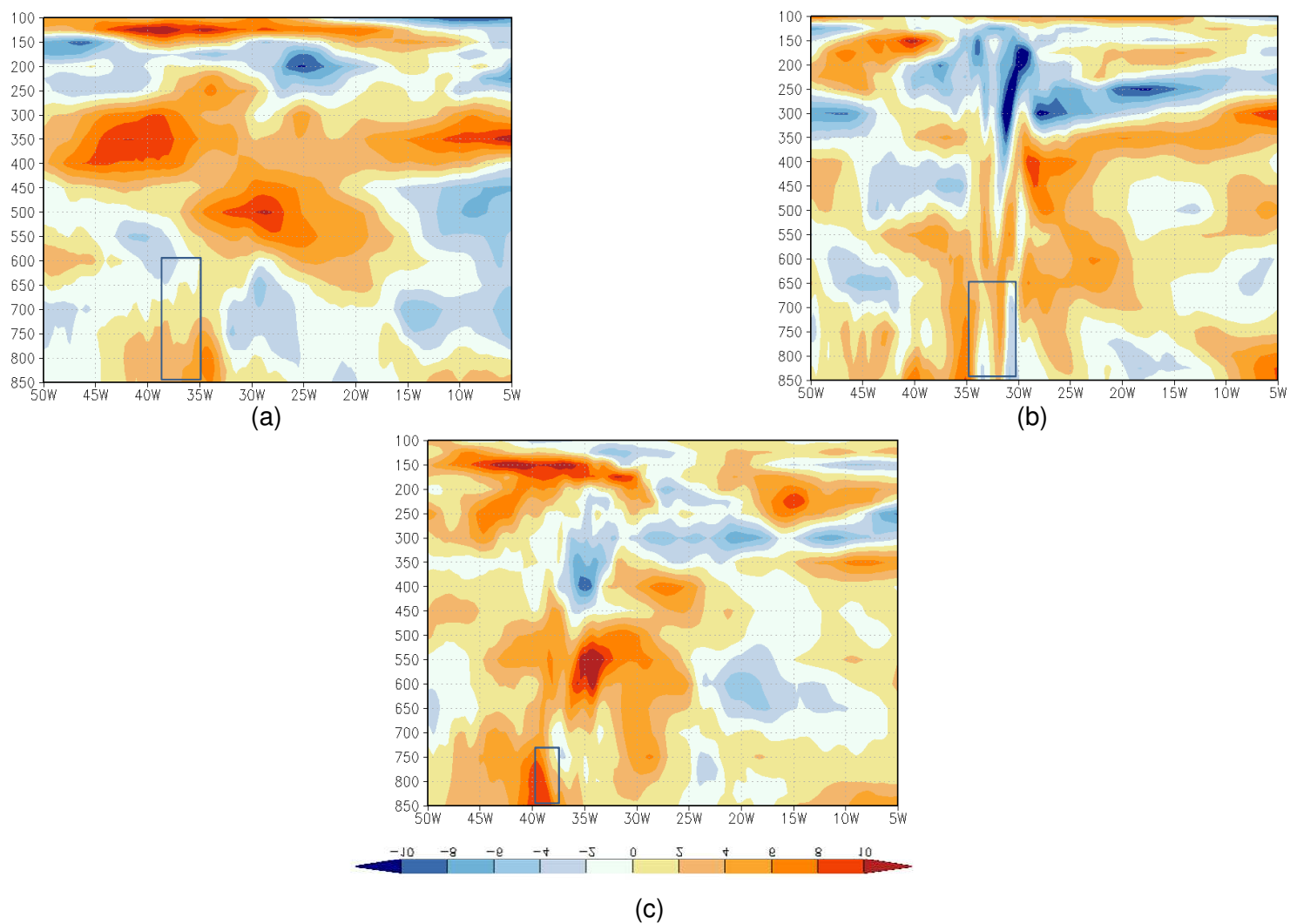


Figura 8 - Componente meridional do vento (m/s) durante a (a) formação (29/06), (b) maturação (02/07) e (c) dissipação (03 de julho) do DOL.



A vorticidade relativa é apresentada na Figura 9 para as três fases do sistema atmosférico. No período de formação do distúrbio (Figura 9a), a vorticidade relativa possui valores negativos sobre o oceano (destacado em azul) adjacente a Maceió, indicando movimentos ascendentes provenientes do desenvolvimento inicial do DOL. No período de maturação (Figura 9b), a vorticidade é negativa sobre o município de Maceió entre os níveis de 850 e 750 hPa, com movimentos ascendentes mais intensos evidenciado por valores de vorticidade iguais ou inferiores a -5 s^{-1} . No dia 3 de julho (Figura 9c), a vorticidade sobre Maceió ainda é negativa, porém reduz sua intensidade para valores entre -1 a -3 s^{-1} , o que é esperado para o período de dissipação do distúrbio. Esses valores negativos de vorticidade, de acordo com SILVA (2011), mostram que nos níveis entre 850 hPa e 700 hPa ocorrem movimentos ascendentes na atmosfera. Esses movimentos ascendentes (ciclônicos) revelam a presença de um cavado na região de estudo. Sendo assim, o distúrbio pôde se desenvolver favoravelmente na vertical, transportando a umidade para níveis mais altos da atmosfera.

A Figura 10 mostra a velocidade vertical para o ciclo de vida do DOL. No dia 29 de junho (Figura 10a), omega atinge valores negativos mais pronunciados entre os níveis de 850 e 750 hPa sobre o oceano (destacado em azul). Ao atingir a maturação do DOL (Figura 10b), omega se encontra mais negativo (entre 30W e 35W de longitude) em relação ao dia anterior sobre o oceano adjacente, se aproximando mais do continente, e se estende até o nível de 150 hPa. No dia 3 de julho (Figura 10c), a velocidade vertical continua negativa sobre Maceió, porém abrangendo níveis de pressão mais próximos à superfície (entre 850 e 650 hPa) do que no período de maturação. Durante a formação do distúrbio, a Figura 10a mostra que a região sobre o município de Maceió apresenta movimentos descendentes decorrentes da alta pressão representados pela velocidade vertical positiva. O cavado referente ao distúrbio se encontra na retaguarda da crista sobre Maceió. No período de maturação (Figura 10b), a estrutura do distúrbio se desloca mais para oeste e os movimentos ascendentes se intensificam na vertical como mostram os valores mais negativos de velocidade vertical. No dia 3 de julho, os movimentos ascendentes diminuem consideravelmente, pois o sistema adentrou pelo continente (destacado na Figura 10c), não havendo suporte de umidade suficiente para sua manutenção.

Figura 9 - Perfil vertical de vorticidade relativa (s^{-1}) na formação (29/06) (a), maturação (02/07) (b) e dissipação (03/07) (c) do DOL.

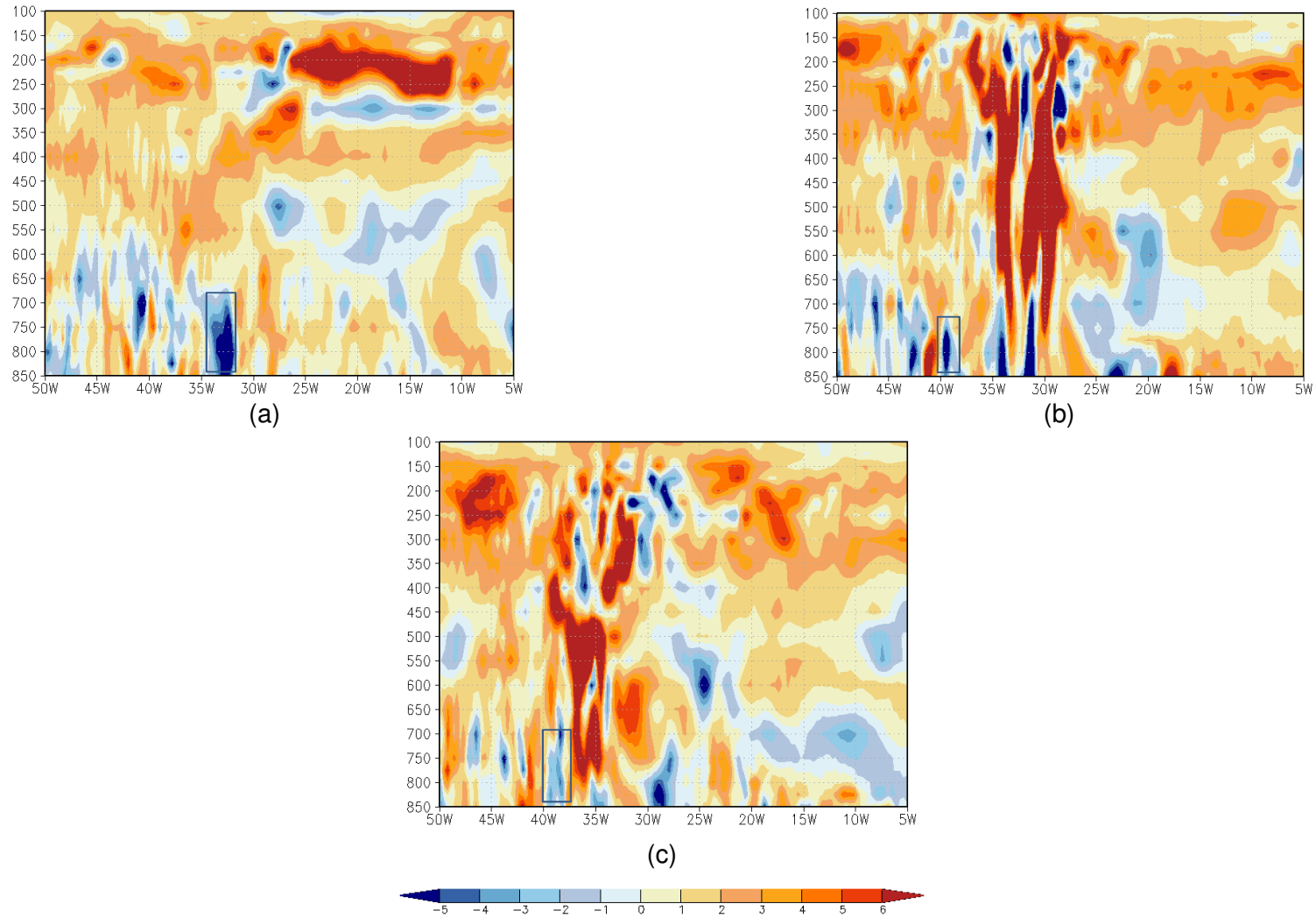
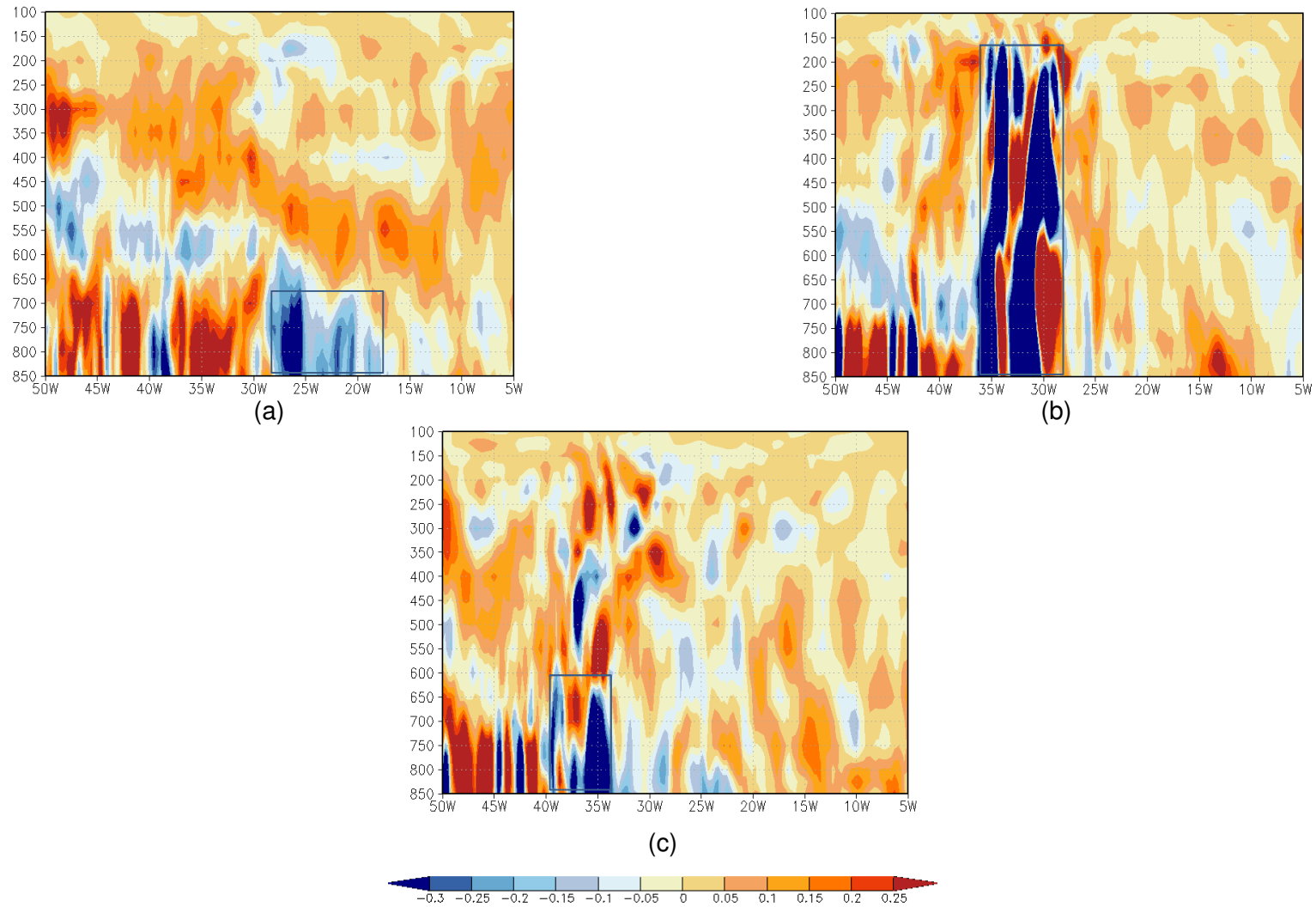


Figura 10 - Perfil de velocidade vertical (Pa/s) na formação (29/06) (a), maturação (02/07) (b) e dissipação (03/07) do DOL.



A Figura 11 mostra a divergência em 500 hPa durante as fases de formação, maturação e dissipação do DOL. No dia 29 de junho (Figura 11a), período de aparecimento da primeira nebulosidade associada ao DOL, pode-se observar sobre o continente núcleos de divergência negativa, ou seja, ocorrem movimentos ascendentes sobre o continente. A leste dos núcleos de divergência negativa, a divergência é positiva, ou seja, há núcleos convergentes. No período de maturação do distúrbio (Figura 11b), os núcleos de divergência e convergência aumentam e se aproximam mais de Pernambuco e Alagoas, estando o núcleo de divergência mais intenso localizado à leste de Maceió. Durante a dissipação do sistema meteorológico (Figura 11c), os núcleos divergentes e convergentes vão se reduzindo e já adentram o continente. Sobre a variável divergência em 500 hPa, os núcleos mais intensos durante a atuação do DOL se encontram mais a leste da região continental do Nordeste, corroborando com os DOL estudados por SILVA (2011).

A Figura 12 apresenta as mudanças de pressão ao nível médio do mar durante as fases de desenvolvimento do DOL. Um cavado invertido (CI) situado no leste do Nordeste e área oceânica adjacente, é visualizado no campo da pressão ao nível médio do mar nos dias 29 de junho e 2 de julho. O CI se encontra mais pronunciado durante a formação (Figura 12a) e maturação do distúrbio (Figura 12b). No dia 3 de julho, o cavado já não se apresenta tão pronunciado como nas fases de formação e maturação. O cavado nessa fase se encontra sobre o continente e ocasionou forte precipitação entre os dias 2 e 3 de julho sobre Maceió. Esta configuração do CI condiz com as afirmações de Coutinho e Fisch (2007) de que uma região a leste do cavado, apresenta tempo ruim, com escoamento convergente e forte movimento ascendente do ar e precipitação de moderada a forte.

A Figura 13 apresenta o fluxo de umidade integrado na vertical relativo ao ciclo de vida do DOL. Entre os dias 29 de junho e 3 de julho, as imagens mostram que o fluxo de umidade específica integrada na vertical aumentou à medida que o DOL se desenvolvia próximo à costa de Maceió. Durante a fase de formação do DOL (Figura 13a), é possível observar que há transporte de umidade do oceano Atlântico para a costa leste do Nordeste por ventos de direção sudeste. No dia 2 de julho (Figura 13b), o fluxo de umidade específica aumenta no oceano, concentrando maior transporte dessa umidade sobre Maceió.

Figura 11 - Divergência (s^{-1}) na formação (29/06) (a), maturação (02/07) (b) e dissipação (03/07) do DOL. O retângulo em azul destaca os núcleos de divergência no oceano Atlântico Sul.

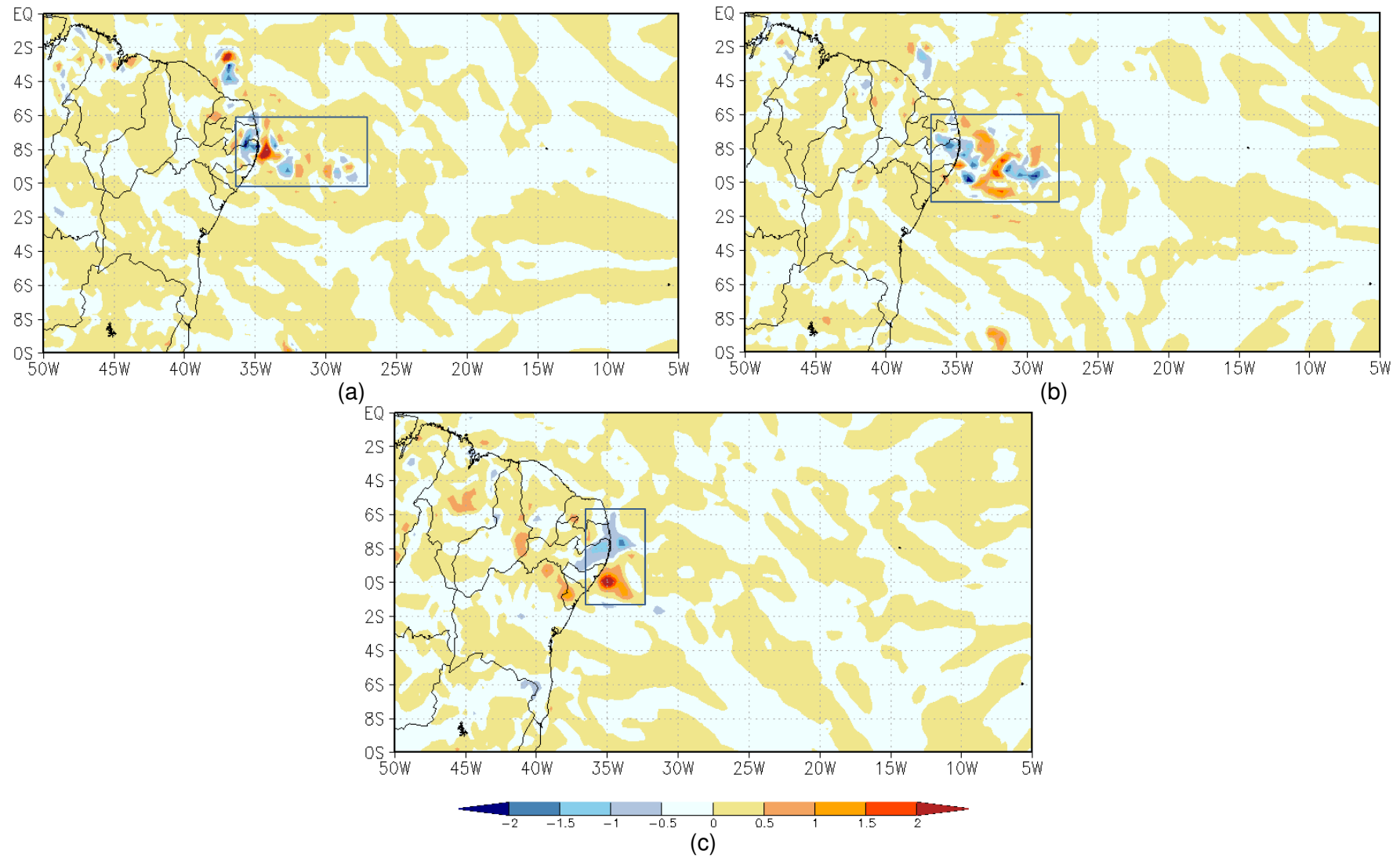


Figura 12 - Pressão média ao nível do mar (hPa): formação (29/06) (a), maturação (02/07) (b) e dissipação (03/07). O retângulo em azul destaca o CI ao se deslocar de leste para oeste no oceano Atlântico Sul.

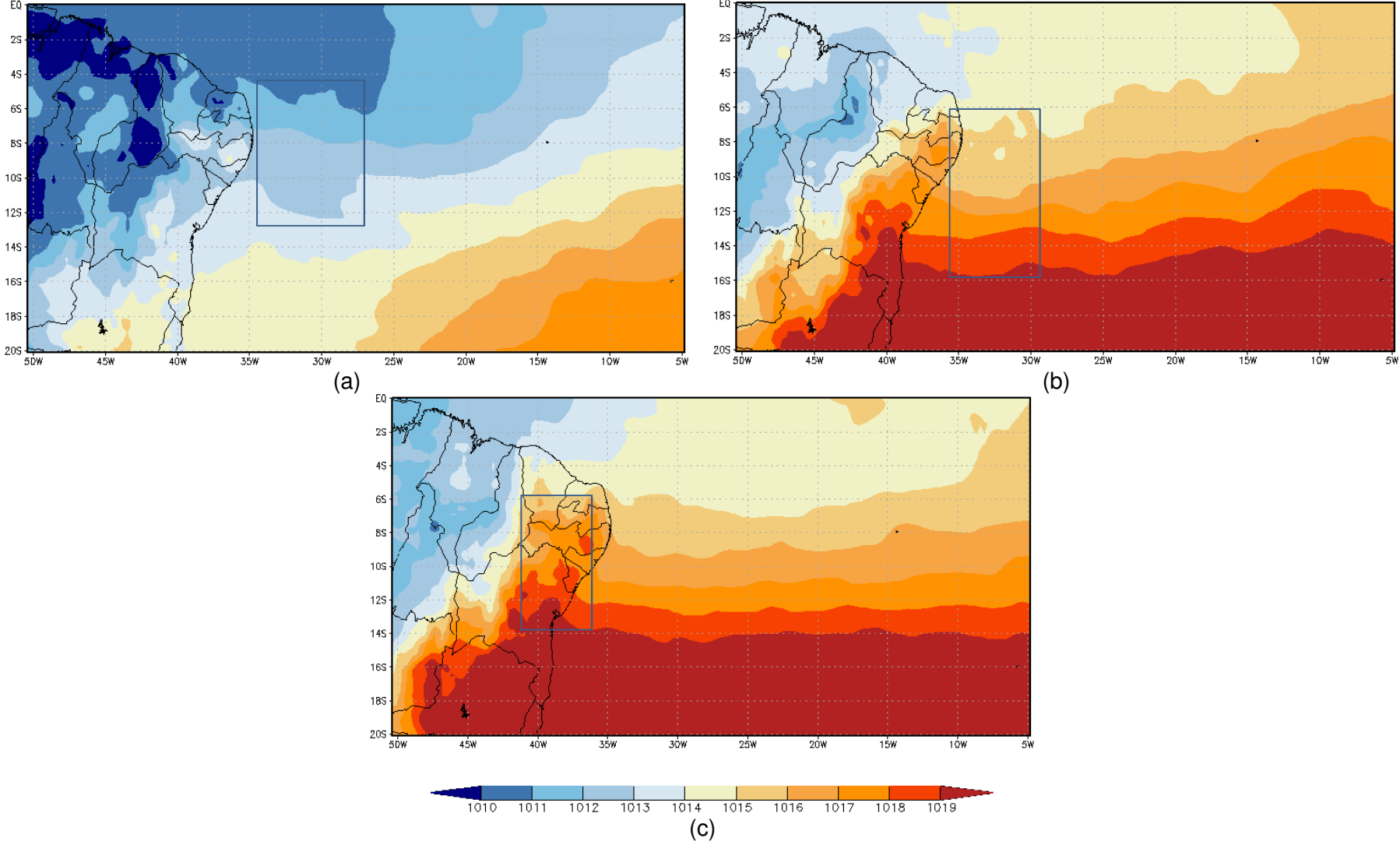
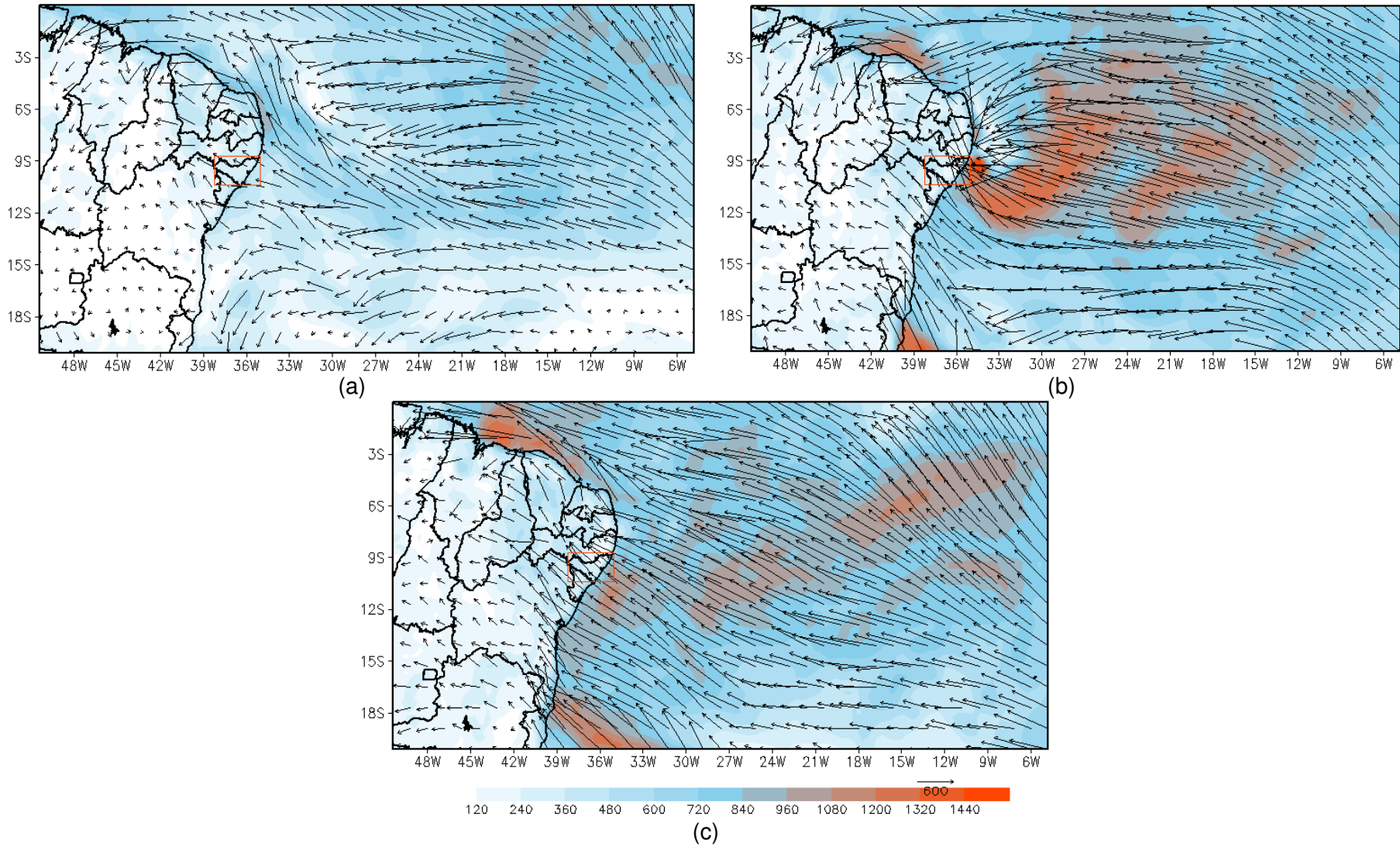


Figura 13 - Fluxo de umidade específica ($\text{kg}_{\text{água}}/\text{kg}_{\text{ar}}$) integrada na vertical no período de formação (29/06) (a), maturação (02/07) (b) e dissipação (03/07) do DOL

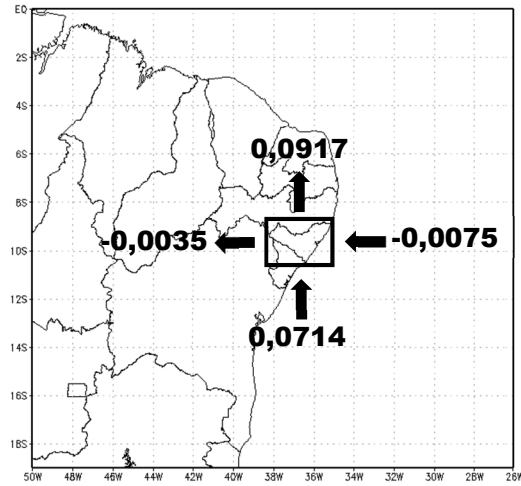


De acordo com Nobrega (2005, 2010), de 95 a 98% da chuva sobre o leste do NEB tem como origem a advecção de umidade sobre o oceano Atlântico. A precipitação intensa causada pelo DOL em estudo, afetou sobretudo a área continental a oeste da região de alta pressão. Portanto, pode-se inferir que o distúrbio do caso em estudo recebeu suporte de umidade devido à circulação de alta pressão no oceano Atlântico.

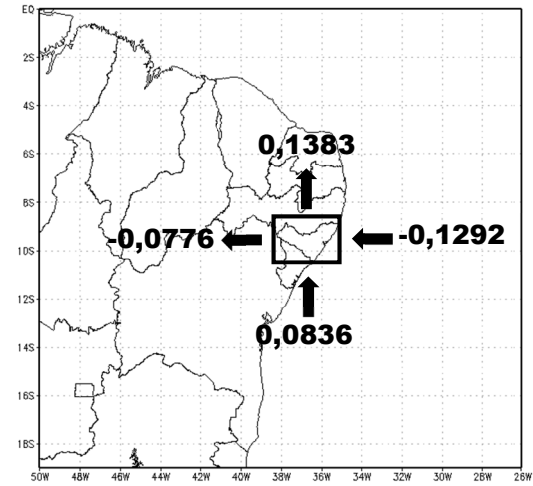
O fluxo de vapor d'água durante o ciclo de vida do DOL através das bordas da região em estudo é apresentado na Figura 14. Em geral, entre os fluxos calculados nas fases de desenvolvimento do distúrbio, observa-se que a borda leste no período de maturação (Figura 14b) fornece a maior parte do fluxo de vapor d'água para o interior da região em destaque.

No período de **formação** do DOL (Figura 14a), os valores dos fluxos de umidade que entram e saem da área que abrange Alagoas ainda são baixos em relação às fases seguintes. Durante a **maturação** (Figura 14b), o fluxo de umidade aumenta em relação ao dia em que o DOL começa a se formar, sobretudo na borda leste, onde se localiza o município de Maceió e ocorreu o maior acumulado diário de precipitação. A Figura 14c mostra que durante a **dissipação** do DOL há uma redução no fluxo de umidade para o exterior da área delimitada na borda norte, e aumento do fluxo de saída de umidade na borda oeste. Quando o DOL passa a enfraquecer e se dissipar (Figura 14c), observa-se uma redução do fluxo de entrada de umidade, e há um aumento do fluxo de saída. Esse fluxo de saída de umidade nas bordas leste e oeste são maiores em relação ao período de formação e maturação do distúrbio.

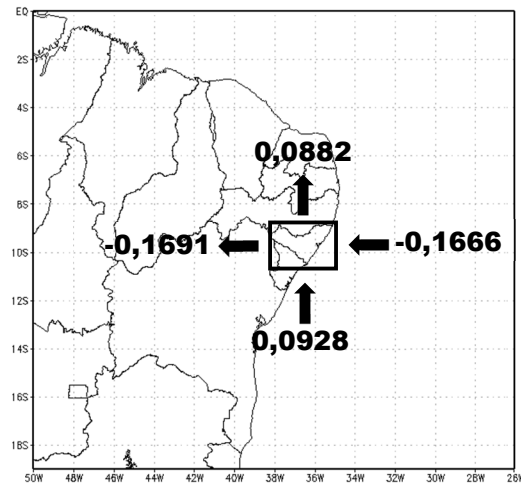
Figura 14 - Fluxo de umidade específica (10^7 kg/s) integrado desde a superfície até 300 hPa ao longo das bordas laterais da área delimitada que abrange Alagoas no período de formação (29/06) (a), maturação (02/07) (b) e dissipação (03/07) do DOL.



(a)



(b)



(c)

Durante a **formação** do sistema, o fluxo de umidade entrando da área pela borda leste foi de -0.0075×10^7 kg/s, e saindo pela borda oeste foi de -0.0034×10^7 kg/s. O fluxo para o exterior da área de interesse foi de 0.0916×10^7 kg/s pela borda norte e para o interior foi de 0.0713595×10^7 kg/s pela borda sul. Nessa fase do distúrbio, o fluxo total foi de $0,0314 \times 10^7$ kg/s. Isso implica dizer que há início de transporte de umidade para o interior da região estudada, o que condiz com a imagem de satélite (Figura 5a), pois a nebulosidade referente ao distúrbio que estava em formação ainda não se apresentava intensa na costa leste do Nordeste como na fase de maturação (Figura 5b), não havendo uma forte atuação sobre Maceió. Um fluxo de umidade para Noroeste, local de aparecimento da nebulosidade inicial referente ao DOL, é observado na Figura 13a.

Durante a **maturação** do sistema, o fluxo de umidade entrando na área pela borda leste foi de -0.1292×10^7 kg/s e saindo pela borda oeste foi de -0.0775×10^7 kg/s. O fluxo para o exterior da área de interesse foi de 0.1382×10^7 kg/s pela borda norte e para o interior foi de 0.0836×10^7 kg/s pela borda sul. Nessa fase do distúrbio, o fluxo total foi de $0,2615 \times 10^7$ kg/s. Em decorrência disso pode-se afirmar que há mais transporte de umidade para o interior da região estudada do que para o exterior em relação à fase de formação do DOL, destacando a porção do sistema convectivo que se situa sobre Maceió (Figura 5b). Essa porção do sistema convectivo referente ao DOL observada na imagem de satélite (Figura 14b) coincide com o fluxo de umidade convergente na borda leste (Figura 13b) sobre a região de Maceió consequente do DOL.

No período de **dissipação** do sistema, o fluxo de umidade entrando na área pela borda leste foi de -0.1665×10^7 kg/s e saindo pela borda oeste foi de -0.1690×10^7 kg/s. O fluxo para o exterior da área de interesse foi de 0.0881×10^7 kg/s pela borda norte e entrando pela borda sul foi de 0.0928×10^7 kg/s. Nessa fase do distúrbio, o fluxo total foi de $0,3311 \times 10^7$ kg/s. Nessa fase do DOL há mais transporte de umidade para o exterior da região estudada do que para o interior. Na imagem de satélite (Figura 5c), a nebulosidade referente ao distúrbio está desvanecendo e se afasta da costa leste do Nordeste. Em contrapartida, a intensidade do fluxo de umidade total se eleva um pouco em relação à fase de maturação do sistema (5.0287×10^{-7} mm/dia) na área delimitada. Porém, esse fluxo diverge nessa mesma região (Figura 13c).

4.2. Energética

A Figura 15 mostra os termos de energia AZ, AE, KZ e KE, e as conversões de energia CZ, CE, CA e CK para o a **porção continental** da costa de Alagoas afetada pelo DOL no período entre 30 de junho a 5 de julho. De maneira geral, analisando os termos de energia (Figura 15a), pode-se observar que a energia cinética zonal (KZ) possui maior valor em relação aos demais termos de energia, oscilando entre $1,2 \times 10^5 J/m^2$ e $3,8 \times 10^5 J/m^2$, aproximadamente. Isso ocorre sobretudo devido a predominância do escoamento médio na atmosfera, sem perturbações na quantidade de movimento. A energia potencial disponível da perturbação (AE) apresenta-se como segundo maior valor entre os termos de energia, alcançando o valor máximo aproximado de $1 \times 10^5 J/m^2$. Os demais termos de energia, KE e KZ mostram valores inferiores a $1 \times 10^5 J/m^2$ para o continente.

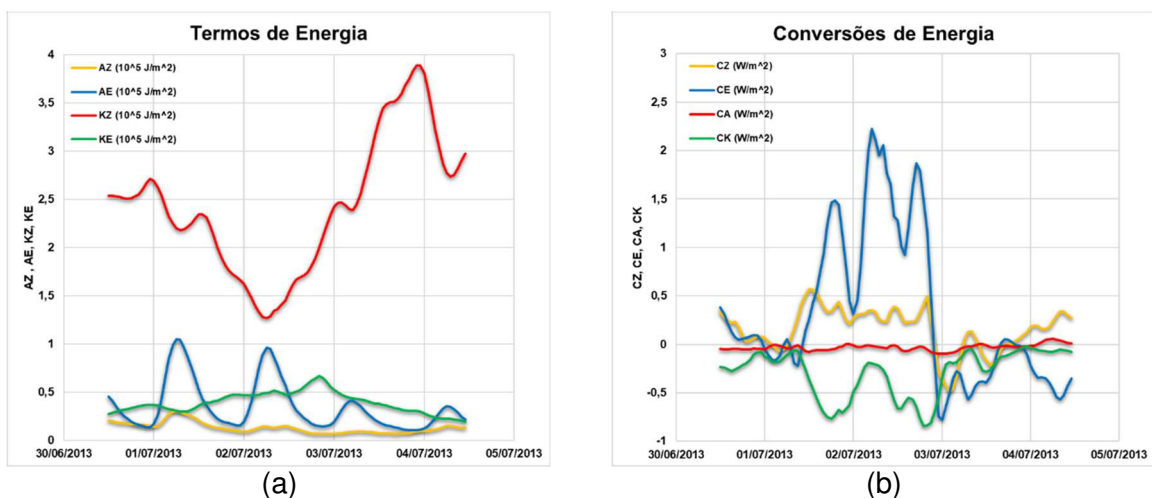
No decorrer dos dias 30 de junho a 2 de julho, KZ diminui e atinge seu valor mínimo de aproximadamente $1,2 \times 10^5 J/m^2$. Posteriormente, de 2 de julho a 3 de julho (transição da fase de maturação para a fase de dissipação), a energia cinética zonal se eleva até atingir seu valor máximo de $3,8 \times 10^5 J/m^2$ no final do dia 3 de julho. A energia potencial disponível de perturbação (AE) atinge dois picos principais a serem observados. Um desses valores máximos ocorre entre os dias 1 e 2 de julho ($1,2 \times 10^5 J/m^2$), período que antecede a maturação do DOL. O outro pico de AE ocorre entre os dias 2 e 3 de julho ($0,9 \times 10^5 J/m^2$), período entre a maturação e dissipação do distúrbio. A energia cinética de perturbação (KE) apresenta um pico imediatamente antes do dia 3 de julho. A energia potencial zonal disponível (AZ) mostra comportamento praticamente constante se comparada aos demais termos de energia, ou seja, isso se deve ao aquecimento em baixas latitudes, que é bastante efetivo na geração desse tipo de energia.

Em se tratando de conversões de energia (Figura 15b) sobre o continente que abrange a costa leste de Alagoas, afetada pelo DOL, é observado que a maior taxa de conversão (CE) é a conversão de energia potencial disponível de perturbação (AE) em energia cinética de perturbação (KE), indicando perturbação no plano vertical sobre o continente, ou seja, intensificação dos movimentos de ascendência e subsidência. Essa conversão é do tipo baroclínica, pois está relacionada a formas de energia perturbadas em relação ao escoamento médio. As maiores taxas de conversão de AE em KE ocorrem entre os dias 1 e 3 de julho, principais dias de

atuação do DOL, indicando a ocorrência de movimentos verticais ascendentes de ar quente e descendentes de ar frio. Entre esses dias, as taxas dessa conversão também sofrem variações, reduzindo rapidamente no dia 2 de julho (maturação do sistema), assim diminuindo a perturbação na atmosfera, voltando a se elevar em seguida. Aproximadamente, na metade do dia 2 de julho, CE reduz novamente, reduzindo a perturbação atmosférica. Após o dia 3 de julho, a taxa de conversão CE cai bruscamente condizendo com a dissipação do DOL.

A segunda maior taxa de conversão de energia é a do tipo CZ, instabilidade do tipo barotrópica. Entre os dias 1 e 2 de julho (fase de intensificação do DOL), essa taxa de conversão se mantém praticamente constante entre a faixa de 0 e $0,5 \text{ W/m}^2$, ou seja, há um ganho de energia cinética para o escoamento médio. Na passagem do dia 2 de julho para o dia 3 de julho (dissipação), a taxa de conversão CZ vai reduzindo, ou seja, sobre o continente a atmosfera vai perdendo energia cinética e enfraquece.

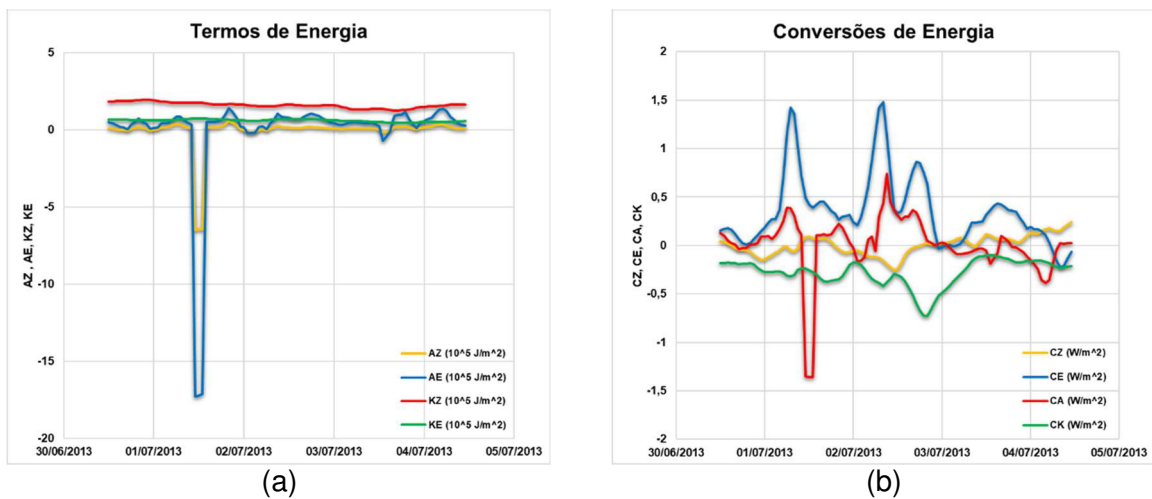
Figura 15 - Variações e conversões dos termos de energia entre os dias 30 de junho e 4 de julho na **porção continental** da costa leste do Nordeste afetada pelo DOL



A seguir, são analisados os termos de energia e as conversões entre eles (Figura 16) somente para o **oceano Atlântico Sul** por onde o DOL se propagou até a costa leste do Nordeste. De modo geral, observa-se que a magnitude dos termos de energia no oceano (Figura 16a) são maiores em módulo do que no continente, uma vez que o distúrbio atmosférico se desloca através do oceano ocasionando instabilidades que contribuem para levar a uma condição de menor energia (equilíbrio atmosférico). Outra particularidade do oceano em relação ao continente, é que seus termos de energia potencial disponível de perturbação (AE) e energia potencial

disponível zonal (AZ) apresentam valores negativos entre o dia 1 e 2 de julho (transição do período de formação para maturação). A energia cinética zonal (KZ) permanece constante durante todo o período, com valor aproximado de $2,2 \times 10^5 \text{ J/m}^2$. A energia cinética de perturbação (KE) oscila entre -1 e 2 J/m^2 , tendo valor máximo antes do período de maturação do DOL, e valor mínimo após a dissipação do distúrbio, pois na fase de intensificação KE funcionou como fonte de energia potencial, e na dissipação como sumidouro.

Figura 16 - Variação e conversões dos termos de energia entre os dias 30 de junho e 4 de julho na porção **oceânica** de propagação do DOL.

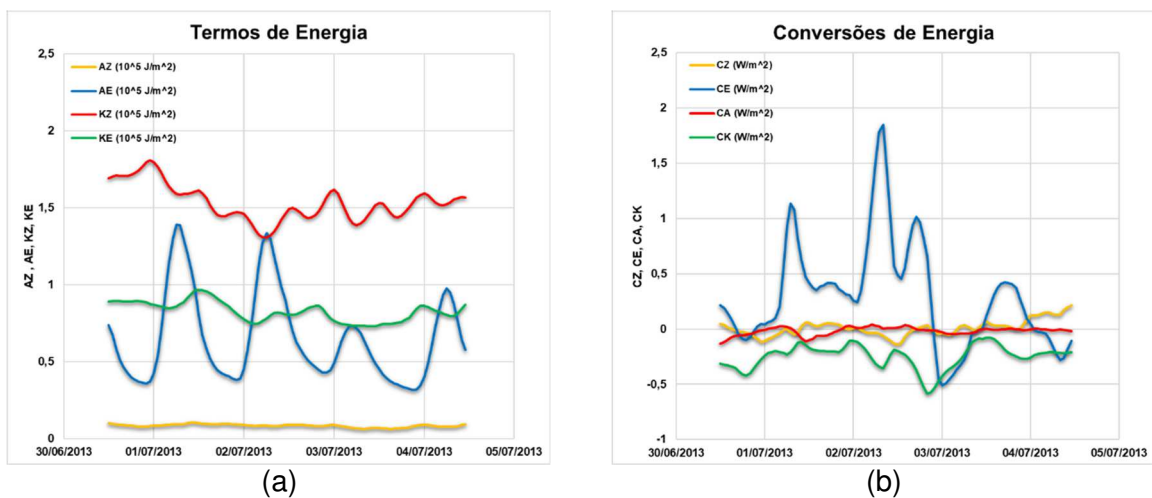


A conversão de energia predominante no oceano (Figura 16b) foi CE (transformação de energia potencial disponível de perturbação em energia cinética de perturbação), assim como na porção continental afetada pelo DOL, o que seu principalmente devido a advecção de calor. No dia 1 de julho, a taxa de CE se eleva até $1,3 \text{ W/m}^2$, depois reduz até o dia 2 de julho (maturação do DOL) a $0,2 \text{ W/m}^2$. Após o período de maturação do DOL, a taxa de CE se eleva novamente, reduzindo posteriormente até o período de dissipação 3 de julho). A segunda maior taxa de conversão de energia é CA, uma instabilidade do tipo baroclínica que está relacionada ao calor sensível, ou seja, aos gradientes de temperatura. Essa taxa de conversão (CA) varia acompanhando, aproximadamente, o mesmo comportamento da taxa de conversão CE. Esse comportamento só não ocorre entre os dias 1 e 2 de julho, quando CA reduz significativamente. Essa redução da taxa de conversão de CA no oceano mostra que antes da maturação do DOL não havia forte gradiente de temperatura na região. As taxas de conversão das transformações dos tipos CZ e CK

(instabilidades barotrópicas) apresentam pouca variação em relação às conversões do tipo CE e CA (baroclínicas). No período que antecede a dissipação do DOL, há uma queda nas taxas de CZ e CK.

Considerando-se toda a extensão do **continente e oceano** que foi cenário da atuação e propagação do DOL entre os dias 30 de maio e 3 de julho de 2013, serão discutidos os termos de energia e as conversões de energia (Figura 17) sob esse enfoque.

Figura 17 - Variação e conversões dos termos de energia entre os dias 30 de junho e 4 de julho na área que abrange oceano e continente afetada pelo distúrbio ondulatório de leste.



O termo de energia (Figura 17a) preponderante para a totalidade oceano/continente é KZ (energia potencial disponível zonal), justificado pela existência de instabilidade que gerou energia potencial acima da energia potencial do estado de referência para possibilitar o estabelecimento de um novo equilíbrio energético. Esse termo possui valor mínimo de $1,3 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ entre os dias 2 e 3 de julho (transição da maturação para dissipação do DOL), e valor máximo de $1,8 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ durante a fase de formação. O segundo termo de energia mais relevante foi a energia potencial disponível de perturbação (AE), que apresenta dois picos de valores máximos, um entre os dias 1 e 2 de julho (antes da maturação e outro entre o dia 2 e 3 de julho - antes da dissipação do DOL). A energia potencial disponível zonal (AZ) é constante e de valor muito pequeno, próximo a zero; o que de acordo com Lorenz (1955) indica estratificação horizontal e estabilidade estática. A energia cinética de perturbação (KE) oscila levemente em torno de valores próximos a $0,8 \times 10^5 \text{ J/m}^2$.

As conversões de energia (Figura 17a) para a área continente/oceano mostram que a maior taxa de conversão é a transformação de energia potencial disponível de perturbação em energia cinética de perturbação (CE), isso ocorre afim de provocar um relaxamento das superfícies de densidade e pressão que se interceptam nesse tipo de instabilidade. As conversões dos tipos CZ e CA possuem valores muito pequenos e próximos a zero, revelando que não havia transporte de calor sensível para a região, bem como variação de energia em círculo de latitudes diferentes. A conversão de energia cinética zonal para energia cinética de perturbação (CK), apresenta valores negativos variando entre 0 e $-0,5 \text{ W/m}^2$, sinalizando um acréscimo de energia cinética de perturbação (KE).

CAPÍTULO 5

DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O DOL atuante sobre a costa leste do Nordeste, sobretudo com maior intensidade em Maceió/AL, com tempo de duração entre quatro e cinco dias e acumulado diário de precipitação superior a 140 mm, após o período de maturação do sistema, mostrou que esse evento intenso de precipitação foi relevante devido aos efeitos danosos sobre a região em estudo.

Sendo assim, pode-se afirmar que o DOL contribuiu durante a estação chuvosa da região para o incremento no volume de chuva de forma considerável. A identificação do distúrbio por meio da análise sinótica, assim como a observação de imagens de satélite para acompanhar sua evolução sobre o município de Maceió foram ferramentas eficazes para relacionar com os volumes de precipitação provenientes da atuação desse sistema. As variáveis vorticidade, componente meridional do vento, velocidade vertical, divergência e pressão ao nível médio do mar identificaram bem as modificações atmosféricas inerentes à atuação do distúrbio na área de interesse.

Utilizando gráfico de longitude versus tempo da componente meridional do vento, foi possível analisar o deslocamento do DOL por meio da inversão do sinal da variável no decorrer do seu ciclo de vida, sobretudo no período de maturação. A vorticidade negativa presente durante a formação e maturação do sistema, assim como a velocidade vertical negativa caracterizaram a região de baixa pressão, ou seja, movimento ciclônico. Agregando a divergência às análises das demais variáveis, os núcleos de convergência e divergência observados mostraram a atuação e deslocamento do sistema meteorológico até se aproximar da costa leste do Nordeste. Especificamente, sobre Maceió se encontrava um núcleo convergente que provavelmente foi a causa da maior precipitação diária acumulada decorrente do DOL em relação as demais localidades da costa leste nordestina, sobre as quais estavam núcleos de divergência em superfície.

O movimento ondulatório de leste evidente nas variações da pressão ao nível médio do mar, principalmente no dia 2 de julho, dia de maturação do distúrbio revelou

um cavado invertido à leste da costa do Nordeste, configurando a atuação dessa perturbação na atmosfera.

O maior transporte de vapor d'água proveniente da borda leste durante a maturação do DOL se mostrou uma fonte de umidade suficiente para o evento de precipitação ocorrer. Em fase de dissipação, o transporte de umidade pelas bordas leste e oeste para o exterior da área de estudo mostrou que o aporte de umidade ao sistema meteorológico é necessário para sua manutenção. Esse transporte de umidade para o exterior e interior da área de estudo pôde ser expresso em mm/dia, facilitando a visualização quantitativa de que havia indício de precipitação intensa decorrente do DOL atuante na área de estudo.

A respeito da energética realizada sobre o oceano, sobre o continente, e sobre oceano/continente, podem ser observadas similaridades e distinções para cada área específica. O termo de energia de maior valor entre os demais calculados foi de energia cinética zonal (KZ) para as três áreas estudadas indicando grande quantidade de movimento no escoamento médio. Sobre o oceano, a pequena variação de KZ em relação ao continente indica que o fluxo de massa devido ao DOL sobre o oceano reduziu a quantidade de movimento presente na atmosfera. Na área total oceano/continente, a variação de KZ indica o fluxo de massa referente ao DOL reduzindo a quantidade de movimento na atmosfera durante a maturação, e aumento durante a dissipação.

O segundo maior termo de energia (AE), energia potencial disponível da perturbação apresentou valores similares para o continente, o oceano e para oceano/continente. A característica mais distinta desse termo de energia se encontrou particularmente no oceano, onde AE sofreu uma redução brusca indicando que essa energia é cedida para a atmosfera e se transforma em energia cinética de perturbação, sendo fonte para a intensificação do distúrbio. O termo (KE) sobre as áreas estudadas mostrou-se como fonte de energia potencial antes da maturação do sistema, e sumidouro na maturação e imediatamente após essa fase de desenvolvimento. A energia potencial disponível zonal (AZ), aproximadamente constante nas três áreas delimitadas. No oceano, na fase anterior à maturação este termo cai indicando que é uma fonte para a intensificação do distúrbio.

A principal forma de conversão de energia durante a atuação do DOL foi a conversão de energia potencial disponível zonal em energia cinética de perturbação

(CE), ou seja, a instabilidade preponderante sobre o sistema foi do tipo baroclínica. Comportamento esse, observado para as três áreas delimitadas para o cálculo da energética. Sobre o continente, após CE, a predominância da conversão CZ indicou um incremento de energia cinética para o escoamento médio proveniente de círculos de latitudes diferentes, que segundo Asnani (1993) se deve à circulação das células de Hadley. O segundo maior tipo de conversão presente, a conversão de energia potencial disponível zonal em energia potencial disponível de perturbação (CA) revelou que o sistema estava alcançando a maturidade à medida que o gradiente horizontal de temperatura diminuía no oceano, manifestando o cavado relacionado ao distúrbio. No continente, CA foi praticamente nulo, uma vez que o cavado referente ao DOL não encontrava condições favoráveis à sua manutenção sobre essa região. As conversões CZ e CK, do tipo barotrópicas, se mostraram menos relevantes para o oceano e oceano/continente.

No geral, apesar de haver predominância de instabilidade do tipo baroclínica durante a atuação do DOL sobre a costa leste do Nordeste, ocasionando evento de precipitação intensa de maior relevância sobre o município de Maceió, há também processos barotrópicos, mesmo que em menor importância para alimentação e manutenção do fenômeno meteorológico.

A aplicação de energética para se estudar distúrbios de curta duração como o DOL se mostrou grande facilitadora na seleção dos períodos de seu ciclo de vida, confirmados também por meio das imagens de satélite e da análise sinótica. Uma vez que, os grandes volumes de precipitação ocasionados pelo DOL são bastante conhecidos e se apresentam como consequência deles (GOMES, 2015; KOUADIO,2012; LIMA,2010), então torna-se de grande importância observar mais suas características a fim de extrair sua assinatura energética e possibilitar uma melhor previsão. A partir disso, propor soluções preventivas para as localidades imediatamente antes de serem atingidas, não dependendo apenas de soluções de infraestrutura a longo prazo.

REFERÊNCIAS

- ALAKA, G. J.; MALONEY, E. D. The influence of the MJO on Upsream Precursors to African Easterly Waves. **Journal of Climate**, v. 25, n. 9, p. 3219-3236, Maio 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/jcli-d-11-00232.1>>. Acesso em: Setembro 2017.
- ASNANI, G. C. **Tropical Meteorology**. [S.l.]: Indian Institute of Tropical Meteorology, v. 1, 1993. 603 p.
- AZEVEDO, J. L. L. et al. Os processos de conversão de energia nos oceanos: uma revisão do diagrama de Lorenz. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 2, n. 26, p. 153-172, Maio 2008.
- BJERKNES, J.; HOLMBOE, J. On the theory of cyclones. **Jornal Meteorology**, v. 1, p. 1-22, 1944.
- CLIMATEMPO**. Disponível em: <<https://climatempo.com.br/climatologia/8/maceio-al>>. Acesso em: 24 Novembro 2017.
- COUTINHO, E. C.; FISCH, G. Distúrbio Ondulatórios de Leste (DOL) na região da base Alcântra-MA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 2, p. 193-203, 2007.
- COUTINHO, M. D. L. **Estudo do balanço de umidade por meio de modelos regionais para o clima do passado e do futuro sobre a América do Sul**. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, p. 162. 2015.
- DUTTON, J. A.; JOHNSON, D. R. The theory of available potential energy and a variational approach to atmospheric energetics. **Advances in Geophysics**, New York, v. 12, p. 333-436, 1967.
- GOMES, H. B. et al. Easterly wave disturbances over Northeast Brazil: An observational analysis. **Advances in Meteorology**, v. 2015, p. 1-20, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1155/2015/176238>>. Acesso em: Setembro 2017.
- GROTJAHN, R. Energy cycle. In: NORTH, G.; PYLE, J.; ZHANG, F. **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**. 2. ed. [S.l.]: Academic Press, 2014. p. 829-840.
- HALL, B. A. Westward-moving disturbances in the South Atlantic coinciding with heavy rainfall events at Ascension Island. **Meteorological Magazine**, v. 118, n. 1405, p. 175-181, 1989.
- HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. 4. ed. [S.l.]: Academic Press, 1992. 535 p.
- INMET. **Manual de Observações Meteorológicas**. Instituto Nacional de Meteorologia. Brasília, p. 34/62-38/62. 1999.

KNIGHT, R. D. **Física: uma abordagem estratégica: Volume 2 - Termodinâmica e óptica.** 2ª. ed. Porto Alegre: Bookman, 2009.

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

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather**, v. 108, p. 488-498, 1980.

KUOADIO, Y. K. et al. Heavy Rainfall Episodes in the East Northeast Brazil linked to large-scale ocean-atmosphere conditions in the Tropical Atlantic. **Advances in Meteorology**, v. 2012, p. 1-16, 2012.

LI, L. et al. Lorenz energy cycle of the global atmosphere based on reanalysis datasets. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 16, 28 Agosto 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2007gl029985>>. Acesso em: Setembro 2017.

LIMA, K. C. **Episódios de precipitação intensa no Sudeste do Brasil e a influência das anomalias de temperatura da superfície do mar e da topografia.** Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, p. 229. 2010.

LORENZ, E. N. A study of the general circulation and a possible theory suggested. **Sci. Proc. Internat. Assoc. Meteor.**, Roma, p. 603-608, 1954.

LORENZ, E. N. Available potential energy of the maintenance of the general circulation. **Tellus**, v. 7, p. 157-167, 1955.

LORENZ, E. N. Energy and numerical weather prediction. **Tellus**, v. 7, p. 364-373, 1960.

LORENZ, E. N. **The nature and theory of the general circulation.** [S.l.]: World Meteorological Organization, v. 218, 1967. 161 p.

MARGULES, M. Über rasche Erwärmung. **Meteorolog Z.**, v. 20, 1903.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. D. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Maceió, v. 17, n. 1, p. 1-10, Janeiro 2007.

MURAKAMI, S.; OHGAI, R.; ABE-OUCHI, A. Atmospheric local energetics and energy interactions between and eddy fields. Part II: An example for Last Glacial Maximum climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 2011.

NESTARES, V. J. A. **Energética de Lorenz aplicada ao entendimento de propagação de instabilidade na Amazônia.** Universidade de São Paulo. São Paulo, p. 111. 2017.

NEVES, D. J. D.; ALCÂNTRA, C. R.; SOUZA, Ê. P. D. Estudo de caso de um Distúrbio Ondulatório de Leste sobre o estado do Rio Grande do Norte - Brasil. **Revista**

Brasileira de Meteorologia, v. 31, n. 4, p. 490-505, Dezembro 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/0102-778631231420150075>>. Acesso em: Setembro 2017.

NÓBREGA, R. S. et al. Detecção do início, fim e duração da estação chuvosa na Paraíba através da técnica dos quantis. **Simpósio Internacional de Climatologia - SIC: Anais**, Fortaleza, 2005.

NÓBREGA, R. S.; SOUZA, E. P.; SOUZA, F. A. S. The impacts of change in land cover on water resources in the western Amazon. **Journal of Environmental Hydrology**, v. 18, p. 1-12, 2010.

NORQUIST, D. C.; RECKER, E. E.; REED, R. J. The energetics of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. **Mon. Weather Rev**, p. 334-342, 1977.

OORT, A. H. On estimates of the atmospheric energy cycle. **Monthly Weather Review**, v. 92, n. 11, p. 483-493, 1964.

PAN, Y. et al. Earth's changing global atmospheric energy cycle in response to climate change. **Nature Communications**, v. 8, p. 14367-14375, 24 Janeiro 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/ncomms14367>>. Acesso em: Setembro 2017.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. [S.l.]: AIP Press, 1992. 520 p.

PINTO, J. R. D. **Estudo da estrutura e energética dos distúrbios de escala sinótica na Costa Leste da América do Sul**. Universidade de São Paulo. São Paulo, p. 106. 2016.

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristic over South America. **Journal of Geophysics Research**, v. 101, n. D21, p. 26539-26551, 1996.

SANTOS, Z. C. S. **Um estudo do impacto de eventos ENOS na energética global**. Universidade do Estado do Amazonas. Manaus, p. 87. 2014.

SILVA, B. F. P. **Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a chuva no leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica média e simulações numéricas**. Universidade de São Paulo. São Paulo, p. 123. 2011.

SILVA, B. F. P. et al. Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 23, n. 3, p. 323-338, Dezembro 2010.

SILVA, L. A. **Energética atmosférica na América do Sul e oceanos adjacentes e impactos climáticos de agentes naturais**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, p. 266. 2010.

SILVA, L. A.; SATYAMURTY, P. Evolution on the Lorenz Energy Cycle in the Intertropical convergence Zone in the South America of the Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, São José dos Campos, p. 3466-3481, 29 Novembro 2012.

SILVA, R. M. **Mecanismo de intensificação da baroclinia atmosférica em função dos gradientes de temperatura da superfície do mar**. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, p. 96. 2010.

SILVA, V. P. **Estudo de caso sobre distúrbios ondulatórios de leste que afetam a costa leste do NEB**. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, p. 88. 2011.

SILVESTRE, E. **Distúrbios no Ventos de Leste no Atlântico Tropical**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos. 1996.

TORRES, R. R.; FERREIRA, N. J. Case studies of easterly wavedisturbances over Northeast Brazil using the EtaModel. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 2, p. 225-235, 2011.

VEIGA, J. A. P.; AMBRIZZI, T. A global and hemispherical analysis of the Lorenz energetics based on the representative concentration pathways used in CMIP5. **Advances in Metheirology**, v. 2013, p. 1-13, 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1155/2013/485047>>. Acesso em: Setembro 2017.

WHITE, R. M.; SALTZMAN, B. On conversions between potential and kinetic energy in the atmosphere. **Tellus**, v. 8, n. 3, p. 357-363, Agosto 1956. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1111/j.2153-3490.1956.tb01233.x>>. Acesso em: Setembro 2017.

WOOLARD, E. W. Recent investigations on the energy in the earth's atmosphere, its transformation and dissipation. **Monthly Weather Review**, p. 254-255, Junho 1926.

WU, M. L. C.; REALE, O.; SHUBERT, S. D. A characterization of African easterly waves on 2.5-6-day and 6-9-day times scales. **Journal Climate**, v. 26, 2013.

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