

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

CAROLINA SILVA MIRANDA DE ALBUQUERQUE

**ESTUDO DAS TRAJETÓRIAS DOS COMPLEXOS CONVECTIVOS DE
MESOESCALA NO NORDESTE BRASILEIRO ENTRE OS ANOS DE 1999 E 2009**

**MACEIÓ
2013**

CAROLINA SILVA MIRANDA DE ALBUQUERQUE

**ESTUDO DAS TRAJETÓRIAS DOS COMPLEXOS CONVECTIVOS DE
MESOESCALA NO NORDESTE BRASILEIRO ENTRE OS ANOS DE 1999 E 2009**

Dissertação de Mestrado apresentada ao programa de pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Orientadora: Prof^ª. Dra. Natalia Fedorova

Orientador: Prof. Dr. Vladimir Levit

MACEIÓ

2013

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

Bibliotecária Responsável: Maria Auxiliadora G. da Cunha

A345t Albuquerque, Carolina Silva Miranda de.
Trajetória dos complexos convectivos de mesoescala no Nordeste do Brasil
entre os anos de 1999 e 2009 / Carolina Silva Miranda de Albuquerque. – 2013.
75 f. : il.

Orientadora: Natalia Fedorova.

Co-orientador: Vladimir Levit

Dissertação (Dissertação de Conclusão de Curso em Pós-graduação em
Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências
Atmosféricas. Maceió, 2013.

Bibliografia: f. 60-68.

Apêndices: f. 69-75.

1. Complexos convectivos de mesoescala. 2. Deslocamento. 3. Temperatura
potencial. 4. Umidade. I. Título.

CDU: 551.515.6"1999/2009" (812/813)



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

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-109.

*“TRAJETÓRIAS DOS COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA NO
NORDESTE DO BRASIL ENTRE OS ANOS DE 1999 E 2009”*

Carolina Silva Miranda de Albuquerque

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

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Prof. Dra. Natalia Fedorova
(Orientadora)

Prof. Dr. Vladimir Levit
(Orientador)

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

Prof. Dr. Sandro Correia de Holanda
(Membro Externo – UFCG)

Dezembro/2013

Dedico a todos que de alguma forma ajudaram na
conclusão de mais um projeto de vida.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais Eduardo e Miriam pelo incentivo e pelo exemplo de vida.

A minha irmã Catarina pela companhia e pelo auxílio na coleta dos dados.

A meu namorado Felipe por seu auxílio e paciência durante a elaboração deste trabalho.

A meus colegas de mestrado, principalmente ao meu amigo Marney por seus conselhos, conversas e incentivo para conclusão desta pesquisa.

Aos professores Dr^a Natália Fedorova e Dr. Vladimir Levit pelos ensinamentos durante todo o curso, pela orientação e paciência no decorrer do desenvolvimento deste estudo.

A Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal do Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado.

“O êxito da vida não se mede pelo caminho que você conquistou, mas sim pelas dificuldades que superou no caminho.”

Abraham Lincoln

RESUMO

O objetivo principal do estudo foi analisar as trajetórias dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) no Nordeste Brasileiro (NEB) no período de 1999 a 2009 além do desenvolvimento de um modelo de previsão, em curto prazo, para o deslocamento dos eventos. Foi verificada a influência da temperatura potencial e da umidade absoluta no deslocamento dos eventos, bem como o desenvolvimento de um modelo matemático que possa auxiliar na previsão das trajetórias dos mesmos. Utilizaram-se dados dos satélites Meteosat e Goes, no canal do infravermelho, auxiliaram na localização dos eventos. Através do National Centers for Environmental Prediction NCEP e o National Center for Atmospheric Research NCAR obtiveram-se os dados de temperatura potencial, umidade absoluta e as componentes de zonal e meridional do vento, que foram analisados para verificar sua influência no deslocamento dos CCMs. Com estes dados foram desenvolvidas equações, por meio de regressão linear, para auxiliar na previsão das trajetórias dos CCMs. A maioria dos eventos se deslocou em direção a fortes gradientes de temperatura potencial. Estes durante o verão tenderam a se deslocar para regiões mais frias, se comparadas com a região de desenvolvimento. Durante o outono, de forma contrária, os eventos seguiram para regiões de maior temperatura. Os CCMs que seguiram para regiões mais frias tiveram suas trajetórias semelhantes a direção do vento em médios e altos níveis. Núcleos de umidade absoluta (UA) foram observados em 58 casos, deste a maioria no nível de 1000 hPa. Os CCMs tenderam a se deslocar para regiões de menor UA. Quando os eventos seguiram para menor UA, estes estavam propensos a seguir a direção do vento em baixos níveis e em altos níveis quando se deslocavam em direção a maior UA. O modelo matemático desenvolvido não apresentou precisão satisfatória para prever a trajetória dos eventos. No entanto a TP e a UA, juntamente com o vento são fatores que contribuem na trajetória dos CCMs, sendo a TP a variável estudada que tem maior influência na trajetória dos eventos.

Palavras chaves: Complexos Convectivos de Mesoescala. Deslocamento. Temperatura Potencial. Umidade.

ABSTRACT

The main objective of the study was to analyze the trajectories of Mesoscale Convective Complexes (MCC) in Northeast Brazil (NEB) in the period 1999-2009, beyond the development of a short time predict model to the displacement of the events. The influence of potential temperature and absolute humidity in the displacement of the events, and the development of a mathematical model that can help predict the trajectories of the same. We used data from the Meteosat satellites and Goes, the infrared channel, assisted in the location of events. Through the National Centers for Environmental Prediction NCEP and the National Center for Atmospheric Research NCAR data were obtained from the potential temperature, absolute humidity and zonal and meridional components of the wind, which were analyzed for their influence on the displacement of CCMs. With these data, equations were developed, with linear regression, to help predict the trajectories of the MCCs. Most events shifted toward strong potential temperature gradients. These during the summer tended to move to cooler regions, if compared to the development region. During the fall, contrary, the events went to regions of higher temperature. MCCs that followed for colder regions had same trajectories wind direction at middle and senior levels. Nuclei of absolute humidity were observed in 58 cases, the majority of this level of 1000 hPa. MCCs tended to move to lower-UA. When events went to lower UA, they were likely to follow the wind direction at low levels and high levels when moved toward greater UA. The developed mathematic model don't presented satisfactory precision to predict the trajectory of the events. Therefore, the PT and the AU, together with the wind, are factors that contributed in the trajectory of the MCCs, and the PT is the studied variable that has the biggest influence in the trajectories of the events.

Keywords: Mesoscale Convective Complexes. Displacement. Potential temperature. Moisture.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Excentricidade do CCM, onde o eixo menor dividido pelo eixo maior é superior ou igual a 0,7 no momento de máxima extensão do evento 20
- Figura 2 - Distribuição de CCMs na América do Sul. Fonte: Silva Dias (1987 apud SILVEIRA, 2012)..... 24
- Figura 3 - Direção da qual os 80 casos de CCMs se deslocaram de seu estágio inicial até sua dissipação. Fonte: Albuquerque (2011)..... 30
- Figura 4 – Trajetória de todos os casos de CCMs analisados no período de estudo. Fonte: Albuquerque (2011)..... 30
- Figura 5 – Recorte de mapa topográfico do Brasil com destaque para região Nordeste. Fonte: Albuquerque (2011)..... 33
- Figura 6 – Recorte de imagens infravermelhas dos satélites METEOSAT (a,) e GOES (b) para 19 de Março de 2008, às 00 UTC e 21 de Fevereiro de 2009, às 00 UTC, respectivamente. Fonte: a) NOAA, b) Dundee University..... 35
- Figura 7 - Campo de umidade absoluta para o dia 19 de Março de 2008, as 00 UTC. Fonte dos dados: NCDC/NOAA..... 37
- Figura 8 – a) Imagem de satélite de evento ocorrido em 15/03/2008. b) Mapa da temperatura potencial em 1000 hPa, com destaque para trajetória do evento..... 39
- Figura 9 – CCMs deslocando-se para região de a) maior TP, em 15/03/2008 b) mesma TP, em 20/03/2008, e c) menor TP, em 04/02/2001 45
- Figura 10 – Temperatura Potencial para a qual os CCMs se deslocaram 46
- Figura 11 – a) Imagem infravermelha mostrando a localização do CCM. b) Mapa da temperatura potencial, em 1000 mb, com destaque para trajetória do evento..... 47
- Figura 12 - Sazonalidade do deslocamento dos CCMs em relação à TP 48
- Figura 13 – Níveis isobáricos onde a direção do vento é semelhante à direção real do CCM. 49
- Figura 14 – Percentual dos casos que se deslocaram para maior TP, menor TP ou mantiveram a TP em 1000 hPa, analisando somente os casos que os CCMs se deslocaram na mesma direção do vento na camada em análise..... 49

Figura 15 – Quantidade de núcleos de alta umidade absoluta observados nos níveis isobáricos.....	50
Figura 16 – CCMs deslocando-se para região de a) maior UA, em 15/01/2004 b) mesma UA, em 27/03/2005, e c) menor UA, em 04/02/2001.	51
Figura 17 – Umidade Absoluta para a qual os CCMs se deslocaram.	51
Figura 18 – Percentual dos casos que se deslocaram para maior UA, menor UA ou mantiveram a UA em 1000 hPa, analisando somente os casos que os CCMs se deslocaram na mesma direção do vento na camada em análise..	53
Figura 19 – Precisão dos modelos matemáticos.....	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Divisão da Mesoescala proposta por Orlanski, 1975. Fonte: Jeske, (2009).....	19
Tabela 2 - Classificação de SCM baseado em análises de dados de satélite no canal infravermelho. Fonte Jirack, Cotton e McAnelly (2003)	21
Tabela 3 – Classificação de CCM. Fonte: Maddox (1980 apud JESKE, 2009).....	22
Tabela 4 – Anomalias trimestrais de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na região do Niño 3.4 (5°N-55°S, 120°-170°W), baseado no período 1971 a 2002. Fonte: CPC/NOAA. ..	36
Tabela 5 – Dados de reanálises, coletados nos horário sinótico (00 06, 12 ou 18 TC) em que ocorreram os eventos	38
Tabela 6 – Divisão atmosférica em camadas.....	40
Tabela 7 – Interpretação do resultado do modelo matemático.....	43
Tabela 8 – Coeficiente das equações matemáticas.....	44
Tabela 9 - Direção para a qual os CCMs se deslocaram em relação à TP durante o fenômeno ENOS.....	48
Tabela 10 - Direção para a qual os CCMs se deslocaram em relação à UA de acordo com a sazonalidade e o fenômeno ENOS	52

LISTA DE ABREVIACÕES E SIGLAS

AN	América do Norte
AS	América do Sul
CAPE.....	Convective Available Potential Energy
Cb	Cumulonimbus
CCM.....	Complexos Convectivos de Mesoescala
CPC.....	Climate Prediction Center
E.....	Leste
ENOS.....	El Niño Oscilação Sul
EUA	Estados Unidos da América
GIBBS	Global ISCCP B1 Browse System (GIBBS)
GOES.....	Geostationary Operational Environmental Satellite
GOM.....	Golfo do México
GrADS	Grid Analysis and Display System
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
JAN.....	Jatos de Altos Níveis
JBN.....	Jatos de Baixos Níveis
K	Índice K
LI	Linhas de Instabilidade
LI	Lifted Index
M β CCSs	Meso- β Circular Convective Systems
M β ECSs.....	Meso- β Elongated Convective Systems
N	Norte
NCAR.....	National Center for Atmospheric Research
NCDC	National Climatic Data Center
NCEP.....	National Centers for Environmental Prediction
NE.....	Nordeste
NEB	Nordeste Brasileiro
NEODAAS	NERC Earth Observation Data Acquisition and Analysis Service
NERC	Natural Environment Research Council
NOAA.....	National Oceanic and Atmospheric Administration
O (W).....	Oeste

PECS.....Persistent Elongated Convective System
POASPerturbações Ondulatórias nos Alísios
S.....Sul
SCSistemas Convectivos
SCM.....Sistemas Convectivos de Mesoescala
SESudeste
TPTemperatura Potencial
TSM.....Temperatura da Superfície do Mar
TTTotal-Totals
UAUmidade Absoluta
UTCCoordinated Universal Time
ZCITZona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

E	Movimento resultante do CCM na direção zonal (positivo para Leste).
hPa	Hectopascal.
K	Kelvin.
mbar	Milibar.
R	Movimento resultante do CCM na direção meridional (positivo para Norte).
T	Temperatura do ar kelvin.
u	Componente zonal do vento em m/s.
U_n	Intensidade do vento na direção zonal, na camada n.
UR	Umidade Relativa em %.
v	Componente meridional do vento em m/s.
V_n	Intensidade do vento na direção meridional, na camada n.
x_n	Multiplicador de grandeza do vento na camada n (zonal).
x'_n	Multiplicador de grandeza do vento na camada n (meridional).
y_n	Multiplicador de grandeza da variável: umidade absoluta, temperatura potencial ou variação de umidade (zonal).
y'_n	Multiplicador de grandeza da variável: umidade absoluta, temperatura potencial ou variação de umidade (meridional).
z_n	Multiplicador de grandeza da camada n (zonal).
z'_n	Multiplicador de grandeza da camada n (meridional).
$^{\circ}$	graus.
$^{\circ}C$	Graus Celsius.
$^{\circ}N$	Graus Norte.
$^{\circ}S$	Graus Sul.
$^{\circ}W$	Graus Oeste.
δ	Varição da Umidade Absoluta.
μ	Umidade absoluta.
Σ	Somatório
τ	Temperatura Potencial.
φ_n	Variável na camada n;

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	16
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
2.1 Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)	18
2.2 Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM).....	21
2.2.1 Complexos convectivos de mesoescala na América do sul.....	23
2.2.2 Complexos convectivos de mesoescala no nordeste do Brasil.....	25
2.3 Propagação de Tempestades e Trajetórias de CCMs.....	27
3 MATERIAS E MÉTODOS	33
3.1 Região e Estudo	33
3.2 Determinação dos Casos.....	33
3.3 Dados e Metodologia.....	34
3.3.1 Dados de satélite	34
3.3.2 Dados de El Niño e La Niña	35
3.3.3 Dados de reanálises.	36
3.3.4 Modelo matemático.	40
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	45
4.1 Influência da Temperatura Potencial na Trajetória dos CCMs	45
4.1.1 Influência do gradiente de temperatura potencial na trajetória dos CCMs	46
4.1.2 Trajetória dos CCMs quanto a temperatura potencial levando em consideração a sazonalidade e o fenômeno ENOS	47
4.1.3 - Influência da relação vento e TP na trajetória dos CCMs.....	48
4.2 Influência da Umidade na Trajetória dos CCMs.....	50
4.2.1 Trajetória dos CCMs quanto à umidade absoluta levando em consideração a sazonalidade e o fenômeno ENOS	52
4.2.2 - Influência da relação vento e umidade na trajetória dos CCMs.....	52

4.3 Modelo Matemático Para Previsão da Trajetória dos CCMs	53
4.3.1 Modelo matemático para previsão da trajetória dos CCMs utilizando dados de umidade absoluta.....	53
4.3.2 Modelo matemático para previsão da trajetória dos CCMs utilizando dados de temperatura potencial.	55
4.3.3 Modelo matemático para previsão da trajetória dos CCMs utilizando a variação da umidade absoluta entre as camadas atmosféricas.....	55
4.3.4 Modelo matemático para previsão da trajetória dos CCMs utilizando a umidade absoluta e a temperatura potencial entre as camadas atmosféricas.....	56
4.3.5 Análise de acurácia dos modelos.....	56
5 CONCLUSÕES	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60
APÊNDICE A	70
APÊNDICE B.....	72

1 INTRODUÇÃO

O conhecimento sobre fenômenos de tempo severo vem aumentando a cada dia, sendo estes responsáveis por chuvas fortes, queda de granizo, descargas elétricas, e etc. Estes fenômenos afetam diversos setores econômicos e sociais, afetando a agricultura e aviação, por exemplo, além disto, provocam desmoronamento, enchentes, e em alguns casos, podem resultar em pessoas desabrigadas, feridas e mortes. Assim a busca de informações de qualidade e precisão, sobre variabilidade espacial e temporal destes fenômenos, bem como a população lida com essas adversidades, vem sendo realizada a fim de melhorar a previsão e compreensão dos mesmos.

Na região Nordeste vários sistemas provocam fenômenos de tempo severo dentre eles pode-se citar: as Brisas Marítimas, Sistemas Frontais, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), El Niño Oscilação Sul (ENOS) entre outros. O mais importante na formação de precipitação intensa e ventos fortes são os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), que segundo informações de Pontes da Silva et al. (2011), estes são responsáveis pela formação de boa parte dos temporais no oeste de Alagoas.

A identificação e classificação dos CCMs só foram possíveis com o surgimento dos satélites geoestacionários, no final da década de 60. A metodologia é baseada na temperatura de brilho do topo das nuvens, no qual o estágio de inicial é identificado quando a temperatura do topo da nuvem é $\leq -32^{\circ}\text{C}$, o núcleo convectivo deve atingir uma temperatura $\leq -52^{\circ}\text{C}$ e a área de cobertura das nuvens é $\geq 100000 \text{ km}^2$. O estágio de maturação ocorre quando o núcleo chegar ao seu tamanho máximo. Seu término é caracterizado quando o tamanho e a temperatura do topo já não estiverem entre os limiares definidos em seu início.

Na América do Sul os CCMs são característicos no norte da Argentina, Paraguai e sul do Brasil. Responsáveis por grande parte das precipitações nesta região surgiram diversos estudos a respeito do ambiente sinótico propício ao surgimento, desenvolvimento, manutenção e dissipação destes eventos.

Em contrapartida, são poucos os estudos sobre os CCMs voltados à região Nordeste do Brasil (GOMES FILHO e SOUZA, 1994; MOURA *et al.*, 1996; SOUZA E ALVES, 1998; ALVES, TEIXEIRA e FERREIRA, 2001). Assim o objetivo geral do presente trabalho é analisar a trajetória dos CCMs, ocorridos no nordeste brasileiro entre os anos de 1999 e 2009,

a partir de informações da Temperatura Potencial (TP), Umidade Absoluta (UA). Como objetivo específico apresentou-se a criação de um dos primeiros modelos de previsão de curto prazo para o deslocamento dos CCM na região NEB. Em adição, será avaliada a acurácia dos modelos matemáticos desenvolvidos para auxiliar na previsão da trajetória dos eventos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste item, é apresentado um breve resumo sobre os Sistemas Convectivos de Mesoescala, com ênfase nos Complexos Convectivos de Mesoescala. A definição, formação e classificação dos CCMs bem como a atuação destes na América do sul e Nordeste Brasileiro, estão descritos na revisão.

Ainda neste item serão apresentados os mecanismos de propagação de tempestades assim como os estudos realizados por diversos autores sobre a trajetória e movimento dos CCMs.

2.1 Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).

Sistemas Convectivos de Mesoescala são aglomerados de nuvens convectivas com diferentes formas, duração e dimensões espaciais. São responsáveis por precipitações intensas, principalmente em meses quentes, estão associados também a desastres naturais como granizo, descargas elétricas, vendavais (COTTON E ANTHES, 1989; HOUZE, 1993; MACHADO et al., 1998).

Nos trópicos estes sistemas são menores e possui ciclo de vida mais curto, em razão da maior quantidade de energia recebida, já que estes são controlados pelo efeito da radiação diurna. (JESKE, 2009; SALIO, NICOLINI e ZIPSER, 2007). Nesta região são responsáveis por grande parte da precipitação e transferências verticais de energia (LAURENT et al, 2000).

Diversos são os estudos que abordam aspectos relacionado a origem, evolução e propagação dos SCM. (Martin e Suomi, 1972; Tollerud e Esbensen, 1985; Maddox, 1980; Augustine, Tollerud e Jamison, 1989; Machado et al., 1994; Geerts, 1998; Laurent et al., 2000; Morel e Senesi, 2002). Outro aspecto abordado são os fenômenos adversos causados por estes sistemas, por exemplo, os trabalhos realizado por Goodman (1983), Goodman et al.(1984) e Holle et al.,1994, mostram que a intensidade e a organização dos SCM estão relacionadas com a densidade espacial e a frequência de descargas elétricas atmosféricas, que são maiores no início e na maturidade dos SCM.

Os SCM apresentam dimensões espaciais de dezenas a um milhar de quilômetros, em uma escala temporal de uma hora a um dia. Fazem parte da chamada mesoescala, segundo Orlanski (1975), que é subdividida em Meso- α , sistemas com mais de 200 km (CCM, Frentes e Furacões); Meso- β de 20 a 200 km (LI e circulações térmicas topograficamente induzidas) e Meso- γ os sistemas menores que 20 km (Cb isolados) (SILVA DIAS, 1987). A Tabela 1, a seguir, resume esta divisão da mesoescala.

Tabela 4 - Divisão da Mesoescala proposta por Orlanski, 1975. Fonte: Jeske, 2009.

Divisão	Comprimento de Escala Horizontal (L)	Tempo de Vida	Fenômenos Atmosféricos
Meso- α	200 – 2500km	1 a 7 dias	Frentes, Furacões
Meso- β	20 – 200km	1 hora a 1 dia	JBN, LI, tempestades locais, circulações locais.
Meso- γ	2 – 20km	1 hora	Tempestades locais, turbulência de ar claro.

Ao longo de vários estudos, os SCM foram classificados quanto ao tamanho e a forma levando em consideração a duração as diferentes características quanto a origem e a evolução temporal. Alguns destes sistemas foram identificados por meio de imagens de satélite, é o caso dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) caracterizado por Maddox (1980), ao observa uma alta frequência de sistemas climáticos convectivos Meso- α , quase circular, na região central dos Estados Unidos. Outro tipo de sistema identificado por Anderson e Arritt (1998), foram os Sistemas Convectivos Alongados Persistentes (PECS - *Persistent Elongated Convective System*), considerados uma versão linear dos CCMs, conforme demonstrado na tabela 2. A diferença entre os dois sistemas é a forma, enquanto os PECSs têm excentricidades entre 0,2 e 0,7, os CCMs devem ter excentricidades $\geq 0,7$, representada na figura 1 (JIRACK, COTTON e MCANELLY, 2003).

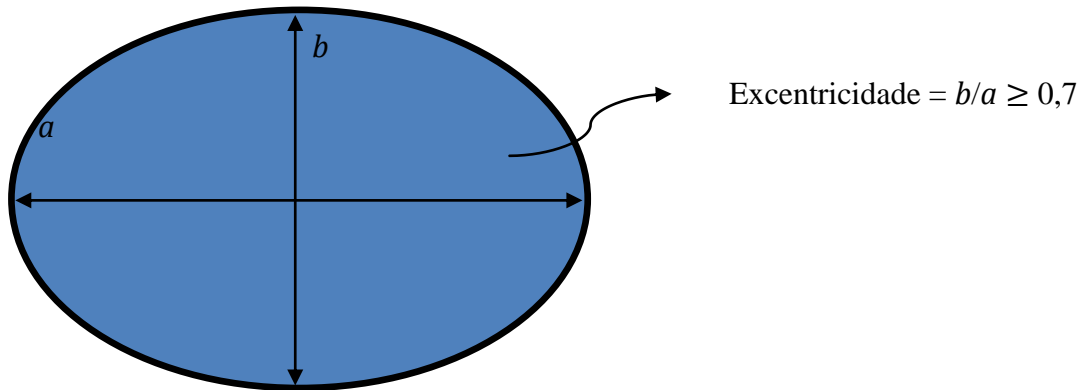


Figura 1 – Excentricidade do CCM, onde o eixo menor dividido pelo eixo maior é superior ou igual a 0,7 no momento de máxima extensão do evento.

As imagens de satélite proporcionaram de modo eficaz a identificação dos SCM, porém não fornecem muita informação sobre a convecção abaixo desses sistemas. Sendo assim dados de radar têm sido utilizados para permitir uma classificação mais detalhada dos SCM. O primeiro estudo desse tipo foi realizado por Bluestein e Jain (1985), que buscaram identificar padrões na formação das Linhas de Instabilidade (LI), definidos como sistemas convectivos de mesoescala orientados linearmente, utilizando dados de um radar situado no centro de Oklahoma (JIRACK, COTTON e MCANELLY, 2003). Outros autores, como Leary e Houze (1979), também estudaram a estrutura e o ciclo de vida das LI na região tropical utilizando imagens de radar.

Utilizando dados de radar e satélite, além dos sistemas já identificados por Maddox (1980) e Anderson e Arrit (1998), uma nova classificação dos SCM foi apresentada por Jirack, Cotton e McAnelly (2003), os sistemas convectivos circulares meso- β ($M\beta$ CCSs) e os sistemas convectivos alongados meso- β ($M\beta$ ECSs), organizados na Tabela 2.

Tabela 5 - Classificação de SCM baseado em análises de dados de satélite no canal infravermelho. Fonte Jirack, Cotton e McAnelly (2003).

Categoria de SCM	Tamanho	Duração	Forma
CCM	Região fria da nuvem $\leq -52^{\circ}\text{C}$ com área $\geq 50.000\text{km}^2$	Tamanho deve persistir por $\geq 6\text{h}$	Excentricidade $\geq 0,7$ para o tempo de extensão máxima
PECS			$0,2 \leq$ excentricidade $< 0,7$ para o tempo de extensão máxima
M β CCS	Região fria da nuvem $\leq -52^{\circ}\text{C}$ com área $\geq 30.000\text{km}^2$ e a dimensão máxima deve ser $\geq 50.000\text{km}^2$	Tamanho deve persistir por $\geq 3\text{h}$	Excentricidade $\geq 0,7$ para o tempo de extensão máxima
M β ECS			$0,2 \leq$ excentricidade $< 0,7$ para o tempo de extensão máxima

2.2 Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM).

Complexos Convectivos de Mesoescala caracteriza-se por um conjunto de nuvens convectivas cobertas por espessa camada de cirrus, ou seja, constituída basicamente pelos topos e bigornas dos cumulonimbus, logo são facilmente identificados por imagens de satélite. A formação ocorre devido às condições locais favoráveis, como relevo, temperatura, umidade, etc. Estão associados à intensa precipitação e fortes rajadas de vento. (MADDOX, 1980; SILVA DIAS, 1987; ALVES et al, 2011; SOUZA, ALVES e REPELLI, 1998 apud FERREIRA e MELLO, 2005).

Utilizando uma sequência de imagens realçadas no canal do infravermelho do satélite GOES, Maddox (1980 apud COUTO e FOSTER, 2009) foi o primeiro ao definir os CCMs, baseado na análise de diversos casos ocorridos na planície central dos EUA. A partir deste ponto diversos autores buscando compreender os mecanismos físicos e dinâmicos, além da dificuldade de sua previsão, estudaram e continuam investigando os CCMs em diferentes áreas do globo, tais como, Cotton et al. (1989) que estudo os eventos nos EUA; Miller e

Fritsch (1991), no Pacífico oeste; Laing e Frischt (1997) na África; e Velasco e Fritz (1987) na América do Sul. (ALVES et al., 2011; CAMPOS, LIMA e PINTO, 2008)

Os CCM foram classificados por Maddox (1980) levando em consideração o tamanho, a duração e a temperatura do brilho do topo das nuvens, utilizando imagens de satélite no canal do infravermelho. Logo as três etapas do ciclo de vida dos CCM apresentarem as características da Tabela 3 (JESKE, 2009).

Tabela 6 – Classificação de CCM. Fonte: Maddox (1980 apud JESKE, 2009)

Tamanho	Área A. Escudo de nuvem com temperaturas no infravermelho $\leq -32^{\circ}\text{C}$ e área $\geq 100.000\text{km}^2$. Área B. Região fria no interior da nuvem com temperaturas $\leq -52^{\circ}\text{C}$ e área $\geq 50.000\text{km}^2$.
Iniciação	Definições de tamanho A e B devem ser satisfeitas.
Duração	Definições de tamanho A e B devem persistir por um período $\geq 6\text{h}$.
Máxima Extensão	Ocorre quando o escudo de nuvem continua (temperaturas no infravermelho $\leq -32^{\circ}\text{C}$) atinge tamanho máximo.
Forma	Excentricidade (eixo menor/eixo maior) ≥ 0.7 no momento da extensão máxima.
Término	Os critérios de tamanho A e B não são mais satisfeitos.

A única modificação realizada na classificação feita por Maddox(1980) foi feita por Augustine e Howard (1988) que a fim de simplificar o processo de identificação dos CCM, retirou a exigência do tamanho do escudo de nuvens, como verificado na Tabela 2. Outra definição proposta por Cotton et al. (1989), relaciona a escala horizontal do CCM ao raio de deformação de Rossby (JIRACK, COTTON e MCANELLY, 2003).

A forma circular do CCM ocorre devido às circulações de mesoescala convectivamente geradas (MADDOX, 1980 apud CAMPOS, LIMA e PINTO, 2008). De acordo com Cotton et

al.(1989) e Rocha (1992), este formato se deve a presença de uma região de vortividade ciclônica em baixos níveis e anticiclônica em altos níveis.

Segundo Maddox (1983) e Jirak & Cotton (2004), uma convergência na média troposfera forçada por um jato em baixos níveis juntamente com uma advecção quente e úmida, na região central dos EUA, mostra--se como condição fundamental no desenvolvimento e manutenção dos SCM. Já no sul da América do Sul o desenvolvimento destes sistemas esta associado a um jato em altos níveis (GUEDES et al., 1994 apud PINTO e CAMPOS, 2007)

Os CCMs mais intensos tendem a ser encontrados sobre o continente ou muito perto das costas e deslocam-se preferencialmente para leste (Velasco e Fritsch, 1987). Esta conclusão é corroborada pelos estudos de LeMone e Zipser (1980), Zipser e LeMone (1980), Jorgensen e LeMone (1989), e Lucas, Zipser e Lemone (1994), mostrando que as correntes de ar ascendentes oceânicas tropicais tendem a ser muito mais fracas do que aquelas sobre o continente.

2.2.1 Complexos convectivos de mesoescala na América do Sul.

Uma vez que os CCMs contribuem para o balanço hidrológico local e global, é de fundamental importância o conhecimento de suas características na América do Sul (LAING e FRITSCH, 1997 apud ALVES et al., 2011). Nesta região, particularmente a leste dos Andes e em latitudes médias e subtropicais, existem condições potencialmente favoráveis para a ocorrência de tempestades severas (NASCIMENTO, 2005 apud COUTO e FOSTER, 2009). Esta região foi destacada como uma das áreas com maior intensidade de tempestades do planeta, segundo o mapeamento dos casos com severa convecção, feito por Zipser et al. (2006 apud COUTO e FOSTER, 2009)

Na América do Sul (AS) os CCMs são observados a sotavento dos Andes em médias latitudes, mais precisamente no norte da Argentina e Paraguai, e na costa do Peru nos trópicos (SILVA DIAS, 1987). Segundo Velasco & Fritsch (1987), os CCMs da AS são semelhantes aos que ocorrem na América do Norte (AN), contudo se desenvolvem mais tarde e apresentam ciclo de vida maior, além de mais frequentes e 60% maiores, em área, que os da AN. A Figura 2 mostra a distribuição dos CCMs na América do Sul.

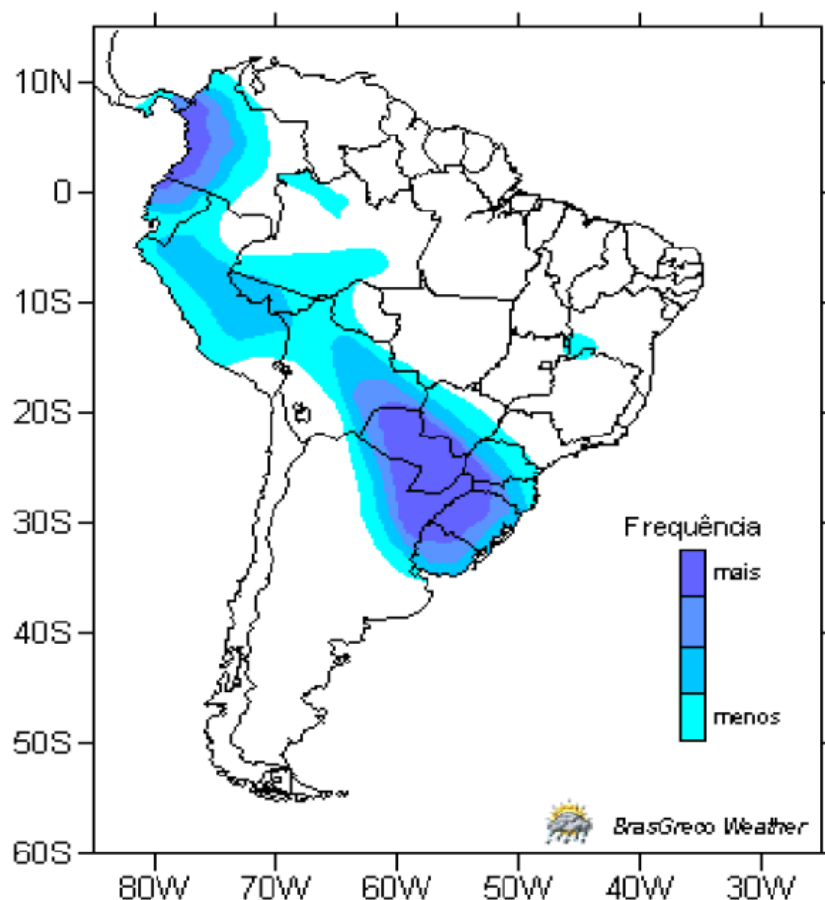


Figura 2 - Distribuição de CCMs na América do Sul. Fonte: Silva Dias (1987 apud SILVEIRA, 2012).

Segundo Velasco e Fritsch (1987), antes de ocorrer a formação dos CCM, as primeiras células convectivas surgem no início da tarde ou da noite. A máxima extensão do CCM ocorre na madrugada e o término por volta do meio-dia subsequente. É notório o hábito noturno desses eventos tanto na região subtropical, nos dois hemisférios, quanto àqueles observados na região tropical. Os autores também indicam a predominância dos CCMs durante a primavera e o verão nos subtrópicos, com ciclo de vida de 10 a 20 horas.

Para compreender os mecanismos que controlam o ciclo de vida dos CCMs é de fundamental importância o estudo dos processos físicos e dinâmicos, como, transporte e aquecimento, circulação, ligados a formação de fenômenos meteorológicos (ROZANTE e CALVACANTI, 2004). Alguns estudos a respeito da formação e desenvolvimento dos CCM na América do Sul vêm sendo abordados por diversos autores, tais como: Guedes (1985); Velasco & Fritsch (1987); Silva Dias (1987); Scolar & Figueiredo (1990); Rocha (1992); Duquia & Silva Dias (1994); Machado *et al.* (1994); Guedes *et al.* (1994); Figueiredo & Scolar (1996); Silva Dias (1996); Torres (2003); Nieto Ferreira *et al.* (2003); Lima (2004).

Segundo Velasco e Fritsch (1987) os CCMs estudados, na América Central e América do Sul, tendem a ocorrer sobre o continente e que o El Niño pode desempenhar um papel na atividade dos mesmos. Miller e Fritsch (1991) encontraram características semelhantes em seu estudo do Pacífico Ocidental, assim como Laing e Fritsch (1997) sugeriram a possibilidade de uma relação entre o El Niño e CCMs, além de outros estudos realizados pelos referidos autores, que analisaram os CCMs sobre a África (1993a), Índia (1993b), e no globo (1997).

Para Velasco & Fritsch (1987), Torres (2003), Vila (2004) e Laing & Fritsch (2000) um dos fatores que contribuem no desenvolvimento e deslocamento dos CCMs são os jatos de baixos níveis (JBN), que são um dos responsáveis pelo transporte de calor e umidade da região amazônica para regiões onde os eventos são formados. Além disto, a posição do CCM iguala-se a borda sul do jato, indicando forte convergência de umidade. Vários estudos apontam a ocorrência de JBN e a formação de CCMs (Severo, 1994; Campetella e Vera, 2002; Carvalho e Santos, 2003; Rozante & Mendonça, 2004; Santos, Ferreira e Gan, 2004; Gomes, Ambrizzi e Rocha, 2006; Rozante & Cavalcanti, 2006; Sakamoto *et al.*, 2006).

O acoplamento do JBN com um Jato de Altos Níveis (JAN) é um importante mecanismo na formação dos CCMs, pois favorece o aumento da advecção de temperatura, resultando em instabilidade convectiva (Pettersen, 1956; Newton, 1967; Ucellini e Johnson, 1979).

O hábito noturno dos CCMs no sul da AS é explicado por Dapozzo (1995 apud SILVA DIAS, 1996), que numa simulação bidimensional das circulações locais forçadas pelos Andes, mostra que o escoamento catabático durante a noite e madrugada a leste das montanhas atingem o vale dos rios Paraguai e Paraná e convergem. Reforçando esta ideia Paegle (1987) afirma que um mecanismo, importante, de convecção na costa leste dos Andes é a presença de um jato noturno de baixos níveis.

2.2.2 Complexos convectivos de mesoescala no Nordeste do Brasil.

No Nordeste do Brasil os CCM ocorrem principalmente nos meses de janeiro e março, ou seja, durante o verão (SILVEIRA, 2010). Resultado semelhante foi encontrado em estudo

feito por Albuquerque (2011), que ao analisar 80 casos de CCM num período de 10 anos, observou que 49% dos eventos ocorriam no verão e 46% no outono.

Os sistemas nessa região do Brasil apresentam duração média de 11 horas, com desenvolvimento máximo durante a madrugada e início da noite. O diâmetro destes eventos é de 500 km e área com temperatura do topo das nuvens inferior a -40°C de 190.000km^2 , em média (SILVEIRA, 2010). O autor faz uma observação a respeito desses valores que se encontram acima daqueles definidos por Maddox (1980), sendo necessário um ajuste desses limiares para caracterizar os CCM no NEB. Resultados similares obtidos por Souza e Alves (1998), corroboram com esta observação.

Reforçando a ideia de moldar novos valores para as latitudes tropicais e equatoriais, Silveira (2010) avaliou também os mecanismos termodinâmicos associados à ocorrência dos CCM, que apesar de condizente com os apresentados para latitudes médias, são subestimados quanto a intensidade indicada pelos índices K, TT, LI e CAPE (índices termodinâmicos avaliados nos casos estudados pelo autor).

Na região NEB os CCM desenvolvem-se majoritariamente sobre o continente (ALBUQUERQUE, 2011) e um ambiente propício para que isto ocorra são os altos valores de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) juntamente com movimentos ascendentes (SILVEIRA, 2012). Estes fatores associados ao alto conteúdo de umidade na atmosfera favorecem o disparo de atividades convectivas na região (SOUZA E ALVES, 1998).

Os alísios também são de fundamental importância no desenvolvimento destes eventos, já que estes soprando de leste resultam em advecção de ar quente do oceano em direção ao continente (SOUZA E ALVES, 1998), além do constante bombardeio a barlavento do planalto da Borborema, que atuaria como forçante empurrando a parcela de ar para cima tornando-as instáveis (SILVEIRA, 2012). Um exemplo de atuação da topografia são os CCM estudados por Vitorino (1997) que se formaram em região serrana a 800m de altitude.

A formação dos CCM sofre influência de outros sistemas sendo as Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POAS) e os cavados de baixos níveis os principais nesta região (SILVEIRA, 2010).

De acordo com estudo de caso realizado no NEB por Alves, Teixeira e Ferreira (2001), no período de formação e maturação do SCM foram observados jatos meridionais na baixa troposfera e zonais na alta troposfera. Os autores afirmam que os efeitos locais de

instabilidade na camada limite planetária, junto à superfície do Atlântico Tropical, foram importantes na intensificação do sistema.

Além dos estudos anteriormente citados, outros registram episódios de CCM no NEB (Silva *et al.*, 1994; Gomes Filho e Souza, 1994; Mello, Sakamoto e Torsani, 1996; Moura *et al.*, 1996; Vitorino, Silva e Alves, 1997; Souza, Alves e Repelli, 1998; Mendes, 2001).

2.3 Propagação de Tempestades e Trajetória de CCMs.

O desenvolvimento e movimento de tempestades convectivas ocorrem devido a interação da tempestade com um ambiente possuindo energia potencial disponível e convergência de umidade (MOORE, PAPPAS e GLASS, 1993 apud CALHEIROS, 2008).

O movimento e a propagação das tempestades são classificados em três mecanismos (COTTON E ANTHES, 1989 apud CALHEIROS, 2008 e TEIXEIRA, 2010):

- a) Translação ou Advecção: onde alguns sistemas se movem com velocidade corresponde aos ventos na média troposfera, chamado de “steering level”, durante sua evolução. O vetor que representa o deslocamento da tempestade é aproximadamente igual ao vetor do vento em médios níveis.
- b) Propagação forçada: quando uma forçante externa (como zonas frontais, convergência associada com montanhas, convergência associada com ondas de gravidade, notadamente as geradas pelos grandes complexos convectivos) é responsável pela regeneração do SC.
- c) Auto propagação: refere-se ao processo em que a tempestade se regenerar ou formar novas células dentro do mesmo sistema.

Ray (1990 apud TEIXEIRA, 2010), também foi observado que as células simples se deslocam na mesma direção do vento em médios níveis. Segundo o autor, as tempestades se desviam para esquerda ou para direita do vento médio da camada quando há grande instabilidade potencial e cisalhamento do vento, em níveis baixos e médios da troposfera. Em estudo preliminar foi dito que a rotação ciclônica (anticiclônica) das tempestades, e seu deslocamento para direita (esquerda) no HN (HS) ocorria devido ao efeito de Coriolis.

Em contra partida Klemp e Wilhelmson (1978 apud TEIXEIRA, 2010) mostraram que as tempestades são suscetíveis a variação da direção do vento ao longo das camadas da troposfera e que o efeito de Coriolis exercia pouca influência no deslocamento e rotação das mesmas.

As direções de propagação média dos Sistemas Convectivos (SC) lembram o padrão de circulação em larga escala, os movimentos para leste geralmente em médias latitudes e movimentos para oeste perto do equador (LAU e CRANE, 1995).

Nas latitudes mais elevadas no inverno do Hemisfério Sul (HS), as trajetórias, principalmente, apresenta-se de oeste (O) com movimento de convecção associada com frentes frias. Nos trópicos a propagação dos SC da zona de convergência intertropical (ZCIT) é principalmente de leste (E). As trajetórias observadas durante o verão e o outono no sul da América do Sul são semelhantes aos obtidos por Guedes e Dias (1984) e Velasco e Fritsch (1987).

Já em baixas latitudes durante o inverno no HS, as trajetórias estão todas alinhadas zonalmente ao norte do equador e sobre o norte da América do Sul, mas tornam-se mais desorganizada (direções variadas) durante o verão no HS com uma vida útil mais curta. O alinhamento zonal muda primeiro sobre a América do Sul no outono, onde os SC se propagam para oeste com uma vida útil média de cerca de 12-18 h. Ao longo da costa do nordeste do Brasil as trajetórias dos SC refletem a linhas de instabilidade sazonal formada do continente para o oceano, brisas, como descrito por Kousky (1980). No verão local, há muitos mais SC (VELASCO e FRITSCH, 1987) e as trajetórias médias destes indicam um padrão de circulação anticiclônica proeminentes (a alta da Bolívia), que está presente principalmente durante a estação quente (HOREL, HAHMANN, GEISLER, 1989).

Ao estudar a variação do ciclo de vida dos SCM sobre as América, Machado *et al.* (1997) observou que as trajetórias são dominadas pelo movimento dos SC muito mais numerosos, de tamanho menor e de curta duração, mas quando isolados os SC de maior porte e de maior duração, encontram-se trajetórias semelhantes aos encontrados por Lau e Crane (1995) que ao estudar perturbações em larga escala, perceberam que em geral estas se deslocavam para norte. Assim, vemos que a interação do SC com a circulação de grande escala varia com o tamanho destes.

Em estudo feito por Moteki et al. (2008) analisando SCM no Pacífico tropical ocidental, foi observado um forte gradiente de temperatura potencial horizontal no nível de 1000 mb, que correspondia com a posição da banda de precipitação. O autor notou que, ainda em baixos níveis e atrás da banda de precipitação, os eventos foram acompanhados por uma massa de ar frio (menos de 300K) com escala horizontal maior que 400 km zonalmente e mais de 200 km meridionalmente.

Investigando o transporte de umidade durante a ocorrência de eventos extremos de precipitação sobre a bacia do rio Mackenzie, Brimelow e Reuter (2005), sugerem que o Golfo do México (GOM) é uma importante fonte de umidade para os SCM desta região. Os autores também observaram que o transporte de umidade em baixos níveis coincidiu com as trajetórias percorridas pelos eventos e que o ar úmido de origens subtropicais pode alimentar tempestades em latitudes elevadas.

Os CCMs subtropicais, em sua maioria, iniciam sua trajetória a leste dos Andes em uma latitude média de 25°S e sobre os vales dos rios Paraná e Paraguai, atingindo a região sul do Brasil, Argentina e Uruguai. (CAMPOS, LIMA E PINTO, 2008). Analogamente esse tipo de trajetória foi verificado por Guedes (1985). Nesta mesma região os eventos apresentam uma tendência a serem mais zonais durante a primavera e início do outono e meridionais no verão (VELASCO e FRITSCH, 1987).

Na costa leste do NEB os CCMs deslocam-se majoritariamente de nordeste (NE) e sudeste (SE), deslocando-se em média 1,9° zonalmente e 1,4° meridionalmente (ALBUQUERQUE, 2011). A figura 3 mostra a distribuição dos casos, quanto à trajetória, estudados pela autora.

Albuquerque (2011) ainda observou que os eventos durante o verão tendiam a deslocar-se de SE, bem como durante os períodos de El Niño. Já durante o outono e os períodos de La Niña a maioria dos CCMs deslocavam-se de NE. Também observou-se que a maioria dos eventos seguiram a mesma direção das linhas de corrente no nível de 400 hPa .

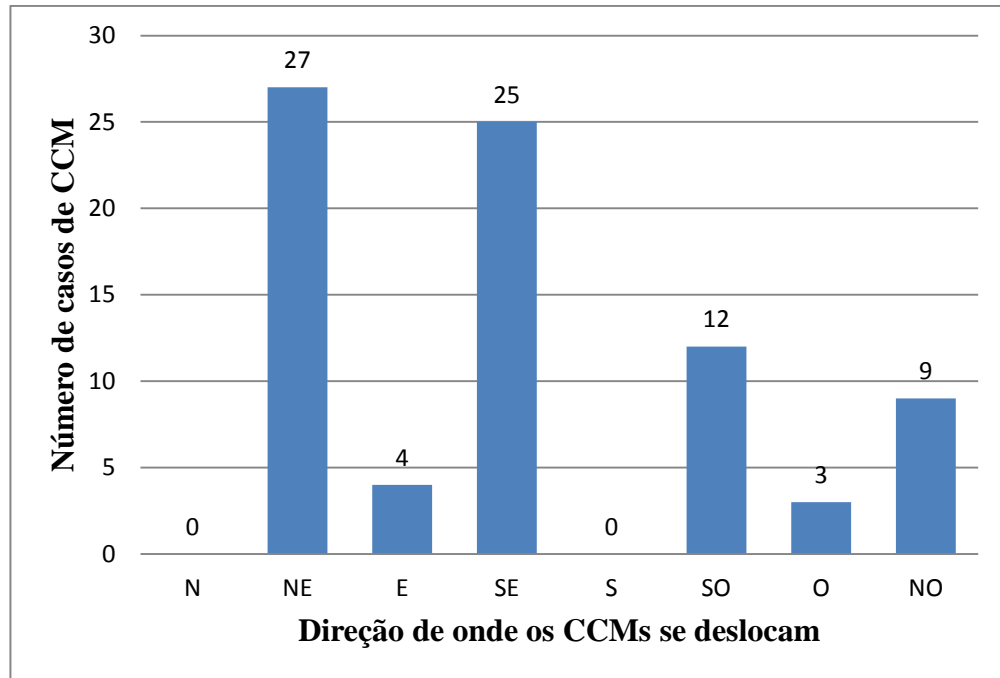
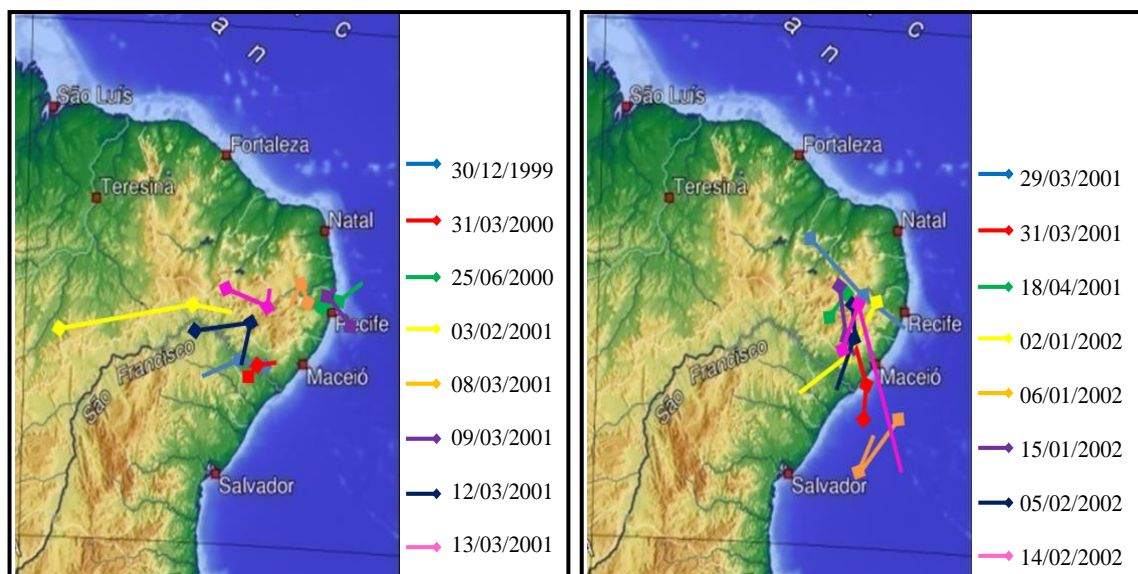
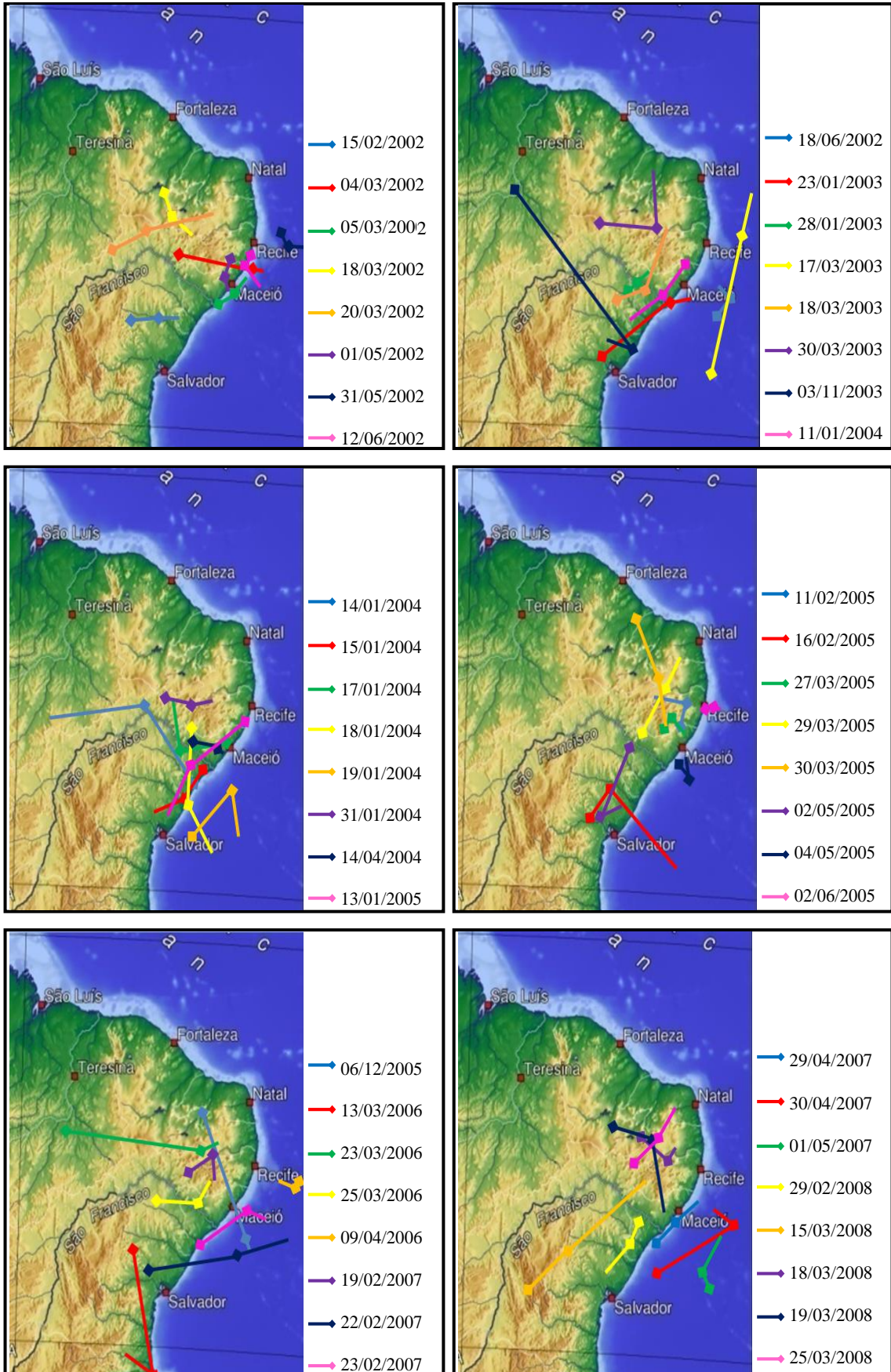


Figura 3 - Direção da qual os 80 casos de CCMs se deslocaram de seu estágio inicial até sua dissipação. Fonte: Albuquerque (2011).

Ao analisar 80 eventos de CCMs que ocorreram no Nordeste do Brasil entre os anos de 1999 e 2009, Albuquerque (2011) constatou que os mesmos se deslocaram majoritariamente de SE e NE, com 34% e 31% dos casos respectivamente. As trajetórias analisadas pela autora foram traçadas na figura 4 a seguir.





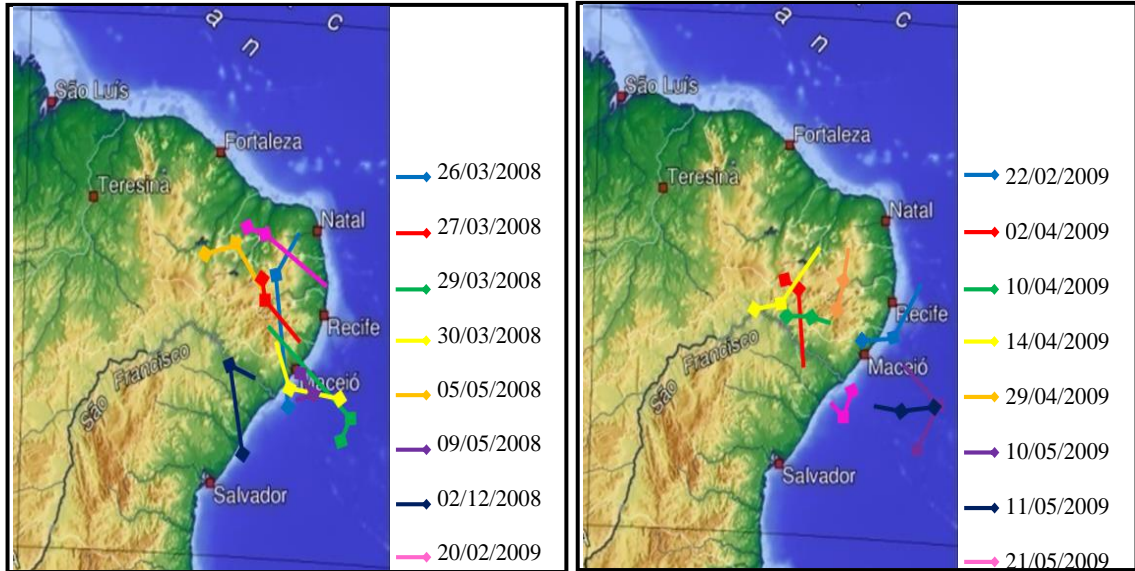


Figura 4 – Trajetória de todos os casos de CCMs analisados no período de estudo. Fonte: Albuquerque (2011).

3 MATERIAS E MÉTODOS

3.1 Região de Estudo.

A região de estudo (Figura 5), onde foi realizada as análises das trajetórias dos CCMs selecionados, é limitada pelos paralelos de 0° e 15° S e os meridianos de 30° e 45° W, correspondendo ao nordeste brasileiro, onde o relevo pode atingir aproximadamente 2.000 metros de altitude, como o pico do Barbado.

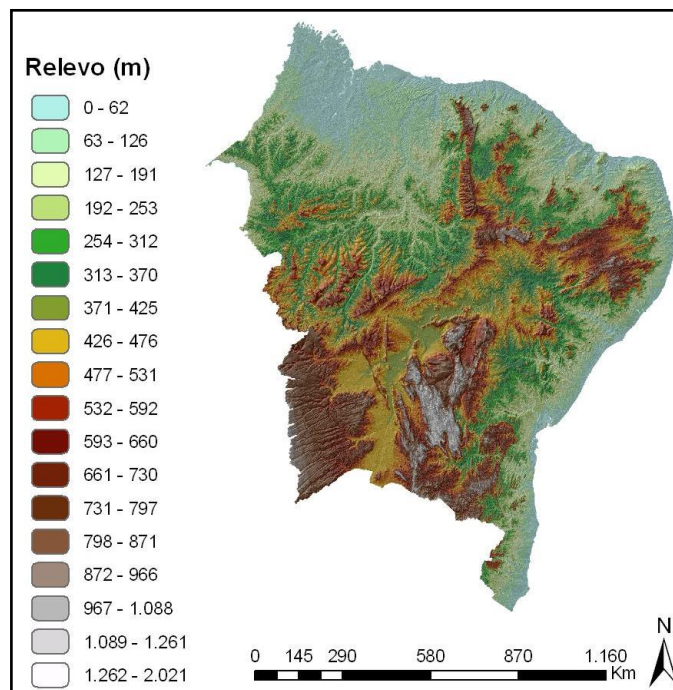


Figura 5 – Recorte de mapa topográfico do Brasil com destaque para região Nordeste. Fonte: Albuquerque (2011).

3.2 Determinação dos Casos.

Foram analisados 80 casos de CCMs entre os anos de 1999 e 2009. Os eventos foram identificados por Albuquerque (2011) de acordo com Maddox (1980), na qual a metodologia é baseada na temperatura de brilho do topo das nuvens, onde o estágio inicial é identificado quando a temperatura do topo da nuvem é $\leq -32^{\circ}\text{C}$, o núcleo convectivo deve atingir uma temperatura $\leq -52^{\circ}\text{C}$ e a área de cobertura das nuvens é $\geq 100000\text{km}^2$, e sua duração deve ser ≥ 6 horas.

O estágio de maturação ocorre quando o núcleo chegar ao seu tamanho máximo. Seu término é caracterizado quando o tamanho e a temperatura do topo já não estiverem entre os limiares definidos em seu início. A tabela 3, anteriormente citada, resume esses parâmetros:

Tabela 3 – Classificação de CCM. Fonte: Maddox (1980 apud JESKE, 2009)

Tamanho	Área A. Escudo de nuvem com temperaturas no infravermelho $\leq -32^{\circ}\text{C}$ e área $\geq 100.000\text{km}^2$. Área B. Região fria no interior da nuvem com temperaturas $\leq -52^{\circ}\text{C}$ e área $\geq 50.000\text{km}^2$.
Iniciação	Definições de tamanho A e B devem ser satisfeitas.
Duração	Definições de tamanho A e B devem persistir por um período $\geq 6\text{h}$.
Máxima Extensão	Ocorre quando o escudo de nuvem continua (temperaturas no infravermelho $\leq -32^{\circ}\text{C}$) atinge tamanho máximo.
Forma	Excentricidade (eixo menor/eixo maior) ≥ 0.7 no momento da extensão máxima.
Término	Os critérios de tamanho A e B não são mais satisfeitos.

A data de ocorrência de todos os eventos encontra-se organizados em uma tabela no Apêndice A.

3.3 Dados e Metodologia

3.3.1 Dados de satélite.

Foram utilizadas imagens do satélite METEOSAT no canal infravermelho do banco de imagens do Global ISCCP B1 Browse System (GIBBS) produto do National Climatic Data Center (NCDC), órgão do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), através do endereço eletrônico <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs>.

Por falta de imagens, para alguns casos, foram utilizadas imagens infravermelhas obtidas do NERC (Natural Environment Research Council) Earth Observation Data Acquisition and Analysis Service (NEODAAS), por meio do endereço eletrônico <http://www.sat.dundee.ac.uk/> da Universidade de Dundee, no Reino Unido.

Utilizando estas imagens, além da identificação previamente efetuada por Albuquerque (2011), foi possível traçar as trajetórias dos eventos e obter o deslocamento zonal e meridional em graus. Um exemplo das imagens citadas pode ser visto a seguir (figura 6).

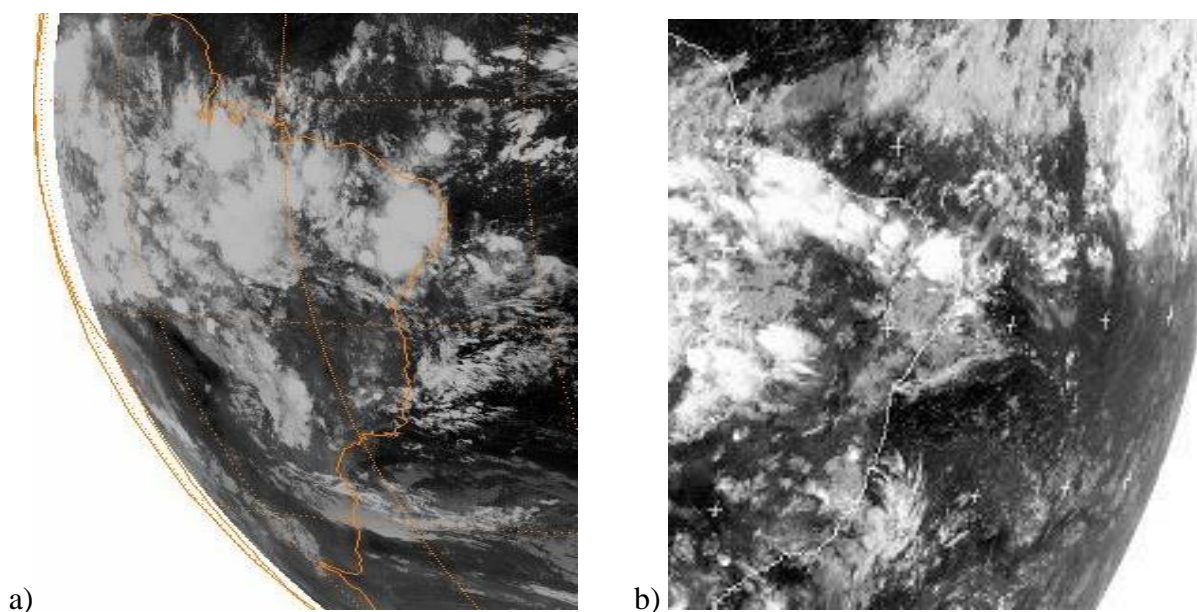


Figura 6 – Recorte de imagens infravermelhas dos satélites METEOSAT (a.) e GOES (b) para 19 de Março de 2008, às 00 UTC e 21 de Fevereiro de 2009, às 00 UTC, respectivamente. Fonte: a) NOAA, b) Dundee University

3.3.2 Dados de El Niño e La Niña.

Os períodos quentes e frios de El Niño Oscilação Sul (ENSO) foram obtidos através da tabela 4 a seguir disponibilizada pelo Climate Prediction Center (CPC), por meio do link: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

Tabela 4 – Anomalias trimestrais de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na região do Niño 3.4 (5°N-55°S, 120°-170°W), baseado no período 1971 a 2002. Fonte: CPC/NOAA.

Ano	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1999	-1.4	-1.2	-0.9	-0.8	-0.8	-0.8	-0.9	-0.9	-1.0	-1.1	-1.3	-1.6
2000	-1.6	-1.4	-1.0	-0.8	-0.6	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7
2001	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	-0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.0	-0.1	-0.1
2002	-0.1	0.1	0.2	0.4	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.3	1.5	1.4
2003	1.2	0.9	0.5	0.1	-0.1	0.1	0.4	0.5	0.6	0.5	0.6	0.4
2004	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8
2005	0.7	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2	-0.1	-0.4	-0.7
2006	-0.7	-0.6	-0.4	-0.1	0.1	0.2	0.3	0.5	0.6	0.9	1.1	1.1
2007	0.8	0.4	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.4	-0.7	-1.0	-1.1	-1.3
2008	-1.4	-1.4	-1.1	-0.8	-0.6	-0.4	-0.1	0.0	0.0	0.0	-0.3	-0.6
2009	-0.8	-0.7	-0.5	-0.1	0.2	0.6	0.7	0.8	0.9	1.2	1.5	1.8

3.3.3 Dados de reanálises.

Foram coletados dados de reanálises, no período de 1999 a 2009, obtidos através de um esforço conjunto entre o National Centers for Environmental Prediction NCEP e o National Center for Atmospheric Research NCAR por meio do endereço eletrônico www.cdc.noaa.gov. Estes possuem resolução horizontal de 2,5° de longitude e 2,5° de latitude e 17 níveis isobáricos na vertical, entre 1000 hPa e 10 hPa, fornecidos nos horários sinóticos de 00, 06, 12 e 18 UTC.

Os campos meteorológicos utilizados foram as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento em $m.s^{-1}$, Temperatura do ar (T) em kelvin, além de Umidade Relativa (UR) em %. A partir destes dados foi possível gerar mapas de temperatura potencial, umidade absoluta e vento, nos níveis de 1000, 900, 800, 700, 600, 500, 400, 300 e 200 hPa.

O software utilizado na confecção dos mapas foi o OpenGrADS, versão 1.8, obtido através do endereço eletrônico: <http://opengrads.org>. Os scripts usados para fazer estas composições podem ser visualizados no Apêndice B. Um exemplo dos mapas gerados pode ser visualizado a seguir (figura 7).

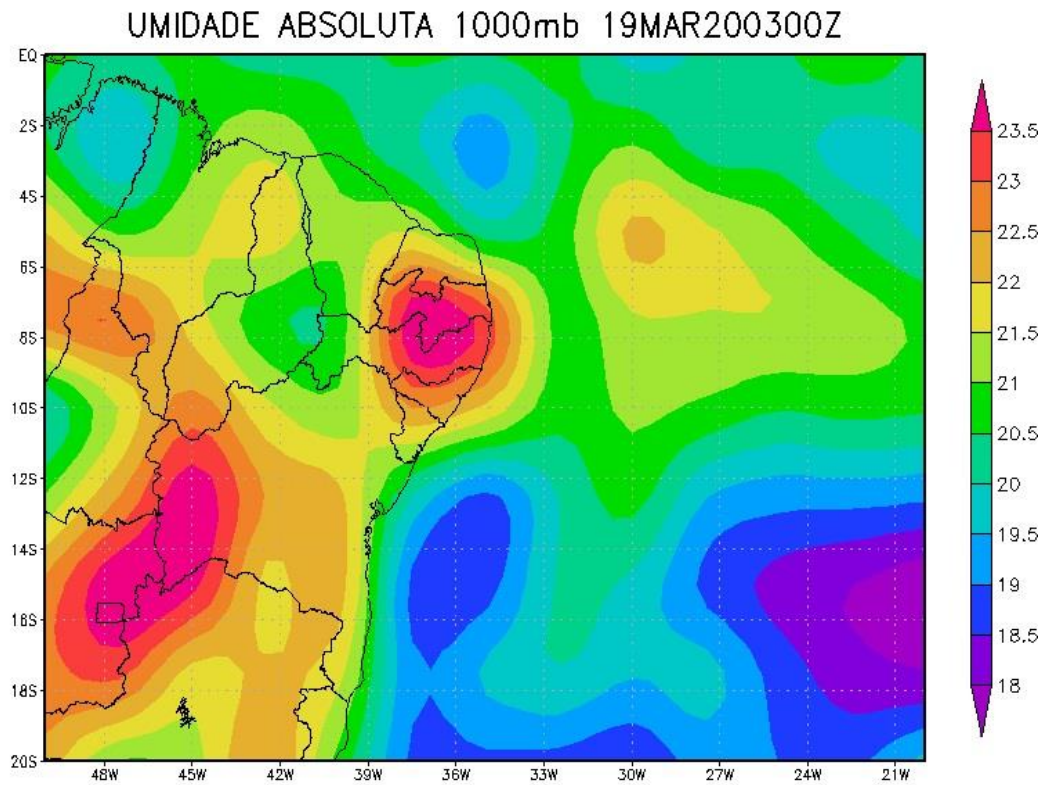


Figura 7 - Campo de umidade absoluta para o dia 19 de Março de 2008, as 00 UTC. Fonte dos dados: NCDC/NOAA.

Depois de gerados os mapas, com o auxílio das imagens de satélite para obter a localização dos CCMs, os valores de umidade absoluta (UA), temperatura potencial (TP), variação de umidade e intensidade do vento zonal (u) e meridional (v), nos níveis de 1000, 900, 800, 700, 600, 500, 400, 300 e 200 hPa foram reunidos e organizados em uma planilha eletrônica. A seguir são apresentados, em parte, dados dos eventos estudados na Tabela 5.

Tabela 5 – Dados de reanálises, coletados nos horário sinótico (00 06, 12 ou 18 UTC) em que ocorreram os eventos.

CASO 1 (30/12/1999)							
Níveis Atmosféricos (hPa)	UA (Início do CCM)	VARIAÇÃO DE UMIDADE	UA (Dissipação do CCM)	TP (Início do CCM)	TP (Dissipação do CCM)	VENTO (u)	VENTO (v)
1000	22,5	8	21,5	300,0	298,3		
900	14,5	4	13,5	306,0	304,5	-3	-5
800	10,5	4,1	9,5	311,0	309,6	-3	-6,5
700	6,5	2,2	5,5	311,5	311,3	-1	-3
600	4,3	2,4	3,8	315,5	315,6	1	-3
500	1,9	1,6	1,9	323,5	323,5	5	-3
400	0,3	0,08	0,4	332,5	331,5	4,5	7,5
300	0,22	-	0,26	337,5	336,5	11	7,5

CASO 2 (31/03/2000)							
Níveis Atmosféricos (hPa)	UA (Início do CCM)	VARIAÇÃO DE UMIDADE	UA (Dissipação do CCM)	TP (Início do CCM)	TP (Dissipação do CCM)	VENTO (u)	VENTO (v)
1000	21,5	4	22,3	301,3	297,7		
900	17,5	6	16,5	304,3	302,3	-6,5	2,5
800	11,5	5,7	10,5	309,3	308,3	-6,5	0,5
700	5,8	2,5	5,8	312,8	312,8	-5	-2,5
600	3,3	1,4	3,3	317,8	318,3	-1	-4,5
500	1,9	1,4	1,7	324,3	325,3	-1	-1,5
400	0,5	0,3	0,4	334,5	334,3	-1,5	1
300	0,20	-	0,17	341,8	341,3	-1,5	-3

De acordo com o estudo realizado por Moteki et al. (2008), observou-se no nível de 1000 hPa a presença de um gradiente de temperatura potencial que corresponde ao deslocamento da banda de precipitação. Desta forma o mesmo nível atmosférico, 1000 hPa, foi utilizado para verificar o deslocamento do CCMs quanto à variação de temperatura potencial, ou seja, se os eventos moviam-se para regiões com temperaturas maiores, menores ou se permaneciam constantes ao longo de suas trajetórias, bem como se haveria um gradiente de temperatura sobre a região dos eventos. A figura 8, a seguir, exemplifica o modo como foi realizada a análise.

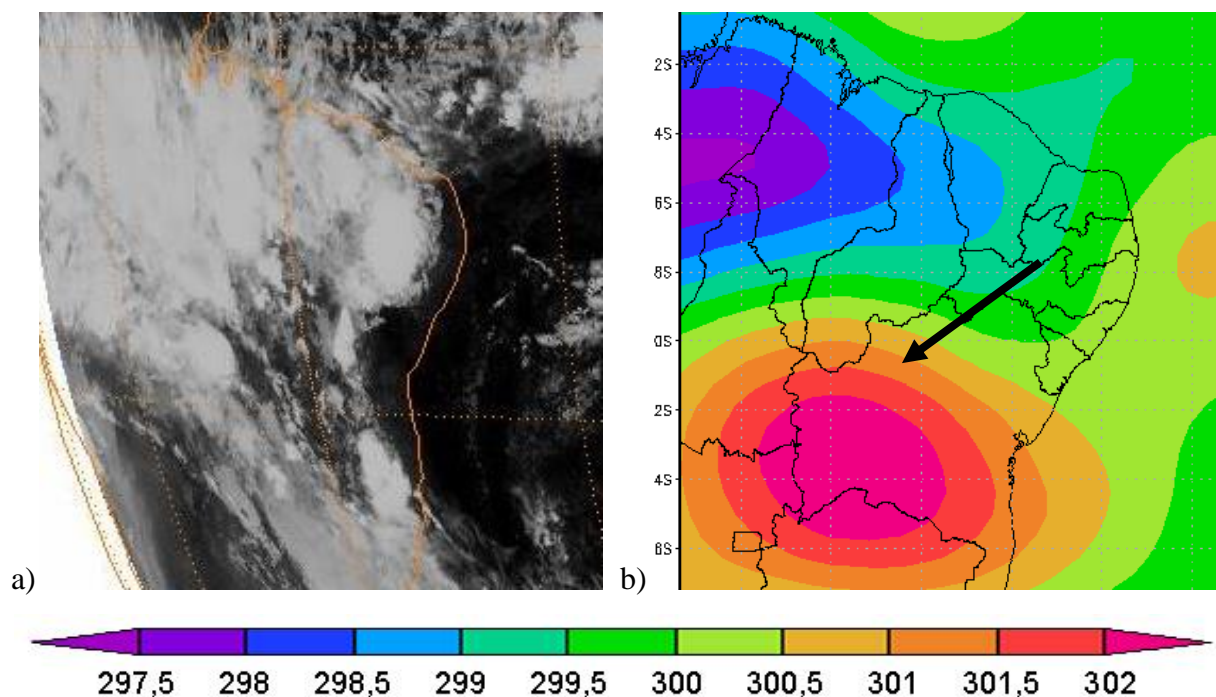


Figura 8 - a) Imagem de satélite de evento ocorrido em 15/03/2008. b) Mapa da temperatura potencial em 1000 hPa, com destaque para trajetória do evento.

A figura 6a mostra a localização inicial do CCM, ocorrido em 15/03/2008. Observando o mapa de temperatura potencial (figura 8b) foi traçada uma reta entre o início e o fim da trajetória do evento. A partir disto verificou-se a tendência de deslocamento do CCM utilizando 0,5 K como referência, ou seja, se este seguia para região com no mínimo 0,5 K de diferença do ponto inicial. Assim foram separados os eventos que seguiam para regiões com temperatura maior, menor ou constante em relação ao ponto de desenvolvimento. Analogamente foi observada a trajetória dos CCMs em relação à umidade absoluta, adotando-se 0,5g/m³ como valor de referência para variação da umidade absoluta.

Em seguida, com estes dados, os eventos foram agrupados e analisados quanto a sazonalidade e quanto aos períodos neutros, quentes e frios de ENOS de acordo com a tabela 4.

Outro estudo realizado considerou a divisão da atmosfera em camadas, a fim de verificar o impacto que estas provocam, individualmente, no deslocamento dos CCMs. Essa divisão foi realizada do nível de 1000 hPa até uma altitude correspondente a uma pressão atmosférica de 300 hPa, em camadas de 100 hPa, resultando em sete camadas. Os dados de temperatura, umidade e vento, coletados em cada um destes níveis isobáricos, foram empregados com o intuito de verificar se alguma destas camadas tem maior influência que as outras em relação à trajetória dos CCMs.

Todas as análises aqui realizadas consideraram a trajetória real dos eventos, para tal, foi identificado nas imagens de satélite o núcleo dos CCMs nas etapas de início e de dissipação, traçando um vetor entre eles.

3.3.4 Modelo matemático.

Nas equações desenvolvidas buscou-se relacionar a variável estudada com o vento, que foi considerada a variável mais importante e que sua direção é fundamental para o deslocamento do CCM. A atmosfera foi dividida em camadas para que fosse possível a identificação de quais camadas provocam maior ou menor impacto, esta divisão foi na ordem de 100 hPa (Tabela 6). O deslocamento foi decomposto em duas direções: zonal e meridional.

Tabela 6 – Divisão atmosférica em camadas.

Numero de camada (n)	Pressão, hPa
1	900
2	800
3	700
4	600
5	500
6	400
7	300

Logo, para determinar a direção do CCM zonalmente (meridionalmente) foi aplicada uma proporção direta entre as variáveis, onde a intensidade do vento zonal (meridional), assim como a variável estudada foram multiplicadas, cada uma, por seu fator de grandeza correspondente. Da mesma forma foi atribuído um fator que determina o impacto de cada camada atmosférica no deslocamento dos eventos. As equações 1 e 2 foram definidas da seguinte forma:

$$\varepsilon_0 + \sum_{n=1}^N (U_N \cdot x_N + \varphi_N \cdot y_N) = E \quad (\text{eq. 1})$$

A equação 1 é a base para o desenvolvimento de todos os modelos matemáticos deste estudo, modificando apenas as variáveis e os fatores. Os valores de x e y são fatores que indicam a grandeza das variáveis que os multiplicam. A constante ε_0 é inserida como fator independente para adequação do modelo.

Dando continuidade à equação anterior e definindo as variáveis do primeiro modelo testado, considera-se:

E : Movimento resultante do CCM na direção zonal (positivo para Leste);

U_n : Intensidade do vento na direção zonal, na camada n .

φ_n : variável (umidade absoluta μ , temperatura potencial τ ou variação de umidade δ) na camada n .

x_n : Multiplicador de grandeza do vento na camada n ;

y_n : Multiplicador de grandeza da variável (umidade absoluta, temperatura potencial ou variação de umidade);

ε_0 : Coeficiente linear (também chamado intercepto, é o valor que E assume quando x e y for zero)

Para a dedução algébrica da direção meridional, é realizado o cálculo analogamente:

$$\varepsilon'_0 + \sum_{n=1}^N (V_N \cdot x'_N + \varphi_N \cdot y'_N) = R \quad (\text{eq. 2})$$

Onde:

R : Movimento resultante do CCM na direção meridional (positivo para Norte);

V_n : Intensidade do vento na direção meridional, na camada n .

φ_n : variável (umidade absoluta μ , temperatura potencial τ ou variação de umidade δ) na camada n .

x'_n : Multiplicador de grandeza do vento na camada n ;

y'_n : Multiplicador de grandeza da variável (umidade absoluta, temperatura potencial ou variação de umidade);

ε'_0 : Coeficiente linear (também chamado intercepto, é o valor que N assume quando x' e y' for zero)

Para encontrar os valores dos fatores de grandeza foram resolvidos sistemas lineares, utilizando a técnica de regressão linear múltipla, onde a variável resposta é a direção zonal (equação 3) ou meridional do CCM, com quatorze variáveis independentes nos casos da análise combinada da variável Vento (sete camadas) e da variável Umidade Absoluta (sete camadas); da variável Vento (sete camadas) com a variável Temperatura Potencial (sete camadas) e da variável Vento (sete camadas) e da Variável Variação da Umidade Absoluta (sete camadas).

$$E = \varepsilon_0 + (U_1x_1 + \varphi_1y_1) + (U_2x_2 + \varphi_2y_2) + \dots + (U_Nx_N + \varphi_Ny_N) \quad (eq. 3)$$

Para o caso específico do modelo matemático utilizando três variáveis de análise, equação 4 da direção zonal, nas diversas camadas possuem 21 variáveis (sete camadas de vento, sete camadas de umidade absoluta e sete camadas de temperatura potencial) da mesma forma foi deduzida a equação da direção meridional. A equação de resposta resume-se ao apresentado a seguir:

$$E = \varepsilon_0 + (U_1x_1 + \mu_1y_1 + \tau_1z_1) + (U_2x_2 + \mu_2y_2 + \tau_2z_2) + \dots + (U_Nx_N + \mu_Ny_N + \tau_Nz_N) \quad (eq. 4)$$

Na regressão linear foram utilizados os dados coletados dos 80 casos analisados. Para o cálculo matemático de estimativa dos coeficientes da regressão foi utilizado o código do Software livre Action, versão 2.3, compilado na plataforma MS Excel, obtido através do

endereço eletrônico: <http://www.portalaction.com.br/content/download-action>. Os valores obtidos para os coeficientes por meio do software estão contidos na tabela 8, a seguir.

As equações ora descritas são empíricas e consideram apenas o vento, em sua magnitude e direção e a variável estudada, ambos coletados em sete camadas atmosféricas (900, 800, 700, 600, 500, 400 e 300). Utilizando as equações 1 e 2 em todos os casos analisados foram obtidos resultados que estabelecem a direção aproximada do deslocamento dos CCMs na região analisada obtendo uma resultante conforme tabela 7:

Tabela 7 – Interpretação do resultado do modelo matemático

Sinal da variável <i>E</i>	Sinal da variável <i>N</i>	Direção estimada
-	-	Para Sudoeste
-	+	Para Noroeste
+	-	Para Sudeste
+	+	Para Nordeste

Tabela 8 - Coeficientes das equações matemáticas

	Vento + UA		Vento + TP		Vento + Variação UA		Vento + UA + TP	
	Direção		Direção		Direção		Direção	
	Meridional	Zonal	Meridional	Zonal	Meridional	Zonal	Meridional	Zonal
Intercepto	1,716368875	7,50929106	33,48079393	93,31440707	0,531381487	9,862474843	19,09583501	42,2727941
x₁	-0,18762086	-0,15780051	-0,23978481	-0,2219682	-0,17962415	-0,16242751	-0,26484389	-0,06170955
x₂	0,204423016	0,314426496	0,249197669	0,337648151	0,216420408	0,299726423	0,287457315	0,293369694
x₃	-0,16504338	-0,01078363	-0,16043079	-0,07954272	-0,17810873	-0,01903157	-0,22132827	-0,05627531
x₄	0,176579423	-0,0458344	0,171536143	0,031355777	0,158965237	-0,04747367	0,143540215	-0,01660602
x₅	-0,0255106	-0,11477365	-0,08866912	-0,15497063	-0,00645984	-0,14093446	0,012887938	-0,09879804
x₆	0,066276878	-0,03083472	0,102350869	-0,03257643	0,058948659	0,007035326	0,094759691	-0,04544852
x₇	-0,08463379	-0,06472216	-0,08529271	-0,06584926	-0,07220865	-0,07679227	-0,08393847	-0,0460143
y₁	0,071730455	-0,23237376	-0,35135092	0,223720814	0,131706215	-0,14838767	-0,0697669	-0,15446806
y₂	-0,2431388	-0,31147453	0,13316232	-0,27126821	0,053601087	-0,25220776	-0,08752994	-0,62701371
y₃	0,216053185	0,197327004	0,13832876	-0,3664184	-0,13345448	-0,66109948	0,293658995	0,237245201
y₄	-0,55778529	-0,3104544	0,009584368	0,204065247	0,092409488	-0,4175413	-0,74388689	-0,32428658
y₅	0,028529838	0,389823092	0,086413503	0,118026655	-0,48996039	-0,67520712	0,043978708	0,453915525
y₆	1,336141559	-1,44372229	-0,00690773	0,003970594	-0,46127267	-0,31629253	2,030414712	-1,61184066
y₇	-1,34367698	4,929719547	-0,11698345	-0,19529735	0,830662815	-1,38005544	-1,36458504	4,13536205
z₁	---	---	---	---	---	---	-0,43952226	0,357911605
z₂	---	---	---	---	---	---	0,276445371	-0,63585097
z₃	---	---	---	---	---	---	0,20861437	-0,45877613
z₄	---	---	---	---	---	---	-0,02927053	0,500754699
z₅	---	---	---	---	---	---	0,134719467	0,009213767
z₆	---	---	---	---	---	---	-0,01136032	0,002509138
z₇	---	---	---	---	---	---	-0,19102476	0,10541314

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Influência da Temperatura Potencial na Trajetória dos CCMs.

Depois de definidas as trajetórias, verificou-se a influência da temperatura potencial nas direções em que os CCMs se deslocaram, para tal, foram analisados 80 casos de Complexos Convectivos de Mesoescala na região do Nordeste Brasileiro, conforme mencionado no item 3.2 deste trabalho.

Analisando o mapa da temperatura potencial no nível de 1000 hPa. Os eventos de CCMs foram separados em três grupos: O primeiro contendo os casos em que o ponto final do deslocamento continha maior temperatura potencial que o ponto inicial (figura 9a); o segundo grupo compreende os casos que mantiveram a temperatura potencial ao longo do deslocamento (figura 9b); o terceiro grupo contém os casos que apresentaram menor temperatura potencial no estado final do deslocamento comparando com o estado inicial (figura 9c).

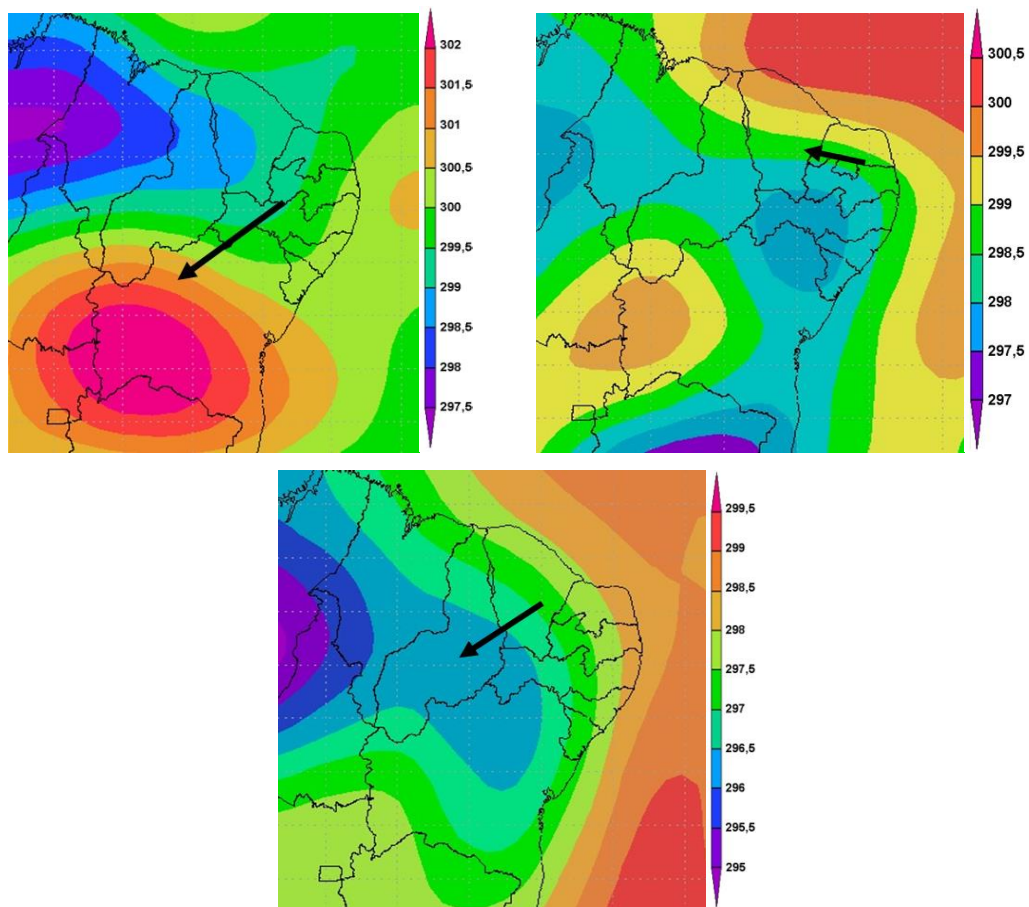


Figura 9- CCMs deslocando-se para região de a) maior TP, em 15/03/2008 b) mesma TP, em 20/03/2008, e c) menor TP, em 04/02/2001.

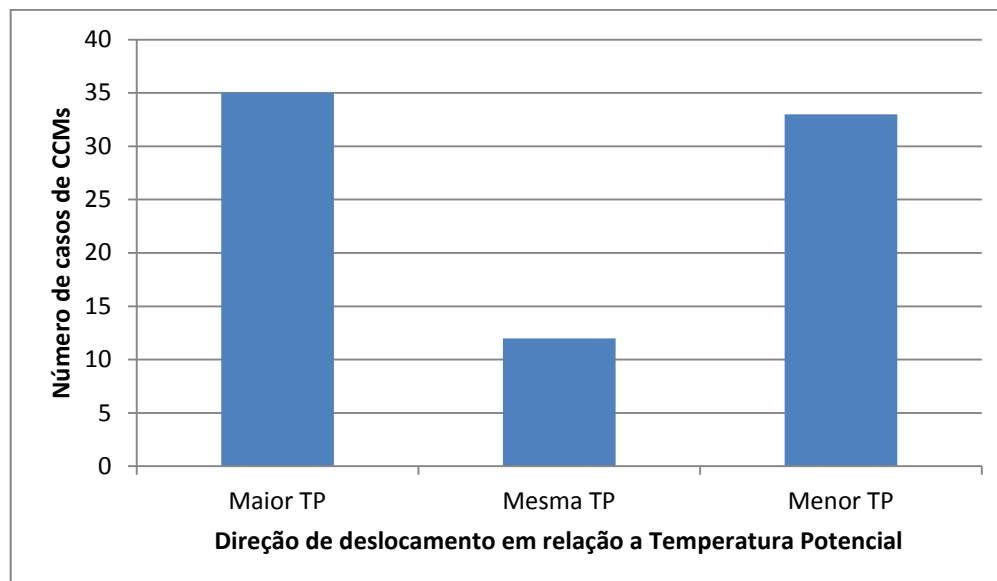


Figura 10 – Temperatura Potencial para a qual os CCMs se deslocaram.

A figura 10 representa quantitativamente cada um dos três grupos, em que dos 80 eventos estudados, 35 se deslocaram para região com temperatura potencial maior que a região de desenvolvimento. Para áreas com menores temperaturas, deslocaram-se 33 casos e 12 seguiram para direções isotérmicas.

Examinando os dados vê-se que as trajetórias dos CCMs, de forma geral, não são influenciadas unicamente em razão de a temperatura potencial na região do início do deslocamento ser maior ou menor que a temperatura na região final do deslocamento dos eventos, pois o número de casos que se enquadraram nos grupos previamente delimitados foram praticamente os mesmos.

4.1.1 Influência do gradiente de temperatura potencial na trajetória dos CCMs.

Além de analisar o deslocamento dos CCMs quanto à variação da temperatura, verificou-se a existência de um gradiente de temperatura potencial na região onde os eventos se desenvolveram.

A figura 11 exemplifica o caso ocorrido em 15/03/2008.

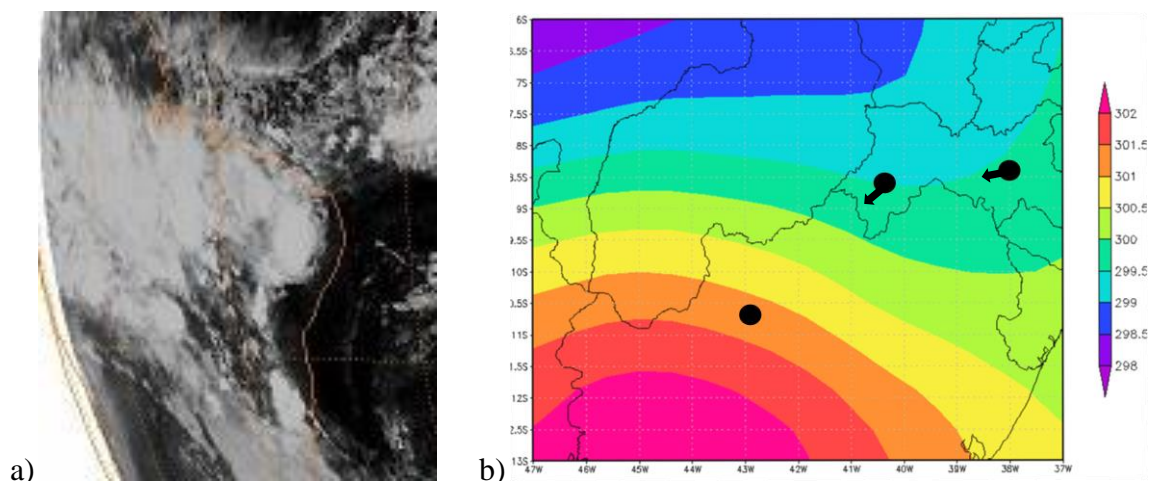


Figura 11 – a) Imagem infravermelha mostrando a localização do CCM. b) Mapa da temperatura potencial, em 1000 hPa, com destaque para trajetória do evento.

Na figura 11b, observa-se que no mapa de 1000 hPa, um forte gradiente horizontal de temperatura potencial corresponde a posição da banda de nuvem representada na Figura 11a.

O gradiente de temperatura potencial esteve presente em todos os 80 CCMs, no nível de 1000 hPa, e destes, 69 casos seguiram em direção a um forte gradiente. Nos outros 11 eventos não foi possível evidenciar este fato, pois os eventos se deslocaram pouco ou permaneceram, aparentemente, estacionados.

4.1.2 Trajetória dos CCMs quanto à temperatura potencial levando em consideração a sazonalidade e o fenômeno ENOS.

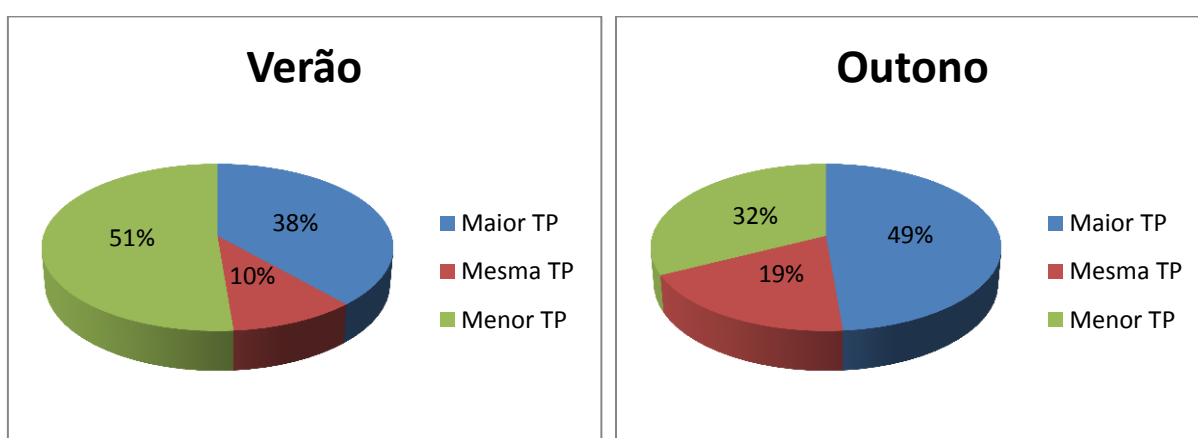
Os casos também foram separados e analisados quanto a sazonalidade e aos períodos de El Niño e La Niña.

As fases quente e fria do fenômeno ENOS não apresentou nenhuma relação com a influência da temperatura potencial na trajetória dos CCMs, pois a maior parte dos eventos, 53 casos, ocorreu em períodos neutros. A tabela 9, a seguir, mostra a distribuição dos eventos em relação à temperatura potencial durante o El Niño, La Niña e períodos neutros.

Tabela 9 - Direção para a qual os CCMs se deslocaram em relação a TP durante o fenômeno ENOS.

	La Niña	Neutro	El Niño
Maior TP	9	20	7
Mesma TP	3	7	1
Menor TP	3	26	4

A distribuição dos eventos em relação a temperatura potencial observando sua sazonalidade pode ser verificada na figura 12.

**Figura 12- Sazonalidade do deslocamento dos CCMs em relação a TP.**

Durante o verão 51% dos casos seguiram para regiões com menor temperatura que a região onde o evento se desenvolveu, 38% dos CCMs moveram-se para maiores temperaturas e 10% permaneceram com mesma TP.

Em contrapartida durante o outono 49% dos eventos seguiram para temperaturas maiores, 32% para temperaturas menores e 19% para mesma temperatura. Ou seja, os eventos tiveram uma tendência de se deslocarem para regiões com menores temperaturas durante o verão e para áreas com maiores temperaturas durante o outono.

4.1.3 Influência da relação vento e TP na trajetória dos CCMs.

Outra análise realizada verificou a influência do vento nas trajetórias dos CCMs, em diferentes camadas isobáricas, levando em consideração a temperatura potencial.

Primeiramente foi examinado apenas o impacto do vento nas diversas camadas atmosféricas, conforme a Figura 13.

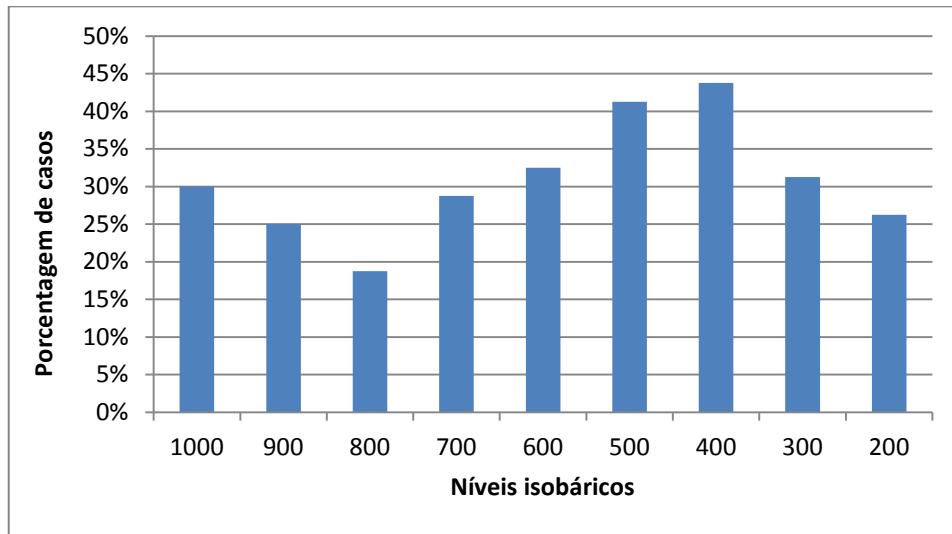


Figura 13 – Níveis isobáricos onde a direção do vento é semelhante à direção real do CCM.

Assim como descrito por Ray (1990 apud TEIXEIRA, 2010), onde alguns sistemas convectivos se movem com direção aproximadamente igual aos ventos na média troposfera, foi observado que os CCMs estudados se deslocaram na mesma direção que o vento em médios e altos níveis, principalmente em 400 e 500 hPa somando 46 casos.

A figura 14 a seguir apresenta o resultado do impacto do vento juntamente com a temperatura potencial.

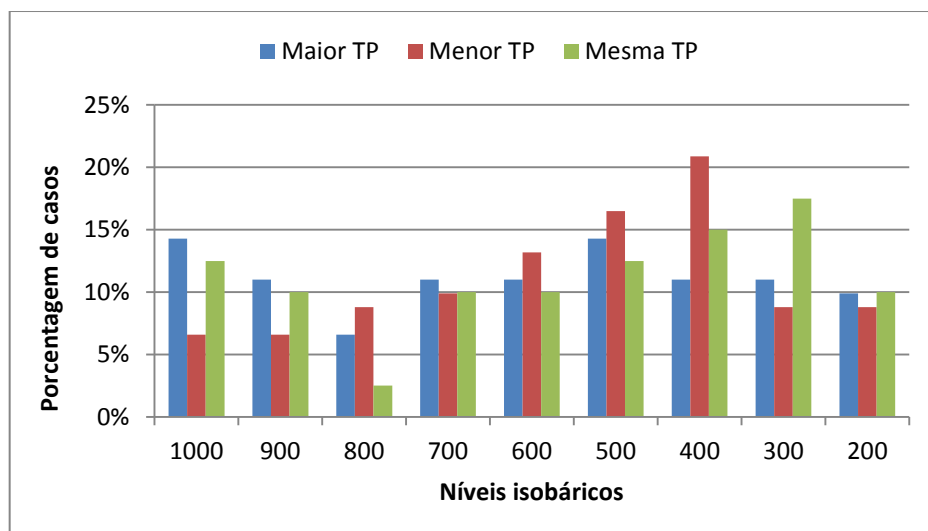


Figura 14 – Percentual dos casos que se deslocaram para maior TP, menor TP ou mantiveram a TP em 1000 hPa, analisando somente os casos que os CCMs se deslocaram na mesma direção do vento na camada em análise.

Comparando o vento juntamente com os valores de temperatura potencial, os eventos que se deslocaram para regiões mais frias apresentaram suas trajetórias similar ao vento em 400 e 500 hPa. Quando os eventos seguiram para regiões mais quentes, se moverem, majoritariamente, na mesma direção que o vento em 500 e 1000 hPa.

4.2 Influência da Umidade na Trajetória dos CCMs.

Observando os mapas de umidade absoluta, em todos os níveis, foi verificado que 58 dos 80 CCMs apresentaram núcleos de alta umidade onde se desenvolviam. Estes núcleos surgiram em toda troposfera (Figura 15), principalmente em 1000 hPa com 41 casos, explicitando a maior umidade na localização dos CCMs e nas região de convergência.

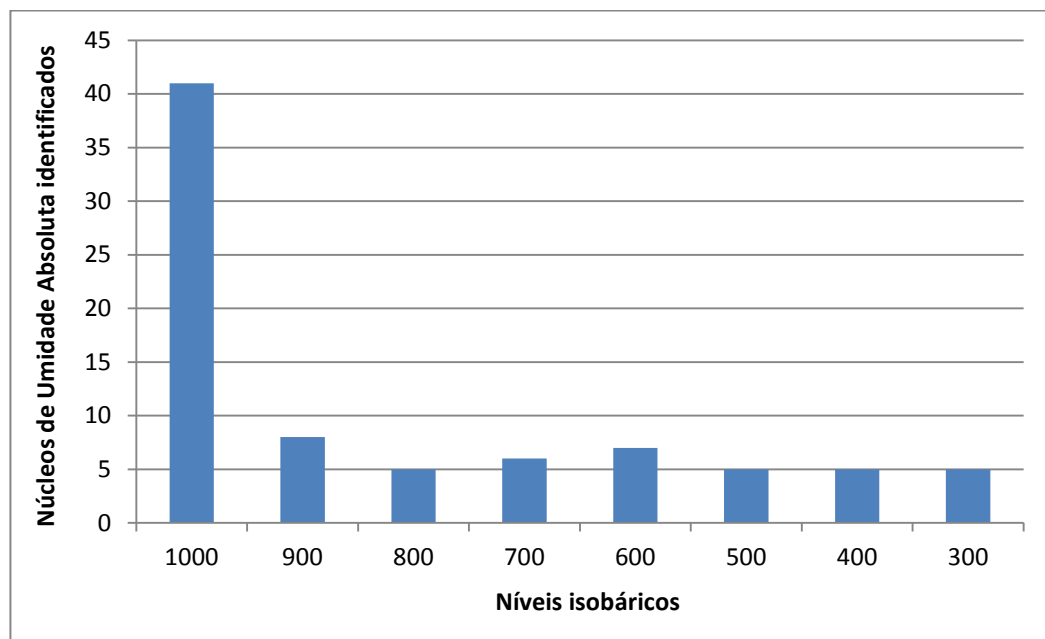


Figura 15 – Quantidade de núcleos de alta umidade absoluta observados nos níveis isobáricos.

Portanto para o nível de 1000 hPa foi utilizada metodologia análoga àquela empregada na temperatura potencial, assim os eventos foram separados nos que seguiram para regiões mais úmidas (Figura 16.a), com mesma UA (Figura 16.b) e menor UA (Figura 16.c). Verificou-se então se os eventos estudados apresentaram tendência de deslocamento em direção a diferentes valores de umidade em relação ao local de desenvolvimento (Figura 17).

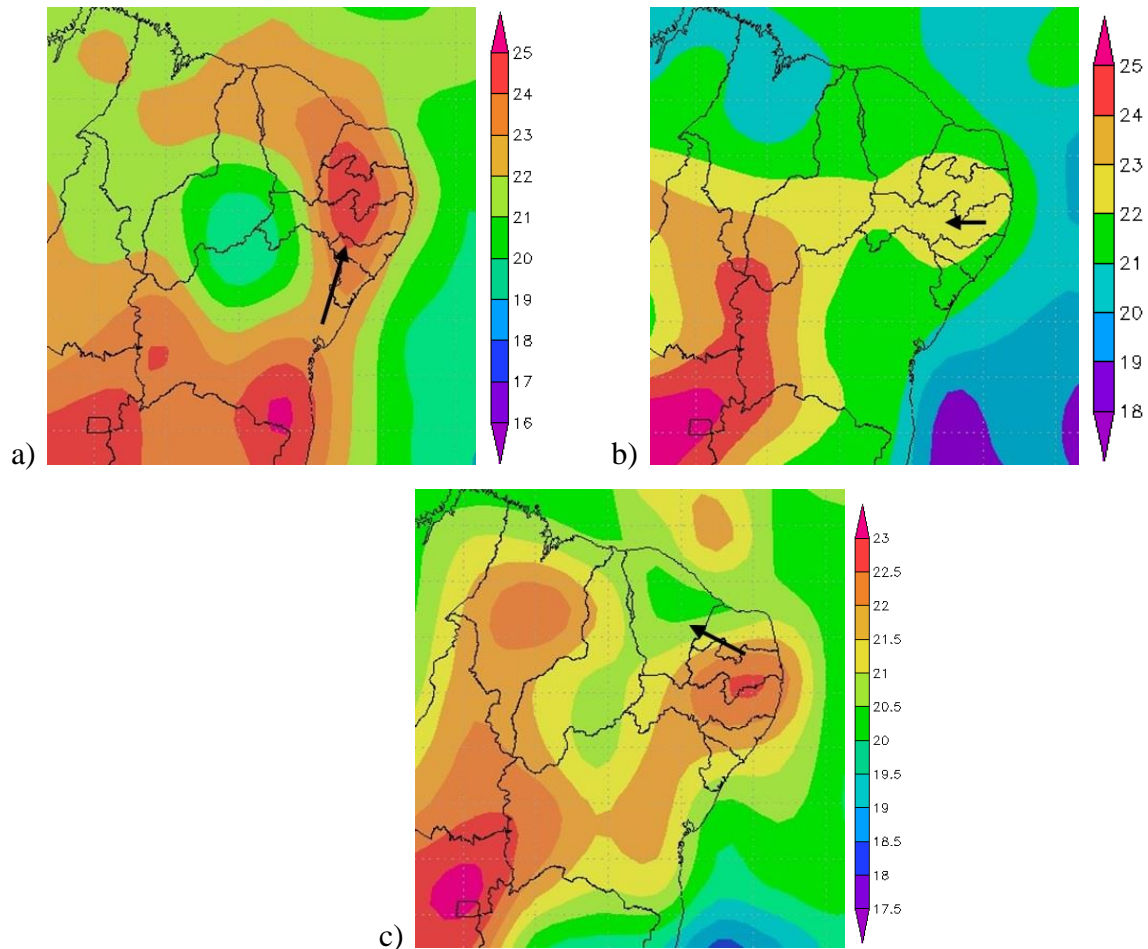


Figura 16- CCMs deslocando-se para região de a) maior UA, em 15/01/2004; b) mesma UA, em 27/03/2005, e c) menor UA, em 04/02/2001.

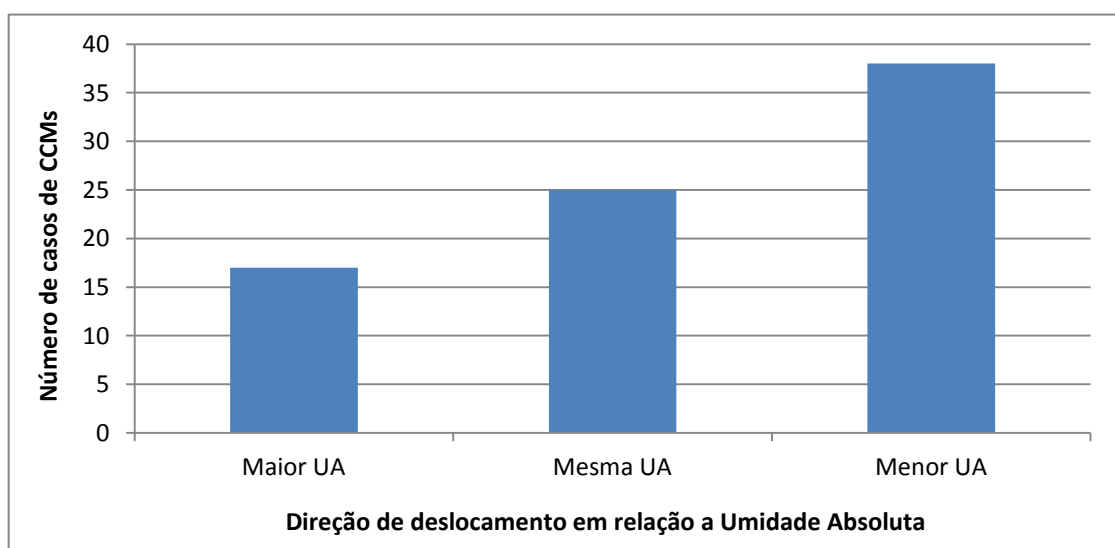


Figura 17 – Umidade Absoluta para a qual os CCMs se deslocaram.

Na camada de 1000 hPa os CCMs se deslocaram, majoritariamente, para regiões com menor umidade absoluta, com 38 casos. Para áreas de mesma umidade moveram-se 25 eventos e para regiões mais úmidas apenas 17 casos. Assim pode-se dizer que os CCMs estudados tenderam a se deslocar para regiões de menor umidade absoluta, em baixos níveis caracterizando a formação dos CCMs em regiões de alta umidade.

4.2.1 Trajetória dos CCMs quanto à umidade absoluta levando em consideração a sazonalidade e o fenômeno ENOS.

De acordo com os períodos de ENOS e com as estações do ano, não foi encontrada nenhuma correlação entre os deslocamentos dos CCMs e a umidade absoluta. Conforme os dados organizados na tabela 10, o número de eventos nos diferentes períodos de ENOS e estações do ano são semelhantes, sem predominância de CCMs que seguiram para regiões mais úmidas, secas ou com mesma umidade.

Tabela 10 - Direção para a qual os CCMs se deslocaram em relação à UA de acordo com a sazonalidade e o fenômeno ENOS.

	ENOS			SAZONALIDADE	
	El Niño	Neutro	La Niña	Verão	Outono
Maior UA	3	9	5	10	8
Mesma UA	2	17	6	11	11
Menor UA	7	27	4	18	18

4.2.2 Influência da relação vento e umidade na trajetória dos CCMs.

Avaliando a relação da umidade absoluta, juntamente com o vento, na trajetória dos CCMs (figura 18), foi verificado que os eventos seguem, majoritariamente, a mesma direção do vento em 400 e 500 hPa quando os mesmo se dirigiam para regiões mais úmidas em 1000 hPa. Em níveis baixos foi visto que a direção do vento é semelhante a dos CCMs quando estes permanecem com valores de UA constantes, em 1000 hPa.

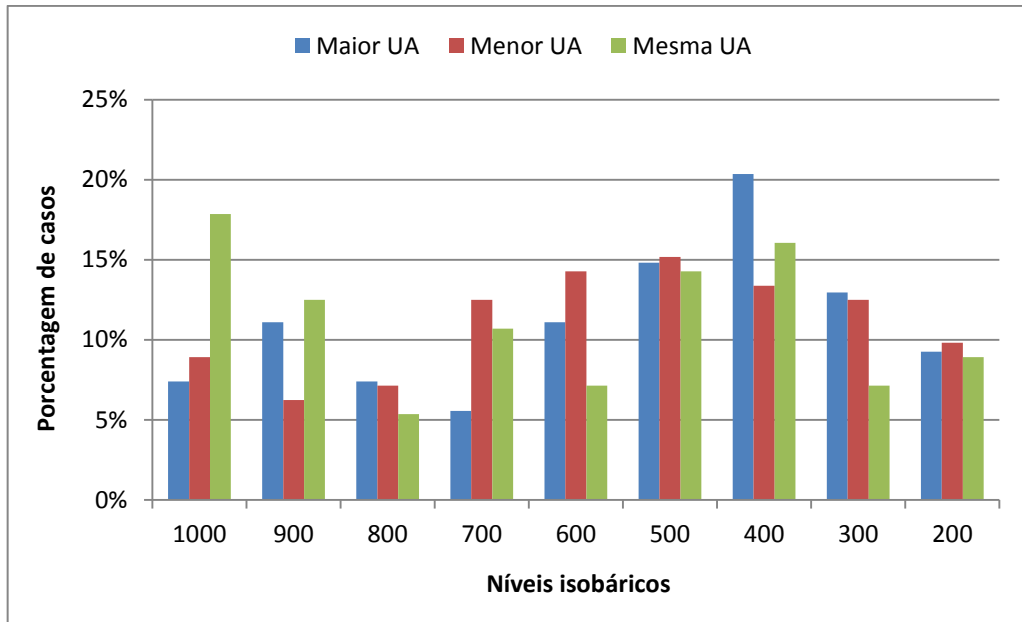


Figura 18 - Percentual dos casos que se deslocaram para maior UA, menor UA ou mantiveram a UA em 1000 hPa, analisando somente os casos que os CCMs se deslocaram na mesma direção do vento na camada em análise.

4.3 Modelo Matemático para Previsão da Trajetória dos CCMs.

Com base na análise dos resultados anteriormente exibidos, foram verificadas algumas das variáveis (temperatura potencial, umidade absoluta e variação da umidade) que possuem potencial para definir a direção do deslocamento dos CCMs. A partir dessas variáveis, foram desenvolvidos modelos matemáticos com o intuito de verificar quais delas possuem maior impacto na direção do CCMs e se estas, associadas ou isoladas, podem ser predominantes em relações às outras, a ponto de ser possível a dedução empírica do seu deslocamento.

4.3.1 Modelo matemático para previsão da trajetória dos CCMs utilizando dados de umidade absoluta.

Para determinar os valores destes fatores de grandeza, para a equação de dedução da direção zonal (equação 5) que utiliza a variável umidade absoluta, foram aplicados os dados de vento na direção U e da umidade absoluta (μ) em sete camadas (de 900, 800, 700, 600, 500, 400 e 300 hPa), igualando ao movimento real do CCM na direção zonal. Analogamente, para a dedução algébrica da direção do CCM na direção meridional (equação 6), foram

utilizados os dados de vento na direção V em cada camada bem como a umidade absoluta de cada camada nos oitenta casos.

Logo para os casos, foram escritas duas equações, que podem ser observadas a seguir:

$$E = \varepsilon_0 + (U_1x_1 + \mu_1y_1) + (U_2x_2 + \mu_2y_2) + \dots + (U_7x_7 + \mu_7y_7) \quad (eq. 5)$$

$$R = \varepsilon'_0 + (V_1x'_1 + \mu'_1y'_1) + (V_2x'_2 + \mu'_2y'_2) + \dots + (V_7x'_7 + \mu'_7y'_7) \quad (eq. 6)$$

De posse dos dados da componente zonal do vento, umidade absoluta e sabendo quantos graus os CCMs se deslocaram zonalmente, observados nos oitenta casos, as equações foram escritas e exemplificadas a seguir.

$$\begin{aligned} -2 &= \varepsilon_0 + (-3x_1 + 15,5y_1) + (-3x_2 + 10,5y_2) + \dots + (11x_7 + 0,26y_7) && \text{Evento 1} \\ 1 &= \varepsilon_0 + (-6,5x_1 + 16,5y_1) + (-6,5x_2 + 10,5y_2) + \dots + (-1,5x_7 + 0,23y_7) && \text{Evento 2} \\ 2 &= \varepsilon_0 + (-13x_1 + 16,5y_1) + (-15x_2 + 9,5y_2) + \dots + (-7,5x_7 + 0,23y_7) && \text{Evento 3} \\ & \quad \bullet \\ & \quad \bullet \\ & \quad \bullet \\ -0,2 &= \varepsilon_0 + (-12,5x_1 + 15,8y_1) + (-12,5x_2 + 10,5y_2) + \dots + (5x_7 + 0,23y_7) && \text{Evento 80} \end{aligned}$$

A partir destas equações, que foram submetidas ao processo de regressão linear múltipla, obteve-se a equação 7 que caracteriza o deslocamento zonal do CCM levando em consideração a umidade absoluta e a componente U do vento.

$$\begin{aligned} E &= 7,5093 - 0,1578 \cdot U_1 - 0,2323 \cdot \mu_1 + 0,3144 \cdot U_2 - 0,3115 \cdot \mu_2 - 0,0108 \cdot U_3 + \\ & 0,1973 \cdot \mu_3 - 0,0458 \cdot U_4 - 0,3104 \cdot \mu_4 - 0,1148 \cdot U_5 + 0,3898 \cdot \mu_5 - 0,0308 \cdot U_6 - \\ & 1,4437 \cdot \mu_6 - 0,0647 \cdot U_7 + 4,9297 \cdot \mu_7 \end{aligned} \quad (eq.7)$$

Analogamente, a equação 8 que representa o movimento do CCM na direção meridional foi gerada, a partir dos dados da componente meridional do vento, e demonstrada a seguir:

$$\begin{aligned}
R = & 1,7164 - 0,1876 \cdot V_1 + 0,0717 \cdot \mu_1 + 0,2044 \cdot V_2 - 0,2431 \cdot \mu_2 - 0,1650 \cdot V_3 + \\
& 0,2161 \cdot \mu_3 + 0,1766 \cdot V_4 - 0,5578 \cdot \mu_4 - 0,0255 \cdot V_5 + 0,0285 \cdot \mu_5 + 0,0663 \cdot V_6 + \\
& 1,3361 \cdot \mu_6 - 0,0846 \cdot V_7 - 1,3437 \cdot \mu_7
\end{aligned} \tag{eq.8}$$

4.3.2 Modelo matemático para previsão da trajetória dos CCMs utilizando dados de temperatura potencial.

O princípio básico de geração dos modelos matemáticos anteriormente descritos foi replicado utilizando a temperatura potencial (τ), em substituição à umidade absoluta. As equações, geradas a partir dessa premissa, são explicitadas a seguir:

$$\begin{aligned}
E = & 93,3144 - 0,222 \cdot U_1 + 0,2237 \cdot \tau_1 + 0,3376 \cdot U_2 - 0,2713 \cdot \tau_2 - 0,0795 \cdot U_3 - \\
& 0,3664 \cdot \tau_3 + 0,0314 \cdot U_4 + 0,2041 \cdot \tau_4 - 0,155 \cdot U_5 + 0,118 \cdot \tau_5 - 0,0326 \cdot U_6 + 0,004 \cdot \\
& \tau_6 - 0,0658 \cdot U_7 - 0,1953 \cdot \tau_7
\end{aligned} \tag{eq.9}$$

$$\begin{aligned}
R = & 33,4808 - 0,2398 \cdot V_1 - 0,3514 \cdot \tau_1 + 0,2492 \cdot V_2 + 0,1332 \cdot \tau_2 - 0,1604 \cdot V_3 + \\
& 0,1383 \cdot \tau_3 + 0,1715 \cdot V_4 + 0,0096 \cdot \tau_4 - 0,0887 \cdot V_5 + 0,0864 \cdot \tau_5 + 0,1024 \cdot V_6 - 0,0069 \cdot \\
& \tau_6 - 0,0853 \cdot V_7 - 0,117 \cdot \tau_7
\end{aligned} \tag{eq.10}$$

4.3.3 Modelo matemático para previsão da trajetória dos CCMs utilizando a variação da umidade absoluta entre as camadas atmosféricas.

Foi verificada, ainda, a variação da umidade absoluta (δ) nas camadas atmosféricas, partindo do princípio que existe uma diminuição natural da umidade absoluta com o aumento da altitude e diminuição da densidade atmosférica, e relacionando este parâmetro com os respectivos ventos de cada camada. Esta análise resultou nas seguintes equações:

$$\begin{aligned}
E = & 9,8625 - 0,1624 \cdot U_1 - 0,1484 \cdot \delta_1 + 0,2997 \cdot U_2 - 0,2522 \cdot \delta_2 - 0,019 \cdot U_3 - \\
& 0,6611 \cdot \delta_3 - 0,0475 \cdot U_4 - 0,4175 \cdot \delta_4 - 0,1409 \cdot U_5 - 0,6752 \cdot \delta_5 + 0,007 \cdot U_6 - 0,3163 \cdot \\
& \delta_6 - 0,0768 \cdot U_7 - 1,3801 \cdot \delta_7
\end{aligned} \tag{eq.11}$$

$$\begin{aligned}
R = & 0,5314 - 0,1796 \cdot V_1 + 0,1317 \cdot \delta_1 + 0,2164 \cdot V_2 + 0,0536 \cdot \delta_2 - 0,1781 \cdot V_3 - \\
& 0,1335 \cdot \delta_3 + 0,159 \cdot V_4 + 0,0924 \cdot \delta_4 - 0,0065 \cdot V_5 - 0,49 \cdot \delta_5 + 0,0589 \cdot V_6 - 0,4613 \cdot \\
& \delta_6 - 0,0722 \cdot V_7 + 0,8307 \cdot \delta_7
\end{aligned} \tag{eq.12}$$

4.3.4 Modelo matemático para previsão da trajetória dos CCMs utilizando a úmida absoluta e a temperatura potencial entre as camadas atmosféricas.

Não obstante, foi analisada a umidade absoluta simultaneamente com a temperatura potencial em adição ao vento nas diversas camadas atmosféricas a fim de verificar as inter-relações de dependência dessas variáveis conjuntamente na direção final do CCM.

O seguinte modelo foi obtido utilizando a regressão linear nessas variáveis:

$$\begin{aligned}
E = & 42,2728 - 0,0617 \cdot U_1 - 0,1545 \cdot \mu_1 + 0,3579 \cdot \tau_1 + 0,2934 \cdot U_2 - 0,627 \cdot \mu_2 - \\
& 0,6359 \cdot \tau_2 - 0,0563 \cdot U_3 + 0,2372 \cdot \mu_3 - 0,4588 \cdot \tau_3 - 0,0166 \cdot U_4 - 0,3243 \cdot \mu_4 + 0,5008 \cdot \\
& \tau_4 - 0,0988 \cdot U_5 + 0,4539 \cdot \mu_5 + 0,0092 \cdot \tau_5 - 0,0454 \cdot U_6 - 1,6118 \cdot \mu_6 + 0,0025 \cdot \tau_6 - \\
& 0,046 \cdot U_7 + 4,1354 \cdot \mu_7 + 0,1054 \cdot \tau_7
\end{aligned} \tag{eq.13}$$

$$\begin{aligned}
R = & 19,0958 - 0,2648 \cdot V_1 - 0,0698 \cdot \mu_1 - 0,4395 \cdot \tau_1 + 0,2875 \cdot V_2 - 0,0875 \cdot \mu_2 + \\
& 0,2764 \cdot \tau_2 - 0,2213 \cdot V_3 + 0,2937 \cdot \mu_3 + 0,2086 \cdot \tau_3 + 0,1435 \cdot V_4 - 0,7439 \cdot \mu_4 - 0,0293 \cdot \\
& \tau_4 + 0,0129 \cdot V_5 + 0,044 \cdot \mu_5 + 0,1347 \cdot \tau_5 + 0,0948 \cdot V_6 + 2,0304 \cdot \mu_6 - 0,0114 \cdot \tau_6 - \\
& 0,0839 \cdot V_7 - 1,3646 \cdot \mu_7 - 0,191 \cdot \tau_7
\end{aligned} \tag{eq.14}$$

4.3.5 Análise de acurácia dos modelos.

As equações desenvolvidas nesse estudo foram testadas nos 80 casos analisados na região, verificando o resultado que os modelos matemáticos geraram e comparando-os com as trajetórias reais dos CCMs, a fim de quantificar a acurácia dos resultados de cada modelo. Para tal foi realizada a razão entre a quantidade de casos que seguiram a trajetória de cada modelo pela quantidade total de casos.

Utilizando o modelo matemático gerado a partir dos dados de direção composta e magnitude do vento juntamente com os dados de umidade, conforme equações 07 e 08, dos casos analisados 41% dos CCMs seguiram a trajetória prevista no modelo.

Quando foi utilizado o modelo matemático que considera somente o vento, em magnitude e direção, em conjunto com a respectiva temperatura potencial da camada, dos casos analisados, 46% seguiram as trajetórias previstas no modelo, conforme equações 09 e 10.

Analogamente aos estudos ora mencionados, foi realizado a comparação dos resultados obtidos quando utilizado o modelo que considera os ventos nas camadas com a diferença de umidade absoluta entre a respectiva camada e a camada anterior (equações 11 e 12), gerando os dados de que 44% dos casos analisados tiveram a trajetória do CCM coincidindo com o previsto no modelo em questão.

No modelo gerado utilizando simultaneamente a umidade absoluta e a temperatura potencial nas camadas atmosféricas, juntamente com o vento obtemos o resultado de que 46% dos casos analisados seguiram a trajetória projetada algebricamente.

Os resultados acima mencionados foram compilados na figura 19 para melhor visualização e comparação.

Diante do exposto, é possível concluir que, embora as variáveis estudadas tenham impacto na trajetória do CCM, elas não são predominantes a ponto de serem responsáveis pela direção de deslocamento dos eventos sem considerar outros aspectos, porém, quando estudadas simultaneamente, principalmente considerando a temperatura potencial, foram obtidos valores relativamente consideráveis, com acurácia em torno de 46%, explicitando a relevância dessa variável atmosférica no estudo do deslocamento dos CCMs.

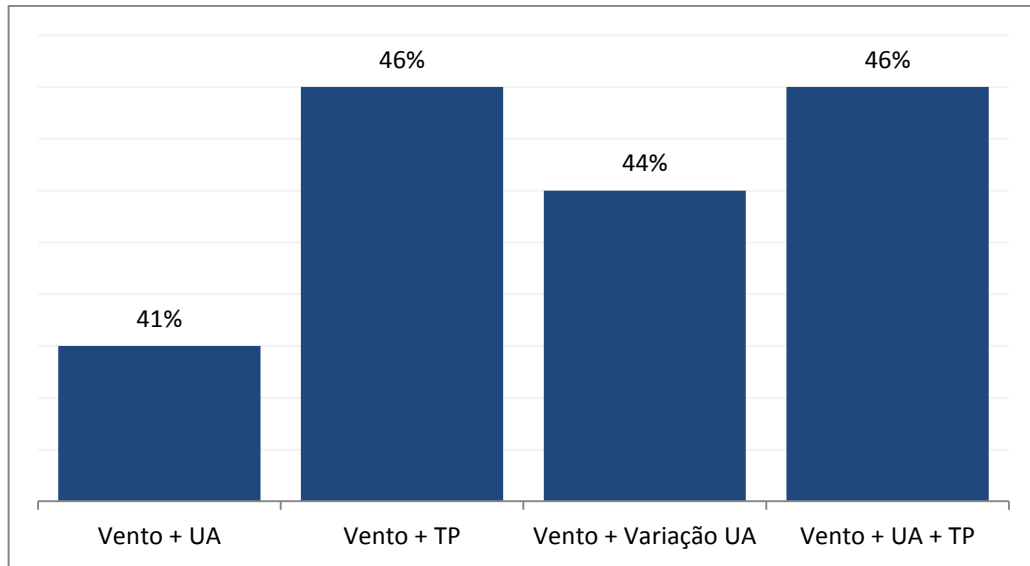


Figura 19 – Precisão dos modelos matemáticos

O resultado pode ser interpretado com o seguinte enunciado:

“A temperatura potencial, quando vista em camadas atmosféricas, é um fator de magnitude no impacto que o vento dessa camada realiza no deslocamento de Complexos Convectivos de Mesoescala.”

5 CONCLUSÕES

Através da análise da temperatura potencial, foi constatado que o gradiente de temperatura é um dos prováveis fatores que influenciam a convecção da região devido ao movimento provocado pela diferença de densidade do ar, embora não tenha sido observado que a magnitude da temperatura potencial tenha correlação com a trajetória dos CCMs. Contudo, notou-se que os CCMs que se desenvolveram no verão tendiam a se deslocar para regiões com temperaturas mais amenas, e de forma contrária durante o outono, quando estes se movimentavam em direção a temperaturas mais altas.

Foi verificado que existe influência da umidade absoluta na trajetória dos CCMs, com tendência de que o deslocamento ocorra em direção a regiões mais secas que o local de desenvolvimento.

Não foram obtidos resultados significativos ao correlacionar os períodos de ENOS com a umidade absoluta e a temperatura potencial, para averiguar a influência no deslocamento dos eventos.

Na região estudada, as direções dos CCMs foram similares a direção do vento em médios e altos níveis, principalmente em 400 hPa, seguindo para áreas mais úmidas e com menor temperatura potencial em baixos níveis, quando comparada à região de seu desenvolvimento.

Embora o modelo desenvolvido não tenha precisão suficiente para que seja utilizado na previsão da trajetória, indicou a influência que a temperatura potencial e a umidade absoluta, juntamente com o vento em diversas camadas, possuem no deslocamento dos CCMs. Dentre as variáveis estudadas, a que mais impacta na direção final, com exceção do vento, é a temperatura potencial, representando 46% de acurácia quando analisadas utilizando o modelo matemático proposto. Embora com menor índice de acerto, é possível verificar que a umidade, bem como a sua variação nas camadas atmosféricas, também é um fator que interfere no deslocamento dos complexos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBUQUERQUE, C. S. M. **Desenvolvimento e trajetórias dos complexos convectivos de mesoescala no estado de Alagoas entre os anos de 1999 e 2009**. Maceió: 2011. 78p. Instituto de Ciências Atmosféricas – ICAT. Universidade Federal de Alagoas – UFAL. Trabalho de conclusão de curso, 2011.

ALVES, J. M. B.; TEIXEIRA, R. F. B.; FERREIRA, A. G. Um intenso sistema convectivo de mesoescala no setor leste da região nordeste: o caso de 20 a 21 de maio de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, n. 1, p. 19-31, 2001.

ALVES, K. M. A. S.; NOBRÉGA, R. S.; CAVALCANTI, L. C. S.; MELO, H. L. C. F. Estudo de caso de aspectos dinâmicos de um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) em Pernambuco através de sensores remotos. **Anais. XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p.2226. Curitiba, PR. 2011.

ANDERSON, C. J.; ARRITT, R. W. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993. **Monthly Weather Review**, n. 126, p. 578–599, 1998.

AUGUSTINE, J. A.; HOWARD, K. W. Mesoscale convective complexes over the United States during 1985. **Monthly Weather Review**, n. 116, p. 685 – 701, 1988.

AUGUSTINE, J. A.; TOLLERUD, E. I.; JAMISON, B. D. Distributions and other general characteristics of Mesoscale Convective System during 1986 as determined from GOES infrared imagery. In: Conference on Weather Analysis and Forecasting, 12, p. 437-442, Monterey-USA. **Anais...**, 1989.

BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. H. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. **Journal of the Atmospheric Sciences**, n. 42, p. 1711–1732, 1985.

BRIMELOW, J. C.; REUTER, G. W. Transport of Atmospheric Moisture during Three Extreme Rainfall Events over the Mackenzie River Basin. American Meteorological Society. **Journal of Hydrometeorology**. v. 6, p. 423-440, 2005.

CALHEIROS, A. J. P. **Sistema de previsão imediata da precipitação: O Hydrotrack**. São José dos Campos: 2008. 129p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE, 2008.

CAMPETELLA, C. M.; VERA, C. S. The influence of Andes mountains on the South American Low Level flow. In: Conference on South American Low-Level Jet. **Resumo expandido**, Santa Cruz de la Sierra, VAMOS/CLIVAR/WCRP, p.34-38, 2002.

CAMPOS, C. R. J.; LIMA, E. C. S.; PINTO, L. B. Complexo convectivo de mesoescala observado em 27/11/2002 no nordeste da Argentina. **Anuário do Instituto de Geociências** – UFRJ. Vol. 31 -2, p. 23-32, 2008.

CARVALHO, M. H.; SANTOS, A. F. Estudo de caso de chuvas intensas em PelotasRS. In: XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. **Anais**, Belo Horizonte, SBRS, p. 439-446, 2003.

COTTON, W. R.; ANTHES, A. R. Storm and cloud dynamics. [S.l.]: **Academic Press: Inc. International Geophysics Series**. 883 p, 1989.

COTTON, W. R.; LIN, M. S.; MCANELLY, R. L. TREMBACK, C.J. A composite model of mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, 117, 765-783. 1989

COUTO, F. T.; FOSTER, P. R. P. LABMET - Laboratório para estudos de sistemas precipitantes de mesoescala usando dados de radar e satélite. In: XVIII Congresso de Iniciação Científica, 2009, Pelotas. **Anais do XVIII Congresso de Iniciação Científica**. Pelotas: Universidade Federal de Pelotas, v. 1, p. 1-4, 2009.

DAPOZZO, J. B. I. **Influência dos Andes nas circulações locais do Peru**. Tese de Mestrado, IAG-USP. 1995.

DUQUIA, C. G.; SILVA DIAS, M. A. F. Complexo convectivo de mesoescala: um estudo de caso para o oeste do Rio Grande do Sul. In: VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belo Horizonte, **Anais**, p. 610-612, 1994.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região nordeste do Brasil e a influência dos oceanos pacífico e atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, Vol. 1, Nº 1. Dezembro, 2005.

FIGUEIREDO, J. C.; SCOLAR, J. Estudo das trajetórias dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul. In: VII Congresso argentino de Meteorologia, VII Congresso Latino Americano e Ibérico de Meteorologia, Buenos Aires. **Resumo expandido**, p.165-166, 1996.

GEERTS, B. Mesoscale Convective Systems in the Southeast United States during 1994-1995: A survey. **Weather and Forecasting**, v. 13, p. 860-869, 1998.

GOMES, H. B.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Simulação e composição dos Complexos Convectivos de Mesoescala na América do Sul usando um modelo climático regional. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Anais**, 2006.

GOMES FILHO, M. F.; SOUZA, E. P. Sistemas de mesoescala com propagação sobre a Paraíba: um estudo de caso. In: VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, CBMET. **Anais**, v. 2, p. 183-186, 1994.

GOODMAN, S. J. Lightning activity associated with severe storms embedded within a mesoscale convective storm complex. Preprints Thirteenth Conference on Severe Local Storms, Tulsa. **American Meteorological Society**, p. 29-32, 1983.

GOODMAN, S. J.; CHRISTIAN, H. J.; RUST, W. D.; MACGORMAN, D. R.; ARNOLD, R. T. Simultaneous observations of cloud-to-ground lightning above and below cloud tops. Preprints Seventh International Conference on Atmospheric Electricity. **American Meteorological Society**, p. 456-462, 1984.

GUEDES, R. L.; DIAS, M. A. F. S. Case Study of Severe Storms Associated With the Subtropical Jet in South America (in Portuguese). Proc. of Third Brazilian Meteorological Congress, Rio de Janeiro. p. 289-296, 1984.

GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a Sistemas Convectivos de Mesoescala sobre a região central da América do Sul**. São Paulo: 1985. 89p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 1985.

GUEDES, R. L.; MACHADO, L. A. T.; SILVEIRA, J. M. B.; ALVES, M. A. S.; WALTZ, R. C. Trajetórias dos sistemas convectivos sobre o continente americano. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, **Anais**, v.2, p. 77-80, 1994.

HOLLE, R. L.; WATSON, A. I.; LÓPEZ, R. E.; MACGORMAN, D. R.; ORTIZ, R.; OTTO, W. D. The life cycle of lightning and severe weather in a 3-4 June 1985 PRESTORM mesoscale systems. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 8, p. 1798-1808, 1994.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An Investigation of the Annual Cycle of Convective Activity Over the Tropical Americas. **Journal Climate**, v. 2, p. 1388-1403, 1989.

HOUZE, R. A. Mesoscale convective systems. In: HOUZE, R. A. Cloud dynamics. **Academic Press, Inc.**, v. 53, p. 334-404, 1993.

JESKE, A. F. **Estudo de uma situação convectiva (iniciação-dissipação) utilizando dados do radar meteorológico Doppler de Manaus**. Pelotas: 2009. 140f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas-UFPEL. 2009.

JIRAK, I. L.; COTTON, W. R.; MCANELLY, A. L. Satellite and Radar Survey of Mesoscale Convective System Development. **Monthly Weather Review**, v. 131, n.10, p. 2428- 2449, 2003.

JIRAK, I. L.; COTTON, W. R. Environmental precursors to mesoscale convective system development. In: **11th Conference on Aviation, Range, and Aerospace and the 22nd Conference on Severe Local Storms Opening Remarks**, Hyannis, MA, USA. 2004.

JORGENSEN, D. P.; LEMONE, M. A. Vertical Velocity Characteristics of Oceanic Convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, p. 621–640, 1989.

KLEMP, J. B.; WILHELMSON, R. B. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, p. 1070–1096, 1978

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

LAING, A. G.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in Africa. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 2254–2263, 1993a

LAING, A. G.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes Over the Indian Monsoon Region. **Journal of Climate**, 6, p. 911–919, 1993b.

LAING, A. G., FRITSCH, J. M. The global population of mesoscale convective complexes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. v. 123. p. 389–405. 1997.

LAING, A. G.; FRITSCH, J. M. The Large-Scale Environments of the Global Populations of Mesoscale Convective Complexes. *Monthly Weather Review*, v. 128, p. 2756–2776, 2000.

LAU, N.C.; CRANE, M. W. A Satellite View of the Synopticscale Organization of Cloud Properties in Midlatitude and Tropical Circulation Systems. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 1984–2006, 1995.

LAURENT, H.; MACHADO, L. A. T.; HERDIES, D.; MORALES, C. Características dos sistemas convectivos observados por satélite durante o experimento WETAMC/LBA. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro. **Anais**, p. 3740-3747, 2000.

LEARY, C. A.; HOUZE, R. A., Jr. The structure and evolution of convection in a tropical cluster. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n.3, p.437-457, 1979.

LEMONE, M. A.; ZIPSER, E. J. Cumulonimbus Vertical Velocity Events in GATE. Part I: Diameter, Intensity, and Mass Flux. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, p. 2444–2457, 1980.

LIMA, E. C. S. **Análise de um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) observado na região norte da Argentina no dia 27 de novembro de 2002**: Um estudo de caso utilizando o modelo RAMS. Pelotas: 2004. 91p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Pelotas-UFPEL, 2004.

LUCAS, C., ZIPSER, E. J.; LEMONE, M. A. Vertical Velocity in Oceanic Convection off Tropical Australia. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, p. 3183–3193, 1994

MACHADO, L. A. T.; GUEDES, R. L.; SILVEIRA, J. M. B.; WALTZ, R. C.; ALVES, M. A. S. Ciclo de vida de sistemas convectivos. In: VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belo Horizonte. **Anais**, p. 323-326, 1994.

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L. e WALKER, A. W. Life Cycle Variations of Mesoscale Convective Systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1630-1654. 1997

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life cycle variations of Mesoscale Convective Systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1630-1654, 1998.

MADDOX, R. A. An objective technique for separating macroscale and mesoscale features in Meteorological data. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 1108-1121, 1980.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1374-1387, 1980.

MADDOX, R. A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 5, p. 1398–1416, 1983.

MARTIN, D.W., SUOMI, V.E. A satélite study of cloud cluster over the tropical North Atlantic Ocean. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v.53, p. 135-56, 1972.

MELLO, N. G. S., SAKAMOTO, M. S. e TORSANI, J. A. Um estudo de caso de um sistema convectivo de mesoescala observado no Nordeste do Brasil. In: IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET. *Anais*, v. 2, p. 940-944, 1996.

MENDES, K. C. Modelagem numérica de um complexo convectivo de mesoescala ocorrido no norte do nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.16, n.1, 19-31, 2001.

MILLER, D., FRISTCH, J. M. Meso-scale convective complexes on the western Pacific region. **Monthly Weather Review**, v.119, p.2278-92, 1991.

MOORE, J. T.; PAPPAS, C. H.; GLASS, F. H. Propagation characteristics of mesoscale convective systems. In: **17th Conf. On Severe Local Storms**, St. Louis, MO. p. 538-541, 1993.

MOREL, C.; SENESI, S. A climatology of Mesoscale Convective Systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 128, p. 1973-1995, 2002.

MOTEKI, Q.; SHIROOKA, R.; KUBOTA, H.; USHIYAMA, T.; REDDY, K. K.; YONEYAMA, K.; KATSUMATA, M.; SATO, N.; YASUNAGA, K.; YAMADA, H.; GENG, B.; FUJITA, M.; YOSHIZAKI, M.; UYEDA, H.; CHUDA, T. Mechanism of the northward propagation of mesoscale convective systems observed on 15 June 2005 during PALAU2005. **Journal of Geophysical Research**. v. 113, Issue D14. 2008

MOURA, G. B. A., NOBRE, P., LACERDA, F. F., RODRIGUES, R. S. e REIS, A. C. S. Estudo de caso: Identificação de um aglomerado convectivo em Salvador nos dias 08 e 09 de abril de 1996. In: IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET. **Anais**, v. 2, p. 971-974, 1996.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.1, 121-140, 2005.

NEWTON, C. W. Severe convective storms. **Advances in Geophysics. Academic Press**, v. 12, p. 257-303, 1967.

NIETO FERREIRA, R.; RICKENBACK, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. V. Variability of South American convective clouds systems and tropospheric circulation during January march 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 961-973, 2003.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin American Meteorological Society**, v.56, n.5, p.527-530, 1975.

PAEGLE, J. Interactions between convective and large-scale motions over Amazonia. In: **The geophysiology of Amazonia: Vegetation and Climate Interactions**. R. Dickerson ed., Wiley Intersciences, p. 347-390, 1987.

PETTERSSSEN, S. Weather Analysis and Forecasting. New York, **Mc Graw-Hill**, v. 1, p. 191-195, 1956.

PINTO, L. B.; CAMPOS, C. R. J. Ambiente sinótico e perfis verticais de um sistema convectivo de mesoescala (SCM). **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 25, n. 1, p. 31-43, 2007.

PONTES DA SILVA, B. F.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; PERESETSKY, A; Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no Estado de Alagoas, *Revista Brasileira de Meteorologia*, **26**(3), p. 295-310. 2011.

RAY, P. S. Convective dynamics. **American Meteorological Society**, Boston, p. 348-374, 1990.

ROCHA, R. P. **Simulação numérica de Sistemas Convectivos de Mesoescala sobre a América do Sul**. São Paulo: 1992. 93p. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, IAG/USP, Dissertação de Mestrado, 1992.

ROZANTE, J. R.; CAVALCANTI, I. F. A. Estudo numérico e observacional de um complexo convectivo de mesoescala. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET. **Anais**, Fortaleza, 2004.

ROZANTE, J. R.; MENDONÇA, A. M. Estudo da previsibilidade do Modelo Regional ETA para um caso de Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM). In: Workshop Latino Americano em Modelagem Regional de Tempo e Clima Utilizando o Modelo Eta: Aspectos Físicos e Numéricos, Resumos, Cachoeira Paulista, INPE/CPTEC, p. 11, 2004.

ROZANTE, J. R.; CAVALCANTI, I. F. A. Possíveis causas da baixa previsibilidade do modelo regional ETA para um caso de Complexo Convectivo de Mesoescala. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais**, 2006.

SAKAMOTO, M. S; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; MACHADO L. A. T. 2006. Simulação de Sistemas Convectivos usando o modelo WRF: primeiros experimentos. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais**, 2006.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. **Monthly Weather Review**, v.135, n.4, p.1290-1309, 2007.

SANTOS, A. F.; FERREIRA, N. J.; GAN, M. A. Estudo preliminar de caso de jato em baixos níveis associado a chuvas intensas na região sul do Brasil. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais**, 2004.

SCOLAR, J.; FIGUEIREDO, J. C. Análise das condições sinóticas associadas a formação de Complexos Convectivos de Mesoescala. In: VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Salvador. **Anais**, p. 455-461. 1990.

SEVERO, D. L. **Estudo de chuvas intensas no estado de Santa Catarina**. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Dissertação de mestrado, (INPE-5682-TDI/568), 121 p, 1994.

SILVA, R.R.; GANDÚ, A.W.; SILVA FILHO, V.P.; KLEIN, M.; GOMES FILHO, M.F.; BRANCO, M.A.C. Estudo numérico da influência da topografia na formação de sistemas convectivos no sul do Ceará. In: VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET. **Anais**, v. 2, p. 529-531, 1994.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**; Vol. 2, p. 133-150, 1987.

SILVA DIAS, M. A. F. Complexos Convectivos de Mesoescala sobre a região sul do Brasil. **Climanálise Especial**, seção 22, INPE. 1996.

SILVEIRA, M. H. S. **Complexos convectivos de mesoescala do estado de Alagoas**. Maceió: 2010. 65p. Instituto de Ciências Atmosféricas – ICAT. Universidade Federal de Alagoas – UFAL. Trabalho de conclusão de curso, 2010.

SILVEIRA, M. H. S. **Análise termodinâmica dos complexos convectivos de mesoescala atuantes na costa leste do nordeste brasileiro**. Maceió: 2012. 59p. Programa de pós-graduação em meteorologia, Universidade Federal de Alagoas – UFAL. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), 2012.

SOUZA, E. B.; ALVES, J. M. B. Estudo diagnóstico de um complexo convectivo de mesoescala observado no norte do nordeste brasileiro. X Congresso Brasileiro de Meteorologia, CBMET. **Anais**, Brasília, 1998.

SOUZA, E. B.; ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A. Um complexo convectivo de mesoescala associado à precipitação intensa sobre Fortaleza-Ce. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.13., n.2, p.1 -14, 1998.

TEIXEIRA, M. A. B. **Análise da trajetória e da circulação de sistemas precipitantes**. São José dos Campos: 2010. 113p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE, 2010.

TOLLERUD, E. I.; ESBENSEN, S.K. Composite life cycle of nonsquall mesoscale convective systems over the tropical ocean. Part I: Kinematic fields. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.42, p.823-37, 1985.

TORRES, J. C. **Sistemas Convectivos en Mesoescala Altamente Precipitantes en El Norte y Centro de Argentina**. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales/Universidad de Buenos Aires (FCEyN/UBA), Tese de doctorado, 130 p, 2003.

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet Streaks and Implications for the Development of Severe Convective Storms. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 682-703, 1979.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 9591-9613, 1987.

VILA, D. A. **Sistemas Convectivos Precipitantes de Mesoescala sobre Sudamerica: ciclos de vida e circulación en gran escala asociada**. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales/Universidad de Buenos Aires (FCEyN/UBA), Tese de Doutorado, 126 p., 2004.

VITORINO, M. I., SILVA, M. E., ALVES, J. M. B. Classificação de sistemas convectivos de mesoescala no setor norte do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 12, n. 1, p.21 - 32, 1997.

ZIPSER, E. J.; LEMONE, M. A. Cumulonimbus Vertical Velocity Events in GATE. Part II: Synthesis and Model Core Structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, p. 2458–2469, 1980.

ZIPSER J. E.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S. W.; YORTY, E D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, n. 87, p. 1057–1071, 2006.

APÊNDICE A - Tabela com as datas de ocorrência dos 80 casos de CCMs estudados no Nordeste do Brasil entre os anos de 1999 e 2009.

CASOS	DATAS
1	30/12/1999
2	31/03/2000
3	25/06/2000
4	03/02/2001
5	09/03/2001
6	10/03/2001
7	12/03/2001
8	13/03/2001
9	29/03/2001
10	31/03/2001
11	18/04/2001
12	02/01/2002
13	06/01/2002
14	15/01/2002
15	05/02/2002
16	14/02/2002
17	15/02/2002
18	04/03/2002
19	05/03/2002
20	18/03/2002
21	20/03/2002
22	01/05/2002
23	31/05/2002
24	12/06/2002
25	19/06/2002
26	23/01/2003
27	28/01/2003
28	17/03/2003
29	18/03/2003
30	30/03/2003
31	04/11/2003
32	11/01/2004
33	14/01/2004
34	15/01/2004
35	17/01/2004
36	18/01/2004
37	19/01/2004
38	31/01/2004
39	14/04/2004
40	13/01/2005

CASOS	DATAS
41	11/02/2005
42	16/02/2005
43	27/03/2005
44	29/03/2005
45	30/03/2005
46	01/05/2005
47	04/05/2005
48	02/06/2005
49	06/12/2005
50	12/03/2006
51	23/03/2006
52	25/03/2006
53	09/04/2006
54	19/02/2007
55	22/02/2007
56	23/02/2007
57	29/04/2007
58	30/04/2007
59	01/05/2007
60	29/02/2008
61	15/03/2008
62	18/03/2008
63	19/03/2008
64	25/03/2008
65	26/03/2008
66	27/03/2008
67	29/03/2008
68	30/03/2008
69	06/05/2008
70	09/05/2008
71	02/12/2008
72	20/02/2009
73	22/02/2009
74	02/04/2009
75	10/04/2009
76	14/04/2009
77	29/04/2009
78	10/05/2009
79	11/05/2009
80	21/05/2009

APÊNDICE B - Scripts utilizados na elaboração dos mapas de temperatura potencial e umidade absoluta.

TEMPERATURA POTENCIAL

```
'sdfopen CAMINHO DO ARQUIVO.nc'
```

```
'set display color white'
```

```
'c'
```

```
*****
```

Grade

```
'set lon -50 -20'
```

```
'set lat -20 0'
```

```
*****
```

Paleta de cores

```
*blue
```

```
'set rgb 41 200 255 255'
```

```
'set rgb 42 175 240 255'
```

```
'set rgb 43 130 210 255'
```

```
'set rgb 44 95 190 250'
```

```
'set rgb 45 75 180 240'
```

```
'set rgb 46 60 170 230'
```

```
'set rgb 47 40 150 210'
```

```
'set rgb 48 30 140 200'
```

```
'set rgb 49 20 130 190'
```

```
*mine
```

```
'set rgb 86 39 34 68'
```

```
'set rgb 91 33 50 128'
```

```
'set rgb 92 0 77 148'
```

```
'set rgb 93 0 99 167'
```

```
'set rgb 94 0 133 195'
```

```
'set rgb 87 113 185 219'
```

```
'set rgb 95 255 255 255'
```

```
'set rgb 96 244 205 74'
```

```
'set rgb 97 232 128 47'
```

```
'set rgb 98 220 48 40'
```

```
'set rgb 99 197 42 38'
```

```
'set rgb 88 168 41 39'
```

```
'set rgb 89 140 41 41'
```

```
*light yellow to dark red
```

```
'set rgb 21 255 250 170'
```

```
'set rgb 22 255 232 120'  
'set rgb 23 255 192 60'  
'set rgb 24 255 160 0'  
'set rgb 25 255 96 0'  
'set rgb 26 255 50 0'  
'set rgb 27 225 20 0'  
'set rgb 28 192 0 0'  
'set rgb 29 165 0 0'
```

```
'set csmooth on linear'  
'set mpdset brmap_hires'  
'set map 1 1 1'  
'set grads off'  
'set gxout shaded'
```

```
while (lev<=1000)  
'set lev 'lev  
'p = 1000/lev  
'define tp=air*pow(p,0.286)  
'd tp'  
'run cbarn'  
'draw title TEMPERATURA POTENCIAL 'lev'mb 'date"hora"  
'printim CAMINHO DE SAÍDA DA IMAGEM\t'-lc-'lev'-'date'-'hora'.gif  
  
'c'  
if(lev=1000);break;endif  
lev=lev+100  
endwhile'
```

UMIDADE ABSOLUTA

```
'sdfopen CAMINHO DO ARQUIVO.nc'
```

```
'set display color white'
```

```
'c'
```

```
*****
```

Grade

```
'set lon -50 -20'
```

```
'set lat -20 0'
```

```
*****
```

Paleta de cores

```
*blue
```

```
'set rgb 41 200 255 255'
```

```
'set rgb 42 175 240 255'
```

```
'set rgb 43 130 210 255'
```

```
'set rgb 44 95 190 250'
```

```
'set rgb 45 75 180 240'
```

```
'set rgb 46 60 170 230'
```

```
'set rgb 47 40 150 210'
```

```
'set rgb 48 30 140 200'
```

```
'set rgb 49 20 130 190'
```

```
*mine
```

```
'set rgb 86 39 34 68'
```

```
'set rgb 91 33 50 128'
```

```
'set rgb 92 0 77 148'
```

```
'set rgb 93 0 99 167'
```

```
'set rgb 94 0 133 195'
```

```
'set rgb 87 113 185 219'
```

```
'set rgb 95 255 255 255'
```

```
'set rgb 96 244 205 74'
```

```
'set rgb 97 232 128 47'
```

```
'set rgb 98 220 48 40'
```

```
'set rgb 99 197 42 38'
```

```
'set rgb 88 168 41 39'
```

```
'set rgb 89 140 41 41'
```

```
*light yellow to dark red
```

```
'set rgb 21 255 250 170'
```

```
'set rgb 22 255 232 120'
```

```
'set rgb 23 255 192 60'
```

```
'set rgb 24 255 160 0'
```

```
'set rgb 25 255 96 0'
```

```
'set rgb 26 255 50 0'
```

```
'set rgb 27 225 20 0'
```

```
'set rgb 28 192 0 0'
```

```
'set rgb 29 165 0 0'  
  
'set csmooth on linear'  
'set mpdset brmap_hires'  
'set map 1 1 1'  
'set grads off'  
'set gxout shaded'  
  
while (lev<=1000)  
'set lev 'lev  
'define tc = (air.2-273.16)'  
'define es = 610.8*exp((17.3*tc)/(237.3+tc))'  
'define e = (rhum*es)/100'  
'define ua = (e/(8.314*air.2))*18'  
'd ua'  
'run cbarn'  
'draw title UMIDADE ABSOLUTA 'lev'mb 'date"hora"  
'printim CAMINHO DE SAÍDA DA IMAGEM\t'-lc-'lev'-'date'-'hora'.gif  
  
'c'  
if(lev=1000);break;endif  
lev=lev+100  
endwhile
```