



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

Nº de série: MET-UFAL- MS-097

MARCIO HENRIQUE DOS SANTOS SILVEIRA

**ANÁLISE TERMODINÂMICA DOS COMPLEXOS CONVECTIVOS DE
MESOESCALA ATUANTES NA COSTA LESTE DO NORDESTE BRASILEIRO**

Maceió

2012

MARCIO HENRIQUE DOS SANTOS SILVEIRA

**ANÁLISE TERMODINÂMICA DOS COMPLEXOS CONVECTIVOS DE
MESOESCALA ATUANTES NA COSTA LESTE DO NORDESTE BRASILEIRO**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Vladimir Levit.

Orientadora: Profa. Dra. Natalia Fedorova.

Maceió

2012

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale

- S587a Silveira, Marcio Henrique dos Santos.
Análise termodinâmica dos complexos convectivos de mesoescala atuantes na costa leste do nordeste brasileiro / Marcio Henrique dos Santos Silveira. – 2012.
59 f. : il., grafs. tab.
- Orientador: Vladimir Levit.
Co-Orientadora: Natalia Fedorova.
Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2012.
- Bibliografia: f. 50-52.
Anexos: f. 53-59.
1. Meteorologia. 2. Complexos convectivos de mesoescala. 3. Orografia.
4. Índices termodinâmicos. I. Título.

CDU: 551.58



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

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO


N.º de ordem: MET-UFAL-MS-097.

**“ANÁLISE TERMODINÂMICA DOS COMPLEXOS CONVECTIVOS DE
MESOESCALA ATUANTES NA COSTA LESTE DO NORDESTE BRASILEIRO”**

Marcio Henrique dos Santos Silveira

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.

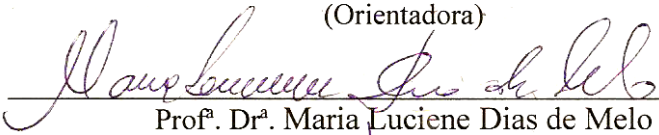
Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



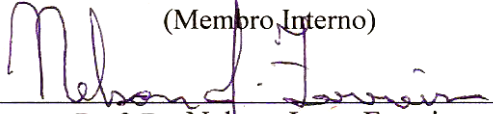
Prof. Dr. Vladimir Levit
(Orientador)



Profª. Drª. Natalia Fedorova
(Orientadora)



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



Prof. Dr. Nelson Jesuz Ferreira
(Membro Externo – INPE)

Maio/2012

Dedico este trabalho a todos os que me ajudaram a chegar até aqui, os quais incluem eu mesmo, meus professores e orientadores, em especial, Natalia Fedorova e Vladimir Levit, e os meus colegas de classe.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais Lenilda Maria dos Santos e José Carlos Silveira Leite pelo auxílio emocional nesse período. Um muito obrigado aos grandes professores Vladimir Levit e Natalia Fedorova, os quais eu nunca vou deixar de agradecer por toda a sabedoria transmitida e por terem me orientado neste caminho.

Agradeço também a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Alagoas (FAPEAL) pelos meses de auxílio financeiro.

RESUMO

A análise termodinâmica de 80 eventos de CCM ocorridos entre 1999 e 2009 é o objetivo deste estudo. Foi visto que 66% dos eventos de CCM ocorreram entre janeiro e março, estação seca na região leste do Nordeste Brasileiro. Foi verificado com dados de reanálises valores de TSM acima de 27°C no litoral adjacente e variação de 180° no vento entre baixos e altos níveis. A maioria dos casos apresentou trajetória ascendente à montanha na fase de desenvolvimento do sistema. Na fase de decaimento, a maioria das trajetórias foram descendentes. Os índices K e TT mostraram instabilização das parcelas ascendentes na maioria dos eventos. O potencial de inibição da convecção (CIN) apresentou diminuição de seus valores no desenvolvimento e aumento no decaimento. Dados de radiossondagem obtidos em Recife-PE, dentro da área de estudo, mostraram valores dos índices termodinâmicos condizentes com os valores de referência na literatura. A instabilidade potencial esteve presente na maioria dos casos, especialmente nos casos com trajetória ascendente no desenvolvimento. No período de decaimento, a influência da montanha se deu na estabilização das parcelas. A instabilidade convectiva não foi o principal fator contribuinte na instabilidade associada aos CCM, uma vez que a variação de temperatura durante o ciclo diurno foi pequena, tendo seus valores de temperatura máxima com pequena diferença com relação aos valores reais.

Palavras-chave: Complexos convectivos de mesoescala. Índices termodinâmicos. Orografia.

ABSTRACT

Thermodynamic characteristics analysis of 80 MCC events during 10 years (1999-2009) in the Brazilian Northeast was the principal goal of this study. CCM events were observed more frequently (66%) in the dry season (January – March). Reanalysis data showed SST temperatures above 27°C in adjacent ocean, and a 180° wind variation in relation to lower and higher levels. MCC development (declining) stage was associated more frequently with upslope (downslope) trajectory. K ant TT indexes showed more instability of the upslope air parcels in the majority of the events. In development stage, Convective Inhibition (CIN) values showed a decrease in its values and in the declining stage an increase were seen. Radiosonde data presented average values in consistency with reference data. Potential Instability showed influence in most of the cases, especially in the upslope events in the development stage. The influence of dynamical aspects on the instability took place in a better way for the MCC than the convective forcing.

Keywords: Mesoscale convective complexes. Thermodynamic indexes. Orography.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Ocorrência de CCM na América do Sul. 16
- Figura 2 - Representação gráfica da alteração do perfil termodinâmico quando há ascensão adiabática. As linhas T e Td são, respectivamente as curvas de estratificação da temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho. Os pontos A, A', B e B' são relativos ao deslocamento dos pontos inicial (A e B) ao final (A' e B'). 22
- Figura 3 - Representação gráfica da alteração do perfil termodinâmico quando há aumento da temperatura da superfície devido ao ciclo diurno. As linhas verde e vermelha representam a estratificação da temperatura do ar e da temperatura do ponto de orvalho, respectivamente. A linha amarela, indica a trajetória da parcela, considerando a ascensão adiabática. 23
- Figura 4 - Sondagem hipotética ilustrando os conceitos de energia potencial disponível para convecção (CAPE) e inibição da convecção (CIN). O CAPE e o CIN nesta sondagem são indicados pela área sombreada. 27
- Figura 5 - Recorte de um mapa de topografia da região Nordeste do Brasil com destaque para a área de atuação dos CCM (elipse de contorno preto) e para as principais linhas de encosta (linhas pontilhadas em branco). 28
- Figura 6 - Perfil de temperatura e umidade no diagrama SkewT-LogP. 31
- Figura 7 - Distribuição dos pontos de grade utilizados para a construção dos perfis verticais de temperatura e umidade no diagrama SkewT-Log-P, com dados do ECMWF. 32
- Figura 8 - Distribuição mensal do número de casos de CCM no NEB entre 1999 e 2009. 33
- Figura 9 - Média para os casos de CCM ocorridos no NEB entre 1999 e 2009 de a) temperatura da superfície do mar e b) ômega (velocidade vertical) em 925 hPa. No detalhe, a área de estudo. 33
- Figura 10 - Média para os casos de CCM ocorridos no NEB entre 1999 e 2009 de vento (direção em vetor e velocidade sombreada) em a) 1000 hPa e b) 300 hPa. 34

Figura 11 - Tipo de trajetórias dos CCM quanto à topografia.....	36
Figura 12 - Variação da instabilidade mostrada pelos índices nos períodos de desenvolvimento (a) e decaimento (b), considerando todos os tipos de trajetórias.	37
Figura 13 - Variação da instabilidade mostrada pelos índices nos períodos de desenvolvimento (a) e decaimento (b), considerando as trajetórias ascendentes. ...	39
Figura 14 - Variação da instabilidade mostrada pelos índices nos períodos de desenvolvimento (a) e decaimento (b), considerando as trajetórias que conservaram altitude.....	40
Figura 15 - Variação da instabilidade mostrada pelos índices nos períodos de desenvolvimento (a) e decaimento (b), considerando as trajetórias descendentes. .	42
Figura 16 - Percentagem de ocorrência de instabilidade potencial para os casos de CCM nos dois períodos de todos os tipos de trajetória.	44
Figura 17 - Trajetória do evento de CCM ocorrido no dia 26/03/2008, das 06Z às 18Z. No detalhe, os valores encontrados para o ângulo entre a trajetória e a encosta (θ) no período de desenvolvimento e os valores de altitude ao longo dos três pontos da trajetória.	46
Figura 18 - Perfis verticais de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, ilustrando a evolução da instabilidade potencial nos pontos: a) início (06Z), b) maturação (12Z) e c) dissipação (18Z). Os campos são válidos para o dia 26/03/2008. Em destaque, a altura da camada úmida (H), o valor do CAPE e a posição do perfil em relação à trajetória.....	47
Figura 19 - Recorte da imagem do satélite METEOSAT 9, do dia 26 de março de 2008 às 06UTC. No detalhe, o CCM em questão.	48
Figura 20 - Percentagem de ocorrência de instabilidade convectiva para os casos de CCM nos dois períodos de todos os tipos de trajetória.	49

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Complexos Convectivos de Mesoescala (Baseada em imagens de imagens de satélite realçadas).	15
Tabela 2 - Valores de variação da evolução da instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos nos períodos de desenvolvimento e decaimento – Todos os casos.	35
Tabela 3 - Valores de variação da evolução da instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos nos períodos de desenvolvimento e decaimento – Casos ascendentes.	37
Tabela 4 - Valores de variação da evolução da instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos nos períodos de desenvolvimento e decaimento – Casos que conservam altitude.	38
Tabela 5 - Valores de variação da evolução da instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos nos períodos de desenvolvimento e decaimento – Casos descendentes.	39
Tabela 6 - Valores dos índices termodinâmicos associados à passagem de CCM sobre a área de atuação dos dados de Radiossondagem do Recife-PE. Fonte: University of Wyoming.....	40
Tabela 7: Condições sinóticas favoráveis à formação de CCM na costa leste do NEB.....	46
Tabela 8: Condições de instabilidade, indicadas pelos índices termodinâmicos, associadas à ocorrência de CCM no NEB.	47

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2.1	Sistemas meteorológicos que afetam o tempo da Região Nordeste Brasileira (NEB).	14
2.1.1	Sistemas convectivos e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM).....	14
2.1.2	Complexos convectivos de mesoescala na América do Sul.....	16
2.1.3	Atuação de Complexos Convectivos de Mesoescala no NEB	17
2.1.4	Relevo do NEB.....	17
2.2	Influência da topografia no desenvolvimento de convecção.....	18
2.2.1	Instabilidade potencial.....	20
2.2.2	Instabilidade convectiva.....	21
2.2.3	Índices de instabilidade	22
3	MATERIAIS E MÉTODOS	26
3.1	Área de estudo	26
3.2	Determinação dos casos.....	26
3.3	Trajatórias dos CCM quanto à topografia	27
3.4	Influência da topografia nos perfis termodinâmicos associados aos CCM.....	27
3.4.1	Dados de sondagens atmosféricas	27
3.4.2	Dados do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF).....	29
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	30
4.1	Ocorrência de CCM no NEB	30
4.2	Ambiente sinótico-climatológico associado à formação dos CCM.....	30
4.2.1	Análise do ambiente de escala sinótica	30
4.3	Ambiente físico e termodinâmico associado aos CCM.....	32
4.3.1	Influência da topografia no desenvolvimento dos CB	33
4.3.2	Estudo de caso: Evento de CCM com trajetória ascendente e instabilidade potencial no dia 26/03/2008 das 06Z às 18Z.....	42
4.3.3	Influência do ambiente termodinâmico na variação da instabilidade (instabilidade convectiva).....	45
4.4	Modelo conceitual de ocorrência de CCM na região da costa leste do NEB	46
	REFERÊNCIAS	50
	ANEXOS	53

1 INTRODUÇÃO

A Meteorologia é a ciência responsável por fornecer respostas à sociedade sobre os fenômenos que ocorrem na atmosfera. Muita atenção se tem dada aos fenômenos extremos, que resultam em enormes prejuízos à população em diversas escalas, especialmente em tempos onde a discussão sobre mudanças climáticas está evidente. Acidentes aeronáuticos, deslizamentos de terra, inundações, entre outros problemas, são exemplos de ocorrências que tem relação direta com as atividades humanas.

Segundo o Centro de Investigação e Prevenção de Acidentes Aeronáuticos (CENIPA), órgão subordinado à Força Aérea Brasileira (FAB), dentre os fatores contribuintes nos acidentes da aviação civil brasileira entre 2001 e 2010, 14,2% foram relacionados a eventos de tempo severo (Anexo A). Com este dado destaca-se a importância da constante melhora do serviço de Meteorologia deste país, principalmente no âmbito do Sistema de Controle do Espaço Aéreo Brasileiro (SISCEAB), uma vez que a aviação é uma área que mostrou destacado crescimento nos últimos anos.

Normas regulatórias redigidas pela Organização da Aviação Civil Internacional (OACI) estabelecem padrões para segurança de voo envolvendo os limites de operação das aeronaves e aeródromos com relação a fenômenos meteorológicos. A análise destas regras sempre aponta para a estrita limitação das atividades aéreas em ambientes onde são encontradas formações de nuvens de desenvolvimento vertical, usualmente os cúmulos nimbos (CB). Na aviação há uma frase de efeito interessante que remete à importância da previsibilidade de nuvens cumulo nimbos (CB): “*CB no ar, avião no hangar, piloto no bar*”. Há recomendações explícitas da OACI, bem como das empresas fabricantes de aeronaves, acerca da completa proibição do voo em áreas onde há atuação de nuvens CB, nestas, é estabelecido, inclusive, um limite mínimo para voo nas proximidades dessas tempestades. A região Nordeste do Brasil, especialmente o litoral, é principal rota entre os países da América do Sul e a Europa, sendo de importância estratégica para a Aviação Civil Internacional, pois, quando na atuação de um sistema meteorológico composto por nuvens de significado operacional, como os CB, há a necessidade do replanejamento das rotas que são afetadas.

No âmbito da defesa civil vale destacar que em junho de 2010, algumas cidades localizadas nas bacias hidrográficas dos rios Mundaú e Paraíba cujos limites geográficos são (08°41'34" e 09°14'00" Sul, e 36°03'36" e 36°37'27" Oeste) e (6°51'31" e 8°26'21" Sul, e

34°48'35" e 37°2'15" Oeste) respectivamente, foram vítimas de uma enchente relâmpago, causada pela atuação de um sistema meteorológico classificado como Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM). A cheia, segundo números do Relatório de Avaliação de Danos, preparado pela Defesa Civil (AVADAN, 2010), deixou um total de 24 mortes, 38.030 desalojados, 20.962 desabrigados e danos e prejuízos materiais estimados em 971 milhões de reais, um imenso prejuízo socioeconômico para essas cidades pobres.

Pouco se conhece acerca da atuação de CCM na costa leste do Nordeste brasileiro (SILVA et al., 1994; GOMES FILHO e SOUZA, 1994; MELLO et al., 1996; MOURA et al., 1996; VITORINO et al., 1997). Estudos preliminares realizados por Silveira (2009) e Albuquerque (2011) sinalizaram para a atuação deste sistema, em específico, na costa leste do Nordeste Brasileiro. Eventos estes que, com potencial destrutivo considerável, não foram analisados pela literatura clássica de CCM encontrada no âmbito da América do Sul (SILVA DIAS, 1987 e VELASCO e FRITSCH, 1987).

A previsibilidade da ocorrência de convecção profunda, principalmente na mesoescala, necessita de estudos complexos que envolvem, principalmente, as características geográficas da região, bem como a descrição do ambiente dinâmico e termodinâmico de formação. Estudos com a descrição das interações entre montanhas e o desenvolvimento de nuvens convectivas são escassos e restritos, em sua maioria, há simulações numéricas em cima de cenários pré-estabelecidos.

Ressaltada a importância do estudo de sistemas convectivos, em especial os CCM na região em questão, para fins operacionais e de previsão, reitera-se a necessidade de descrever os processos físicos e o ambiente termodinâmico de formação destes sistemas, objetivo principal deste trabalho.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Sistemas meteorológicos que afetam o tempo da Região Nordeste Brasileira (NEB)

Entre os principais fatores que determinam a distribuição dos elementos climáticos no NEB e sua variação sazonal estão: sua posição geográfica, seu relevo, a natureza de sua superfície (vegetação) e os sistemas meteorológicos atuantes na região. Os principais sistemas precipitantes que agem na costa leste do Nordeste Brasileiro são os prolongamentos de sistemas frontais (SERRA, 1941; ARAGÃO 1976; KOUSKY, 1979), as Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POA) (YAMAZAKI e RAO 1977; CHAN, 1990; MOLION e BERNARDO, 2002), os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) (ARAGÃO, 1976; VIRJI, 1981; KOUSKY e GAN, 1981), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (SILVEIRA, 2009 e ALBUQUERQUE, 2011), e sistemas de brisas marinhas e terrestres (MOLION e BERNARDO, 2002). Cada sistema tem seu período, bem definido ou não, de atuação ao longo do ciclo anual. A quadra chuvosa da região leste do NEB (ENE) é de abril a julho (MOLION E BERNARDO, 2002).

Os sistemas supracitados incluem a atuação dos CCM como causadores de precipitações intensas. Pontes da Silva (2011) afirmou que em mais de 70% dos casos de precipitação intensa em Alagoas, os aglomerados de CB, em alguns momentos CCM, foram observados aparecendo em 90,47% dos eventos estudados, ressaltando a importância do estudo dos sistemas convectivos na região.

2.1.1 Sistemas convectivos e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM)

Wallace e Hobbs (2006) consideraram a convecção profunda em suas várias formas:

- *Células convectivas individuais* consistindo de uma corrente de ar ascendente e uma descendente. Esta categoria inclui algumas trovoadas;
- *Tempestades convectivas*, constituídas de grupos ou sequências organizadas de células convectivas, ou *tempestades de multi-célula*; e
- *Sistemas convectivos de mesoescala*: bandas ou zonas de nuvens e precipitação numa escala de 100km ou maior, em, pelo menos, uma direção e que são geradas pela interação de células convectivas.

Maddox (1980) fez uma descrição mais detalhada das características morfológicas e de desenvolvimento de um tipo de sistema convectivo em especial, os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). O autor identificou e definiu os CCM e os comparou com outros tipos de sistemas meteorológicos. O mesmo autor também afirmou que tal fenômeno é responsável pela maior parte das tempestades que ocorrem na região central dos Estados Unidos e que a destruição ocasionada pelos mesmos abrange grandes áreas. Os CCMs foram definidos em termos de como aparecem em uma imagem de satélite, não em como são vistos em ecos de radar. As características físicas que definem a existência, ou não, de um CCM podem ser vista na **Tabela 1**, adiante.

Tabela 1 - Complexos Convectivos de Mesoescala (Baseada em imagens de imagens de satélite realçadas).

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS	
<i>TAMANHO</i>	A – Cobertura de nuvens com temperaturas $\leq -32^{\circ}\text{C}$ observadas no IR e com área $\geq 100000 \text{ km}^2$ - equivalente a área total de Pernambuco (98938 km^2) B – Região interna da cobertura de nuvens com temperaturas $\leq -52^{\circ}\text{C}$ observadas no IR e com área $\geq 50000 \text{ km}^2$
<i>INÍCIO</i>	Caso as definições de tamanho A e B sejam satisfeitas
<i>DURAÇÃO</i>	As definições de tamanho A e B deverão persistir num período $\geq 6\text{h}$
<i>EXTENSÃO MÁXIMA</i>	Quando a definição do tamanho A (-32°C) alcançar seu maior tamanho
<i>FORMA</i>	Excentricidade $\geq 0,7$ no momento de máxima extensão
<i>TÉRMINO</i>	Quando as definições de tamanho A e B já não são satisfeitas

Fonte: Autor, 2012. Adaptada de MADDOX, 1980.

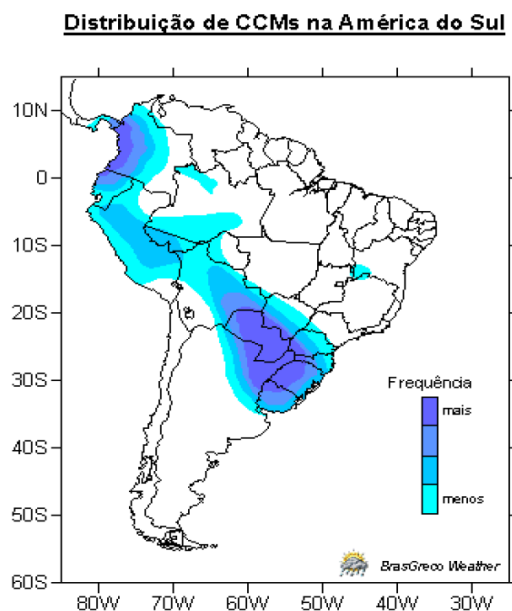
Maddox (1980) também fez explicações sobre o ciclo de vida de um CCM. Definiu que o mesmo passa por uma fase de gênese, sob condições propícias de instabilidade, tais como movimentos ascendentes, fornecimento de umidade na baixa troposfera, instabilidade convectiva associada e influência da topografia. Em um segundo estágio, de desenvolvimento, tais movimentos ascendentes se intensificam em médios níveis, assim como a saturação do ar nessas camadas, caracterizando a convergência em baixos níveis e a divergência em altos. No estágio de maturação, o fornecimento de instabilidade impera, auxiliando na instauração de uma região de precipitação definida, de acordo com a região do fluxo ascendente de massa. A dissipação se dá quando o fornecimento de energia de instabilidade cessa, desfavorecendo o desenvolvimento verificado nos outros estágios. Essa fase pode acontecer devido à influência

do deslocamento do sistema, que, ao penetrar em alguma região onde as características de fornecimento de instabilidade supracitadas inexistem, se dissipam.

2.1.2 Complexos convectivos de mesoescala na América do Sul

Silva Dias (1987) caracterizou a existência de CCM na América do Sul como conjuntos de cúmulos nimbos cobertos por uma densa camada de cirros que são facilmente identificados nas imagens de satélite. Esses sistemas apresentam simetria circular e crescimento explosivo que vai de 6 a 12 horas. A distribuição geográfica da ocorrência de CCM na América do sul pode ser vista na **Figura 1**, adiante.

Figura 1 - Ocorrência de CCM na América do Sul.



Fonte: SILVA DIAS (1987).

Percebe-se que a massiva maioria dos casos de CCM estudados por Silva Dias (1987) foi vista por ocorrer na região Centro-Sul do continente sul-americano, principalmente sobre o Sul do Brasil, Paraguai e norte da Argentina.

Velasco e Fritsch (1987) utilizaram critérios similares aos de Maddox (1980) na identificação de CCMs na América do Sul (AS), porém com limites de temperaturas diferentes: -40° a -42°C , ao invés de -32°C e, -62° a -64°C , ao invés de -52°C , mantendo os valores de área. Os CCMs subtropicais da AS se desenvolvem um pouco mais tarde no dia, duram um pouco mais, além de serem 60% maiores com relação aos sistemas Norte

Americanos, estudados por Maddox (1980). Já os CCM tropicais têm dimensões parecidas, durando de 1 a 3 horas menos.

Em particular, sobre o Nordeste Brasileiro (NEB), apesar de Silva Dias (1987) não relatar a ocorrência, observa-se a formação de sistemas meteorológicos de mesoescala, tais como, Linhas de Instabilidade, CCM ou CB isolados, associados à ocorrência de pancadas de chuva isolada (Pontes da Silva, 2011).

2.1.3 Atuação de Complexos Convectivos de Mesoescala no NEB

Segundo Albuquerque (2011) os eventos de CCM ocorreram majoritariamente durante o verão e o outono, fora da estação chuvosa da região, e se desenvolveram, em sua maioria, sobre o continente. A temperatura da superfície do mar nas adjacências da costa leste do NEB apresentou-se com uma média de 29°C para os dias em que ocorreram CCM. Ao relacionar com o ENOS, verificou-se que grande parte dos CCM se desenvolveu em anos de El Niño fraco e La Niña forte.

Conforme mostrado adiante, a topografia exerce nítida influência no desenvolvimento de convecção no leste do NEB. Em estudos preliminares, Albuquerque (2011) notou que 61% dos casos de CCM, em suas trajetórias, seguiram para regiões de igual ou menor altitude sobre o qual se desenvolveram, ou seja, os CCMs que se desenvolveram sobre altitudes elevadas, em seu estágio de dissipação deslocaram-se sobre áreas mais próximas do nível do mar. Os outros 39% seguiram de forma contrária, pois estes se desenvolveram sobre baixas altitudes e devido à topografia do local que contribui com a convecção em seu estágio de desenvolvimento máximo deslocaram-se sobre regiões de maiores altitudes até se dissiparem.

2.1.4 Relevo do NEB

O relevo nordestino é composto de dois extensos planaltos, Borborema e a bacia do rio Parnaíba, e de algumas áreas altas que formam as chapadas, como Diamantina e Araripe. Entre essas regiões ficam algumas depressões, nas quais se localiza o sertão (área, em geral, no interior do NEB). No NEB, a vegetação é bastante diversificada, com a mata atlântica no litoral (floresta tropical úmida de encosta), a mata dos cocais (principalmente babaçu e carnaúba) no Meio Norte (subárea que inclui o Maranhão e Piauí), manguezais (vegetação litorânea), caatinga (em todo o sertão nordestino), cerrado (no sul do Maranhão e oeste da Bahia) e restingas.

Com altitude média de 400 m, podendo chegar a mais de 1.000 m — como é o caso do Pico do Jabre, de 1.197 m e do Pico do Papagaio, de 1.260 m — em seus pontos extremos (serras), o planalto da Borborema está incrustado no agreste do Nordeste Oriental, espalhando-se de norte a sul e tendo como fronteira natural as planícies do litoral (região úmida) e a depressão sertaneja (região semi-árida). Constitui uma área de transição entre a mata atlântica e a caatinga, possuindo vegetação variada que vai desde a caatinga propriamente dita até resquícios de mata atlântica (matas de brejo) nos pontos mais altos das serras.

Com estas características, o relevo do NEB, associado ao constante bombardeio dos alísios na costa leste, representa grande importância na distribuição das ocorrências de convecção profunda. Neste caso, tem-se que a barreira física proporcionada pelo Planalto da Borborema serviria como forçante para a modificação das parcelas de ar de forma a torná-las instáveis, conforme explicitado adiante.

2.2 Influência da topografia no desenvolvimento de convecção

Em simulações numéricas e estudos observacionais, é bem conhecida a influência do relevo (orografia) na formação de nebulosidade nas vizinhanças das elevações orográficas. A precipitação convectiva, sobre as regiões com montanhas, frequentemente pode ser formada por bandas de nebulosidade quase estacionária, desenvolvendo-se usualmente a barlavento da corrente em baixos níveis (SMITH, 1979).

Baseado nos mecanismos de formação de precipitação orográfica propostos em estudos anteriores (SMITH, 1979; HOUZE, 1993; LIN, 1993; CHU e LIN, 2000), concluiu-se que a maioria dos eventos intensos que ocorrem sobre regiões dentro do escopo da mesoescala são ocasionados tanto por 1) precipitação a barlavento em conjunto com condições de instabilidade condicional ou potencial, ou 2) chuva convectiva a sotavento causada por advecção oriunda da região do vento ascendente (a qual é produzida pelo calor sensível no pico da montanha – brisa de montanha – ou produzida por convergência *in situ*). A fim de desencadear a instabilidade, o levantamento orográfico deve ser forte o suficiente para que as parcelas de ar ascendam para o nível de convecção livre (NCL).

Kirshbaum e Durran (2005) apontaram dois fatores importantes para eventos convectivos associados à orografia: forte cisalhamento do perfil do vento e condições

propícias à instabilização da atmosférica, como o levantamento forçado. Segundo os autores, a resposta convectiva depende dos diferentes fatores atmosféricos e das condições iniciais do ambiente em escala sinótica. A convecção é favorecida quando a topografia está localizada em uma região de convergência de mesoescala, como o “acúmulo” de ar que se forma quando há uma “barreira” para o escoamento predominante, no contexto de que esta circulação esteja inserida no interior de uma circulação de grande escala favorável.

Bradley (1997) destacou que em um ambiente onde as montanhas são de pequena à mesoescala, a precipitação orográfica ocorre usualmente sob a ação de dois mecanismos: o semeador-alimentador (*seeder-feeder*) e o de redistribuição do deslocamento do vento (*wind drift*). Smith (1989) destaca três mecanismos básicos entre os processos responsáveis pela intensificação da convecção por causas orográficas, todos envolvendo o fluxo de ar perturbado pela orografia e interações microfísicas. Estes mecanismos podem atuar individualmente ou em grupo, como foi observado em Gray e Seed (1995), onde esse tipo de ocorrência foi identificado em observações com radar na Nova Zelândia.

Blanco (1999) estudou os processos de intensificação orográfica da precipitação na região da Serra do Mar, especificamente nas proximidades da Baixada Santista, São Paulo. Utilizando dados de radar e registros pluviométricos a cada 30 minutos, a autora percebeu que os fenômenos de intensificação são comuns na região ao longo de todo o ano, em especial na primavera. Os eventos costumam ser de origem pós-frontal com vento de sudeste e altos índices de umidade relativa à superfície, muita nebulosidade na faixa leste de São Paulo e pouca no interior do Estado. Este estudo concluiu que predominam os casos de seeder-feeder, seguidos pelos eventos mistos (*seeder-feeder/convecção disparada*), os de convecção disparada e por fim os de autoconversão.

No mecanismo *seeder-feeder*, a chuva caindo de nuvens mais altas pré-existentes (semeadora - seeder), tanto frontais quanto orográficas, é intensificada pela coleta das gotículas das nuvens baixas e densas ou nevoeiro (alimentadoras - feeder) mantidas pela ascensão de ar úmido através da encosta da montanha. Assim, uma nuvem sem uma alimentadora dará pouca ou nenhuma precipitação, mesmo se a condensação for muito intensa. O seeder-feeder caracteriza-se por apresentar um perfil vertical característico, com fortes gradientes, no qual a taxa de chuva aumenta a partir dos níveis inferiores chegando ao máximo no topo da montanha (SMITH, 1989).

A convecção disparada fundamenta-se na ocorrência da formação de nuvens Cumulonimbus nas térmicas, da face da montanha iluminada pelo Sol, em uma massa de ar condicionalmente instável. Este mecanismo é reconhecido principalmente pelo aumento no número de tempestades e, conseqüentemente, na duração da chuva sobre a montanha. Ele não tem uma assinatura característica muito clara no perfil vertical de distribuição da precipitação ao longo da encosta da montanha. Por outro lado, sua dependência com o ciclo diurno é mais explícita do que a dos outros processos supracitados. A descrição clássica do processo de convecção disparada é similar à feita no estudo de tempestades nas Montanhas Rochosas, EUA, por Henz (1972).

No processo denominado autoconversão os processos de condensação e coalescência, resultantes da ascensão do ar em larga escala pela encosta, sem depender de qualquer chuva pré-existente, são responsáveis pela formação da precipitação. Em um ambiente onde há homogeneidade das variáveis meteorológicas (pouca variação espacial), as taxas de crescimento das gotas e de coalescência deverão aparecer similares em qualquer instante para cada ponto sobre a montanha, resultando em uma chuva com pouca variação temporal, muito possivelmente, de ordem estratiforme (GRAY e SEED, 1995).

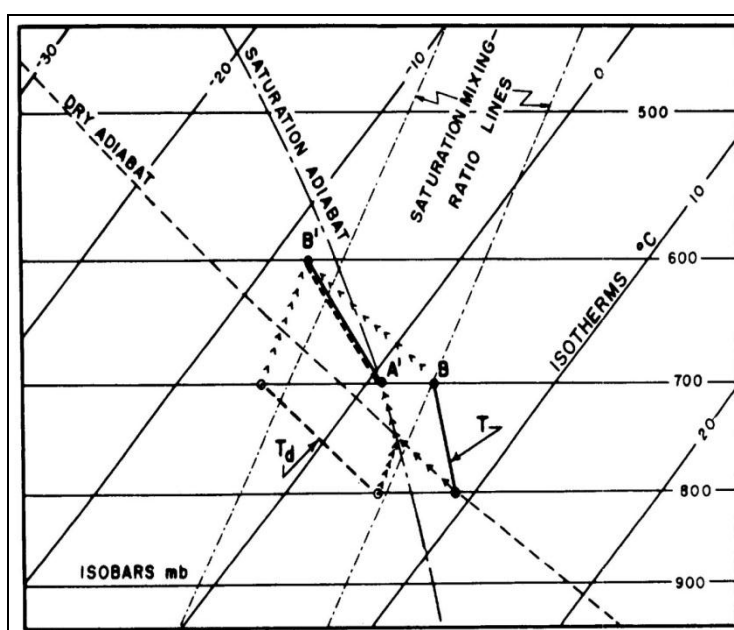
A alteração do perfil termodinâmico associado ao ambiente de formação dos CCM pode ser dada por dois tipos principais de instabilidade: a Instabilidade Potencial e a Instabilidade Convectiva (ALCÂNTARA, 1969).

2.2.1 Instabilidade potencial

Em princípios de 1930, quando os previsores estavam procurando explicar, tanto quanto possível, o tempo em termos de frentes, Rossby (1932) introduziu o conceito de um critério para instabilidade ou estabilidade de uma camada como resultado de seu levantamento inteiro, devido a uma frente ou montanha. Rossby denominou a instabilidade desenvolvida desta forma de “instabilidade convectiva”, um termo impróprio porque sugere que, convecção não se origina por nenhum outro tipo de instabilidade ou levantamento. Mais tarde, Hewson (1963) propôs que este fenômeno podia mais propriamente ser denominado de “instabilidade potencial”, um termo mais apropriado e menos ambíguo que, gradativamente está entrando em uso mais amplo do que “instabilidade convectiva”, hoje utilizada com outro sentido.

Considerando a utilização do método da parcela, tem-se que a mesma, ao ser forçada a ascender (pela montanha) sofre uma expansão adiabática por encontrar um ambiente com menor pressão. Por conseguinte, as variações adiabáticas de temperatura e umidade ocorrem, conforme podem ser facilmente visualizadas na ascensão das parcelas no diagrama SkewT-LogP (Figura 2).

Figura 2 - Representação gráfica da alteração do perfil termodinâmico quando há ascensão adiabática. As linhas T e Td são, respectivamente as curvas de estratificação da temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho. Os pontos A, A', B e B' são relativos ao deslocamento dos pontos inicial (A e B) ao final (A' e B').



Fonte: ALCÂNTARA, 1969.

Comparando-se o estado inicial com o estado final da parcela, é possível verificar, frequentemente, um acréscimo na instabilidade, juntamente com o aumento da umidade ou até saturação. Possibilitando um ambiente propício ao desenvolvimento de nebulosidade.

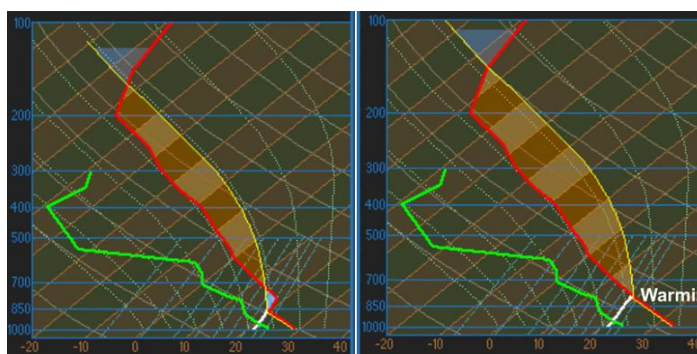
2.2.2 Instabilidade convectiva

O solo absorve a radiação solar causando o aumento da temperatura à superfície. Isto causa o aquecimento das parcelas de ar à superfície, por condução. Estas parcelas de ar aquecidas tendem a se organizarem em grandes “bolhas” que se elevam em virtude da sua força de empuxo em relação ao meio adjacente não aquecido, ou de parcelas menos aquecidas. Se o gradiente já estava adiabático (ou superadiabático), as bolhas sobem rapidamente até alcançarem uma região estável, a qual impede que a ascensão continue. Se o

gradiente inicial é estável, então a subida das parcelas aquecidas à superfície é impedida de se iniciar. Uma vez que algumas bolhas de parcelas aquecidas na base da região estável adquire suficiente empuxo produzido por um ligeiro excesso de temperatura sobre as parcelas circunvizinhas, ou tão logo algumas delas sejam impelidas para cima ou por turbulência mecânica, o seu movimento causa a penetração delas a certa distância dentro da região estável que se superpõem.

No contexto da análise no diagrama SkewT-LogP, percebe-se pela Figura 3, a influência da temperatura máxima no desenvolvimento da convecção se dá na elevação do nível de condensação por levantamento, pela extinção do potencial de inibição da convecção e aumento do potencial convectivo disponível.

Figura 3 - Representação gráfica da alteração do perfil termodinâmico quando há aumento da temperatura da superfície devido ao ciclo diurno. As linhas verde e vermelha representam a estratificação da temperatura do ar e da temperatura do ponto de orvalho, respectivamente. A linha amarela, indica a trajetória da parcela, considerando a ascensão adiabática.



Fonte: COMET.

2.2.3 Índices de instabilidade

Os índices de instabilidade baseados em perfis verticais de temperatura, umidade e vento são usados para sintetizar algumas características termodinâmicas e de cisalhamento do vento típicas de situações convectivas. Os mesmos são interessantes para avaliar o ambiente de formação de tempestades convectivas, chuva, e granizo. Seguem breves informações sobre os índices mais utilizados:

2.2.3.1 Índice Totais-Totais (TT)

O *índice totais-totais* consiste na soma da temperatura e da temperatura do ponto de orvalho no nível de 850 hPa menos o dobro da temperatura em 500 hPa. Valores acima de 50 são considerados como os associados à convecção muito intensa. Este índice é independente da estratificação vertical da umidade, sendo um indicador eficiente para a instabilidade por potencial convectivo, de origem puramente termodinâmica. A equação adiante resume matematicamente o índice TT.

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2.(T_{500})$$

Onde T_{850} e Td_{850} são os valores de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa, respectivamente, e T_{500} é o valor de temperatura do ar em 500 hPa.

2.2.3.2 Índice de levantamento (LI)

O *índice de levantamento* leva em consideração o excesso de temperatura do ambiente no nível de 500 hPa com relação a uma parcela de ar na região úmida (a camada limite, por exemplo, onde a umidade relativa é usualmente maior que 60-65%) levantada até seu NCL (Nível de Condensação por Levantamento), e, então, levantada úmida-adiabaticamente acima do NCL. Um valor negativo do *índice de levantamento* indica a possibilidade de convecção; um valor desse índice menor que -6°C indica a possibilidade de convecção muito intensa; valores menores que -10°C e -15°C também são verificados em alguns casos. O LI denota apenas a instabilidade da camada e é negativo (menor que -3) quando há umidade e calor nos níveis baixos e ar frio em 500 hPa. A equação adiante resume matematicamente o índice LI.

$$LI = T_{500} - T'_{500}$$

Onde T_{500} é a temperatura do ar no nível 500 hPa, e T'_{500} é a temperatura obtida pelo levantamento da parcela de ar com razão de mistura média entre a superfície e o nível de 850.

2.2.3.3 Índice K

O *índice K* leva em consideração a temperatura do nível de 850 hPa menos a temperatura de 500 hPa, somada a temperatura do ponto de orvalho no nível de 850 hPa menos a depressão da temperatura do ponto de orvalho do nível de 700 hPa. Este é um indicador do potencial da instabilidade na metade da porção baixa da atmosfera, bem como da

disponibilidade de umidade na camada limite e redução da flutuação através do entranhamento do ar seco (próximo de 700 hPa). O mesmo é o mais utilizado para previsão de tempestades na ausência de forçantes de larga escala consideráveis.

$$K = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700})$$

Onde T_{850} , T_{700} e Td_{850} Td_{700} são os valores de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa e 700 hPa, respectivamente, e T_{500} é o valor de temperatura do ar em 500 hPa.

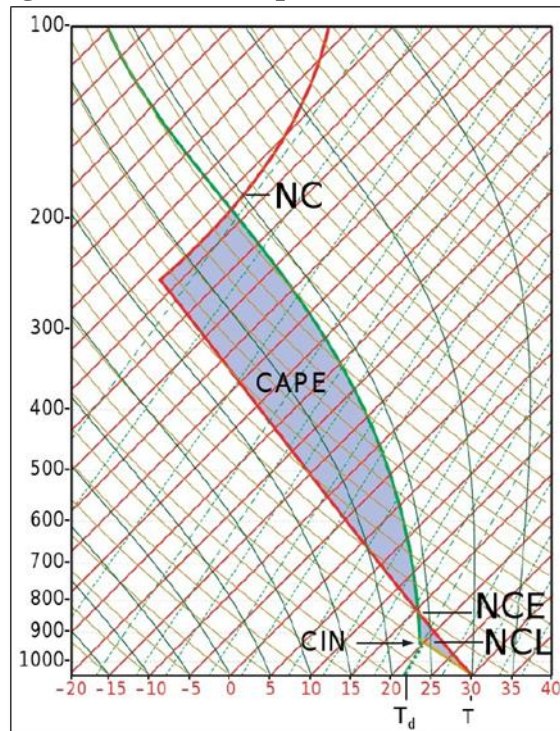
2.2.3.4 Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) e Potencial de Inibição da Convecção (CIN).

A energia potencial necessária à configuração da convecção, dependente da estratificação da temperatura e da umidade, é denominada energia potencial disponível para convecção (do inglês, Convective Available Potential Energy) (CAPE), é medida em $J \cdot kg^{-1}$, e é calculada como a integral da área, no diagrama SkewT-LogP, estendendo-se do nível de convecção por levantamento (NCL) (LCL – Lifting Condensation Level é a sigla utilizada por autores de língua inglesa) até o nível de convecção (NC) (EL – Equilibrium Level), que são limitados pela estratificação da temperatura do ambiente (à esquerda) e da adiábica úmida (à direita). O NCL é o nível a partir do qual existe potencial convectivo, o nível de convecção espontânea (NCE) (LFC – Level of Free Convection) é o ponto a partir do qual existe CAPE positivo, e o NC é o nível onde, acima do mesmo, a parcela não é mais quente que o ambiente, ou seja, é estável. De forma análoga ao cálculo do potencial convectivo, tem-se o potencial de inibição de convecção (do inglês, Convective Inhibition) (CIN). Este último ocorre devido à presença de uma camada estável ou inversão no topo da camada limite planetária, e também é importante no estudo de tempestades convectivas. A Figura 4 exemplifica a marcação gráfica do cálculo do CAPE e do CIN. A representação matemática do cálculo do CAPE é ilustrada pela equação adiante.

$$CAPE = -Rd \int_{NCL}^{NC} (T_A - T_P) d \ln p$$

Onde R_d é a constante universal dos gases, NC é o nível de convecção (topo da nuvem teórica), NCL é o nível de condensação por levantamento (base da nuvem teórica), T_A é a temperatura do ambiente e T_P é a temperatura da parcela. A integração, neste caso, é feita tendo a pressão como eixo vertical, em escala logarítmica.

Figura 4 - Sondagem hipotética ilustrando os conceitos de energia potencial disponível para convecção (CAPE) e inibição da convecção (CIN). O CAPE e o CIN nesta sondagem são indicados pela área sombreada.



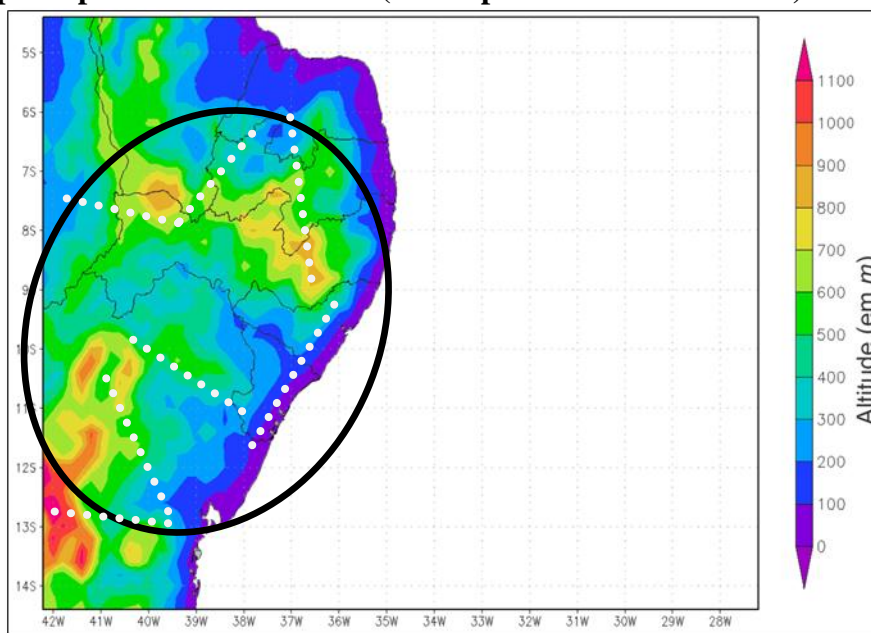
Fonte: Autor, 2011. Adaptada de WALLACE; HOBBS, (2006).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

1.1 Área de estudo

A região de interesse deste trabalho compreende a costa leste da região Nordeste do Brasil (Figura 5), onde se verifica um altiplano com picos de até 1000m. Esta barreira de montanhas, o Planalto da Borborema, por sua proximidade com o oceano em uma região onde os alísios de SE são predominantes praticamente o ano inteiro, se apresenta como uma região onde a topografia exerce grande influência no regime de precipitação.

Figura 5 - Recorte de um mapa de topografia da região Nordeste do Brasil com destaque para a área de atuação dos CCM (elipse de contorno preto) e para as principais linhas de encosta (linhas pontilhadas em branco).



Fonte: CPTEC/INPE (Dados de entrada do Modelo ETA de alta resolução).

3.2 Determinação dos casos

Albuquerque (2011) realizou minuciosa análise dos eventos caracterizados como CCM, conforme visto em Maddox (1980), na região que engloba a área de estudo deste trabalho. A autora identificou 80 casos de CCM, entre 1999 e 2009. Como forma de acordo de cooperação entre os integrantes do Laboratório de Meteorologia Sinótica e Física da Universidade Federal de Alagoas, a cessão das informações sobre os eventos estudados

serviram como base para a realização deste trabalho. O Anexo B, mostra as datas de ocorrência dos CCM no NEB.

Tendo como base os dados supracitados, foi realizada, utilizando software de planilha eletrônica, a estatística de ocorrência dos CCM no NEB, levando em consideração a sazonalidade dos mesmos.

3.3 Trajetórias dos CCM quanto à topografia

Para caracterizar as trajetórias dos CCM quanto à topografia, foram traçadas retas paralelas aos desníveis (linhas tracejadas na Figura5), aqui denominadas de *linhas de encosta*. Para fim de estudo detalhado, o ciclo de vida dos CCM foi dividido em três pontos distintos: *início*, *maturação* e *dissipação*. As trajetórias dos sistemas analisados para a classificação quanto à topografia foram divididas em dois períodos distintos: *desenvolvimento*, englobando o trecho entre os pontos início e maturação, e *declínio*, envolvendo o trecho entre os pontos maturação e dissipação. As trajetórias foram classificadas quanto à topografia como *ascendente*, *não varia*, e *descendente*, conforme a altura dos pontos inicial e final.

Um software de planilha eletrônica foi utilizado para realizar a contabilização dos eventos e a classificação dos mesmos quanto à topografia (Anexo C). Tal análise é necessária para auxiliar na identificação de possíveis influências no perfil termodinâmico da atmosfera associada à ocorrência dos eventos.

3.4 Influência da topografia nos perfis termodinâmicos associados aos CCM

Foram utilizadas duas fontes de dados para a análise do perfil termodinâmico da atmosfera nos casos de CCM: dados reais obtidos através das sondagens atmosféricas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e dados de reanálises do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), descritos a seguir.

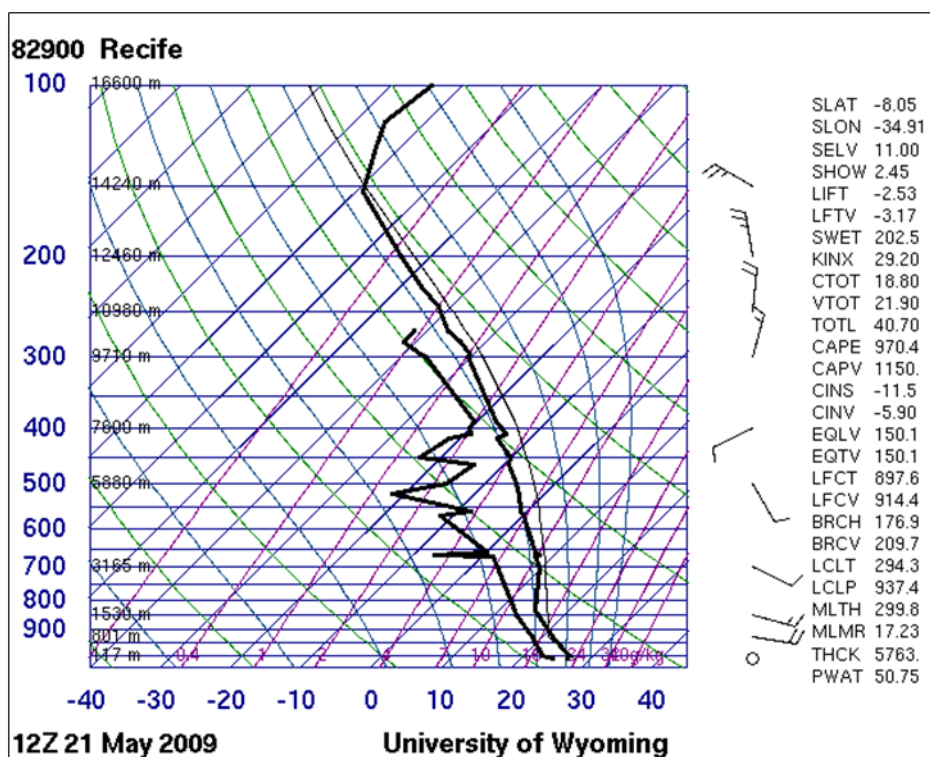
3.4.1 Dados de sondagens atmosféricas

Foram coletados, para os dias dos eventos, os dados da estação meteorológica de altitude localizada na cidade do Recife (8° 04' 03" S e 34° 55' 00" W), Estado de Pernambuco, dentro da área de estudo. Administrada pelo INMET, a referida estação realiza uma observação diária do perfil vertical da atmosfera. Os dados foram coletados do

repositório da University of Wyoming¹, que armazena as informações e as disponibiliza em formato de texto e de imagem, com os dados plotados em um diagrama SkewT-LogP.

Os dados foram analisados de duas maneiras distintas. Sob forma de texto, os mesmos foram tratados através de rotinas de programação, de forma que foram extraídas principalmente as informações sobre índices de instabilidade e vento em altitude para serem trabalhadas em software de planilha eletrônica, onde foi realizada estatística dos dados. A análise visual das características de nebulosidade e camadas de instabilidade na atmosfera, nos casos estudados foi realizada através dos dados de temperatura e umidade plotados no diagrama SkewT-Log-P (vide exemplo na Figura 6).

Figura 6 - Perfil de temperatura e umidade no diagrama SkewT-LogP.



Fonte: UNIVERSITY OF WYOMING, (2009).

Segundo o Documento nº 8 da OMM, a área de abrangência dos dados de uma estação de radiossondagem é de 300km. Portanto, quando na ocorrência de CCM fora deste círculo de abrangência dos dados reais, os mesmos são descartados de forma a não fazer parte da estatística, por não oferecerem informações válidas sobre a atmosfera do evento. Devido à

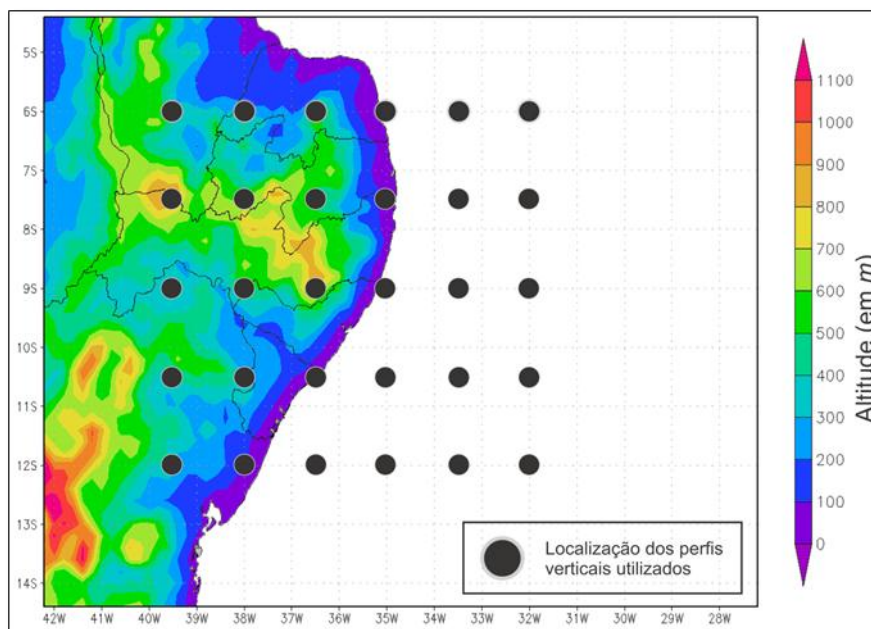
¹ Acesso no link: < <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> >

qualidade dos dados, o que inclui sua resolução espacial de 1,5 por 1,5 graus, e à ampla distribuição no globo de forma a incluir a totalidade da área de estudo, foram utilizados neste trabalho os perfis criados com dados de reanálises do ECMWF.

3.4.1 Dados do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)

Foram coletados dados do projeto *ECMWF Interim Reanalysis Data Archive*, que disponibiliza arquivos de reanálises desde 1979 até a atualidade (DEE et al., 2001). Os dados de temperatura do ar, umidade relativa do ar e vento em componentes zonal e meridional nos níveis 1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1, foram utilizados para a construção dos perfis verticais de temperatura e umidade, no diagrama SkewT-LogP. Os dados mencionados estão espaçados em $1,5^\circ \times 1,5^\circ$, e, dentro da área de estudo, foram utilizados os perfis válidos para os horários dos eventos, na grade ilustrada na Figura 7, a seguir.

Figura 7 - Distribuição dos pontos de grade utilizados para a construção dos perfis verticais de temperatura e umidade no diagrama SkewT-Log-P, com dados do ECMWF.



Fonte: Autor, 2012. Adaptada de ECMWF, (2012).

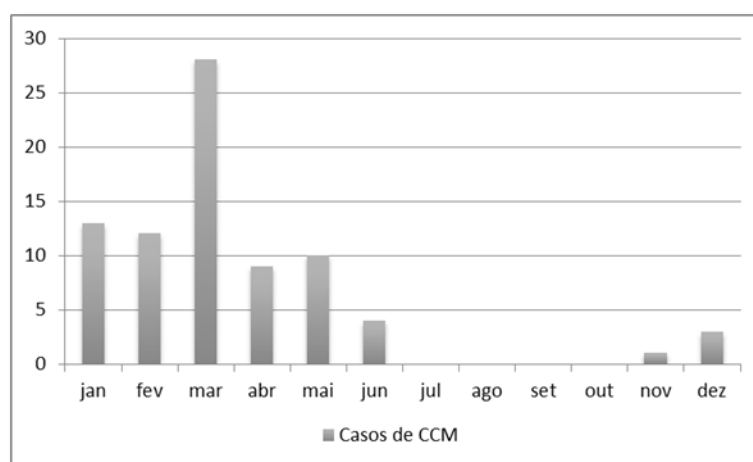
A partir da análise dos perfis verticais de temperatura e umidade no diagrama SkewT-LogP, foi possível a realização do cálculo de vários índices de instabilidade, bem como inferir o ambiente de formação de nebulosidade do local. Os valores dos índices foram contabilizados em software de planilha eletrônica.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Ocorrência de CCM no NEB

Entre 1999 e 2009 foi identificada a ocorrência de 80 casos de CCM no NEB (ALBUQUERQUE, 2011). Os mesmos desenvolveram-se principalmente entre os meses de janeiro a maio, principalmente em março, conforme ilustrado na Figura 8, adiante.

Figura 8 - Distribuição mensal do número de casos de CCM no NEB entre 1999 e 2009.



Fonte: ALBUQUERQUE, 2011.

A maior parte dos casos ocorreu fora da estação chuvosa da região, que, segundo Molion e Bernardo (2002), vai de abril a julho. 53 casos (66%) foram contabilizados somente entre janeiro e março. Esta grande quantidade de eventos atuando em uma época de “estiagem” é preocupante para os órgãos de previsão, dado seu alto potencial destrutivo, uma vez que, em tese, tais eventos não são esperados. Os órgãos de previsão deverão atentar-se, portanto, ao ambiente de formação dos CCM, para que seja possível a elaboração de um sistema de alerta para o desenvolvimento dos mesmos.

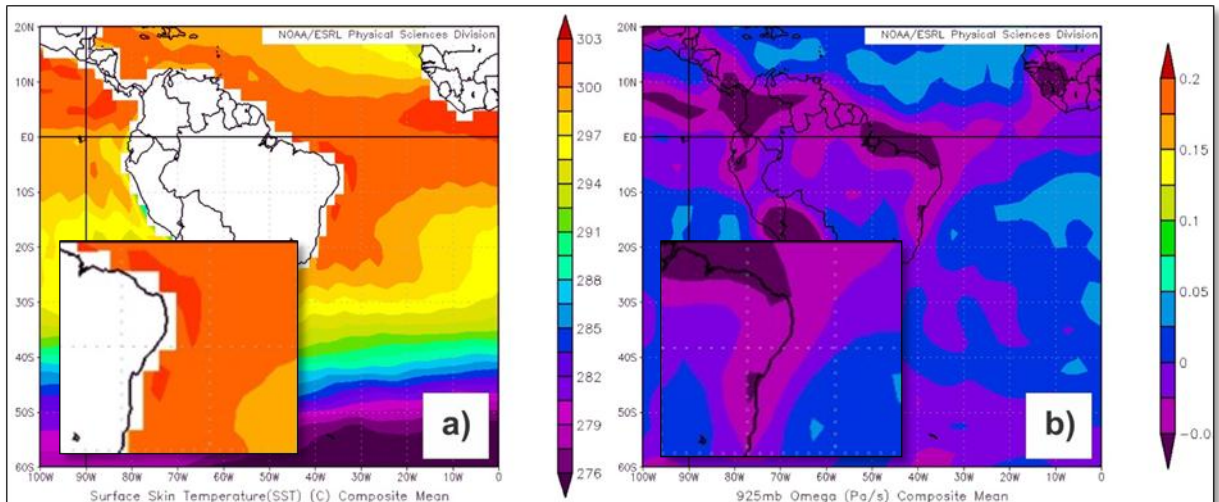
4.2 Ambiente sinótico-climatológico associado à formação dos CCM

4.2.1 Análise do ambiente de escala sinótica

A análise do ambiente de formação dos CCM em larga escala deu-se pelo cômputo de algumas variáveis meteorológicas e climatológicas de interesse à Meteorologia nos trópicos,

estas são: médias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (Figura 9a), Ômega em 925 hPa (Figura 9b), e do vento em 1000 hPa e 300 hPa (Figura 10).

Figura 9 - Média para os casos de CCM ocorridos no NEB entre 1999 e 2009 de a) temperatura da superfície do mar e b) ômega (velocidade vertical) em 925 hPa. No detalhe, a área de estudo.

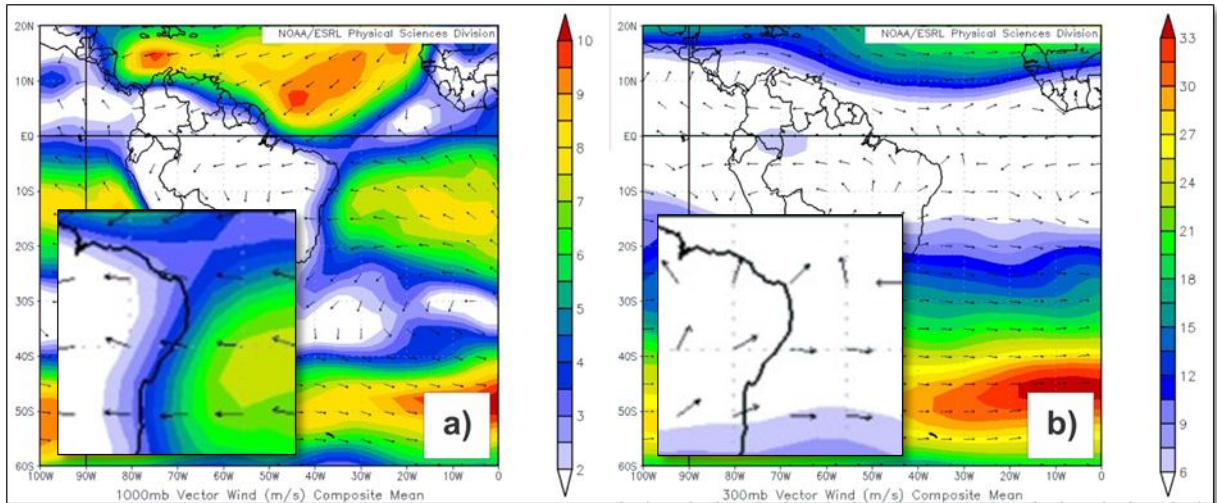


Fonte: NOAA/ESRL, (2012).

Nota-se que há um núcleo de valores altos de TSM (até 29°C), assim como, na mesma região há também uma área com valores negativos de velocidade vertical, sobreposta à região de ocorrência dos CCM. A temperatura da superfície do mar é um fator preponderante para o desenvolvimento de tempestades na região tropical, áreas com valores próximos a 27°C já são altamente propícias à formação de convecção (MOURA e SHUKLA, 1981). Para os casos estudados, os valores de TSM encontrados, em associação com o núcleo de ômega negativo, reforçam um ambiente de instabilidade latente, onde o fornecimento de umidade altera o padrão termodinâmico, resultando no aumento do potencial convectivo disponível.

Outro fator condicionante a formação e deslocamento das áreas de instabilidade é a variação do vento com altitude, ou cisalhamento do vento. Para os casos de CCM estudados, os mapas com as médias dos ventos em superfície e em altos níveis foram gerados, resultando na Figura 10, adiante.

Figura 10 - Média para os casos de CCM ocorridos no NEB entre 1999 e 2009 de vento (direção em vetor e velocidade sombreada) em a) 1000 hPa e b) 300 hPa.



Fonte: NOAA/ESRL, (2012).

Percebe-se que em baixos níveis (Figura 10a), há atuação de uma corrente de leste e com componente de sudeste na costa do NEB. Ainda em baixos níveis, verifica que há uma diminuição da magnitude da velocidade à medida que o escoamento se aproxima do continente. A diminuição da velocidade do vento, neste caso desde 8m/s a 10° de longitude da costa até valores próximos de 2m/s dentro do continente, resulta na convergência do fluxo decorrente do acúmulo de massa, fenômeno muito comum na costa do NEB, principalmente devido ao fato de a mesma estar sob constante influência dos Ventos Alísios de sudeste (MOLION e BERNARDO, 2002). A configuração do vento em altos níveis também exerceu influência na formação do ambiente de formação dos CCM estudados. Foi visto que há um padrão de difluência do vento em altos níveis, associado à convergência de massa de baixos níveis.

4.3 Ambiente físico e termodinâmico associado aos CCM

Dados de reanálises do ECMWF foram utilizados para a construção dos perfis verticais da atmosfera em três pontos da trajetória dos CCM analisados: início, maturação e dissipação.

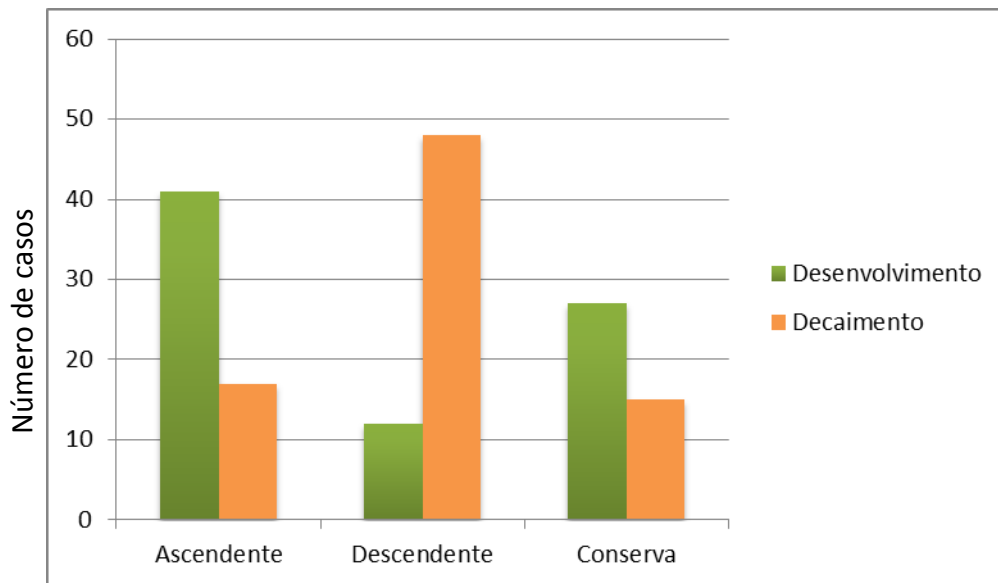
Para cada um dos dois períodos da trajetória, *desenvolvimento* e *decaimento*, foi avaliada a característica do deslocamento quanto à topografia, divididos em *ascendente*, *não*

varia e descendente, para os que ascendem a montanha, permanecem no mesmo nível de altura entre o início e o fim do deslocamento e os que descem a montanha, respectivamente.

4.3.1 Influência da topografia no desenvolvimento dos CB

A distribuição dos tipos de trajetória, com relação à topografia nos intervalos *Desenvolvimento* e *Decaimento* é mostrada na **Figura 11**.

Figura 11 - Tipo de trajetórias dos CCM quanto à topografia.



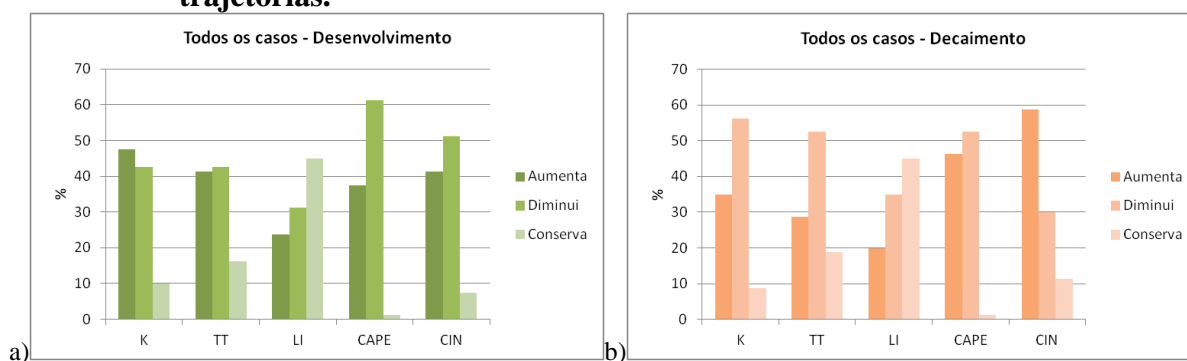
Fonte: Autor, 2012.

Percebe-se que no período de *Desenvolvimento* predominam as trajetórias tipo *Ascendente*, com 41 casos (51%) enquanto que no período de *Decaimento*, prevalecem as trajetórias tipo *Descendente*, com 48 casos (60%). Logo, pode-se inicialmente inferir que há influência da topografia do desenvolvimento dos CCM, bem como no decaimento.

4.3.1.1 Influência da topografia na variação da instabilidade (índices termodinâmicos)

A variação dos índices de instabilidade durante os dois intervalos da trajetória dos CCM (desenvolvimento e decaimento) foi avaliada. As figuras adiante mostram a porcentagem dos casos em que houve aumento, diminuição e conservação dos valores dos índices quando das trajetórias envolvendo todos os casos, bem como dos tipos *trajetória ascendente*, *trajetória que conserva altitude* e *trajetória descendente*.

Figura 12 - Variação da instabilidade mostrada pelos índices nos períodos de desenvolvimento (a) e decaimento (b), considerando todos os tipos de trajetórias.



Fonte: Autor, (2012).

No conjunto total dos dados de CCM, percebe-se que durante a fase de desenvolvimento, ou seja, do estágio inicial ao estágio de desenvolvimento máximo, o índice K mostrou instabilização (aumento do valor de instabilidade em relação ao ponto anterior da trajetória) na maioria dos casos (48%), enquanto no decaimento o mesmo mostrou estabilização dos perfis em mais de 55% dos casos. O fato de o índice K ter esse comportamento nos casos de CCM depende da característica do índice, que é mais eficiente para mostrar instabilidade em ambientes onde não há forçantes sinóticas ou de larga escala, ou seja, o índice K neste caso mostrou o potencial convectivo do ambiente associado aos CCM independente da ascensão da parcela montanha acima. Ambiente esse que é caracterizado por altas temperaturas à superfície, e também pelo fornecimento de umidade devido aos altos valores de TSM nas adjacências.

Analisando o índice TT para todos os casos percebe-se que o mesmo ilustrou estabilização da parcela no desenvolvimento na tímida maioria dos casos (42%), quase empatado com a quantidade dos casos em que houve instabilização indicada por esse índice. No decaimento, o mesmo índice mostrou-se disparado como ilustrador da estabilização na grande maioria dos casos (53%). De cunho puramente térmico, os valores de instabilidade encontrados por este índice mostram ascensão da parcela puramente devida ao forte gradiente térmico entre as camadas médias e baixas da atmosfera, sendo este um bom indicador de tempestades com granizo, nas latitudes médias.

O índice LI, dentro do universo de todos os casos, por sua vez, na maioria dos eventos (43%) mostrou conservação da instabilidade quando na fase de desenvolvimento. Na fase de decaimento, o referido índice mostrou estabilização de mais de 42% dos casos. Uma

característica do índice LI é ilustrar a instabilidade através da diferença de temperatura em médios níveis e a temperatura e umidade da superfície. Como nos casos estudados não houve forte gradiente vertical de temperatura que possibilitasse o levantamento da parcela, conforme ilustrado nesse índice, não foi possível que o LI servisse para a identificação precisa das tempestades severas na região de estudo.

A análise do potencial convectivo disponível (CAPE) para todos os casos mostra a maioria dos casos na fase desenvolvimento (61%) tendo diminuição dos valores do CAPE entre o estágio inicial e o final, com o CIN apresentando o mesmo padrão. Na fase de decaimento, percebe-se um grande aumento dos casos onde houve acréscimo de valor do CIN. A diminuição da estabilidade refletida pela diminuição do CIN na maioria dos casos de desenvolvimento ilustra o desenvolvimento do ambiente para formação dos CCM, enquanto no estágio de decaimento, o aumento do CIN na maioria dos casos ilustra a estabilização deste ambiente.

A **Tabela 2** mostra os valores médios, máximos e mínimos de instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos, considerando todos os casos estudados e nos dois períodos da trajetória (Desenvolvimento e decaimento).

Tabela 2 - Valores de variação da evolução da instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos nos períodos de desenvolvimento e decaimento – Todos os casos.

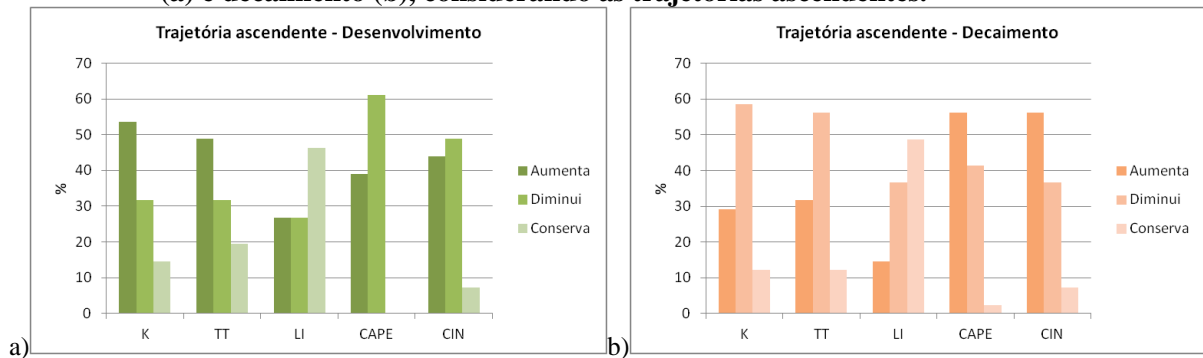
Índice	Desenvolvimento			Decaimento		
	Máxima	Média	Mínima	Máxima	Média	Mínima
K	12	-1	-22	23	-1	-18
TT	5	0	-9	11	-1	-9
LI	3	0	-5	3	0	-2
CAPE	606	-57	-1404	785	-65	-765
CIN	128	-7	-129	294	13	-171

Fonte: Autor, (2012).

Foi vista pouca variação da instabilidade indicada pelos índices, em média, tanto na fase de desenvolvimento quanto na fase de decaimento. Analisando os valores máximos e mínimos, foi visto que as variações mais expressivas são indicadas pelo CAPE, CIN e índice K.

A análise dos casos em que houve ascensão na montanha é feita a seguir. A Figura 13, mostra as percentagens dos casos onde houve aumento, diminuição ou conservação da instabilidade indicada pelos índices já citados.

Figura 13 - Variação da instabilidade mostrada pelos índices nos períodos de desenvolvimento (a) e decaimento (b), considerando as trajetórias ascendentes.



Fonte: Autor, (2012).

Nos casos onde a característica das trajetórias dos CCM foi de ascensão à montanha, os índices K e TT mostraram aumento da instabilidade na maioria dos casos, 52% e 49%, respectivamente, considerando a fase de desenvolvimento. O inverso foi verificado na fase de decaimento, onde a maioria dos valores desses índices indicou diminuição da instabilidade, com 59% e 58%, respectivamente. Como o efeito da ascensão orográfica altera o padrão de umidade e estabilidade das camadas mais baixas, como será visto adiante no tópico de Instabilidade Potencial, percebe-se a influência da orografia na instabilidade da parcela, mostrada pelos índices.

O padrão de instabilização mostrado pelo índice LI no estágio de desenvolvimento dos CCM que ascenderam à montanha é definido de forma que a maioria dos eventos (57%) mostrou-se por conservar os valores destes índices. No decaimento este padrão permanece, com 49%.

O potencial convectivo disponível, por sua vez, apresentou um comportamento diverso, tendo seus valores indicando estabilização no desenvolvimento, e instabilização no decaimento.

A **Tabela 2** mostra os valores médios, máximos e mínimos de instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos, considerando os casos com trajetória ascendente e nos dois períodos da trajetória (Desenvolvimento e decaimento).

Tabela 3 - Valores de variação da evolução da instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos nos períodos de desenvolvimento e decaimento – Casos ascendentes.

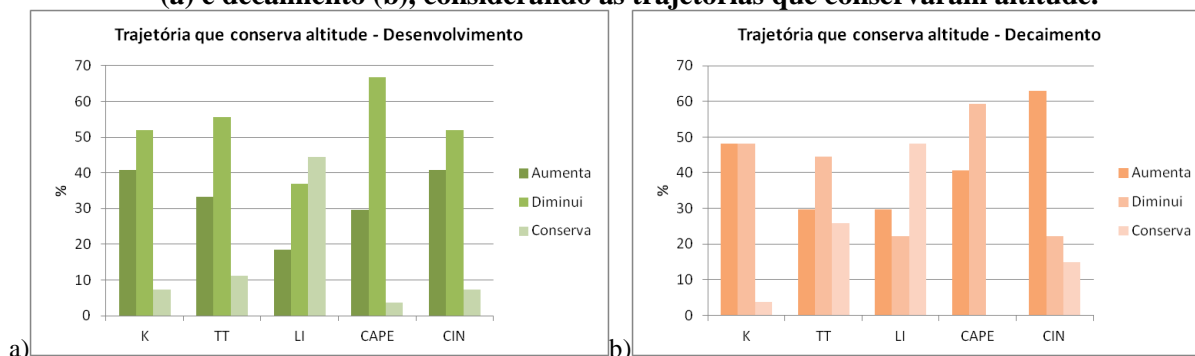
Índice	Desenvolvimento			Decaimento		
	Máxima	Média	Mínima	Máxima	Média	Mínima
K	12	1	-8	10	-1	-14
TT	5	0	-9	11	-1	-7
LI	3	0	-5	2	0	-2
CAPE	606	-70	-1404	400	-59	-655
CIN	47	-8	-111	135	2	-109

Fonte: Autor, (2012).

Foi vista pouca variação da instabilidade indicada pelos índices, em média, tanto na fase de desenvolvimento quanto na fase de decaimento. Analisando os valores máximos e mínimos, foi visto que as variações mais expressivas são indicadas pelo CAPE, CIN e índice K, no entanto, o valor mínimo encontrado para a variação da instabilidade na fase de desenvolvimento foi menor em relação ao valor visto quando todos os casos foram analisados em conjunto. Isso indica a sensibilidade do índice K à instabilização resultante da ascensão orográfica, estes valores de instabilidade, uma vez associados à ocorrência de CCM, corroboram a assertiva de que o índice K é melhor indicador desta instabilização.

O comportamento da instabilidade das trajetórias que conservaram altitude encontra-se descrito adiante. A **Figura 14**, mostra as percentagens dos casos onde houve aumento, diminuição ou conservação da instabilidade indicada pelos índices já citados.

Figura 14 - Variação da instabilidade mostrada pelos índices nos períodos de desenvolvimento (a) e decaimento (b), considerando as trajetórias que conservaram altitude.



Fonte: Autor, (2012).

Sob a ótica dos índices K e TT, e do CAPE, percebe-se que nas trajetórias em que houve conservação da altitude durante seu deslocamento, tanto no período de desenvolvimento quanto no decaimento, houve indicação de diminuição da instabilidade. No entanto, analisando-se o CIN, percebe-se que houve diminuição dos valores desta medida na maioria dos casos (52%) no desenvolvimento e aumento da estabilidade na maioria dos casos (63%) no decaimento.

Analisando o índice LI, nos casos que conservaram altitude ao longo de sua trajetória percebe-se que houve conservação da instabilidade indicada por este índice na maioria dos casos e em ambos os trechos da trajetória.

A **Tabela 4** mostra os valores médios, máximos e mínimos de instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos, considerando os casos com trajetória que conserva altitude e nos dois períodos da trajetória (Desenvolvimento e decaimento).

Tabela 4 - Valores de variação da evolução da instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos nos períodos de desenvolvimento e decaimento – Casos que conservam altitude.

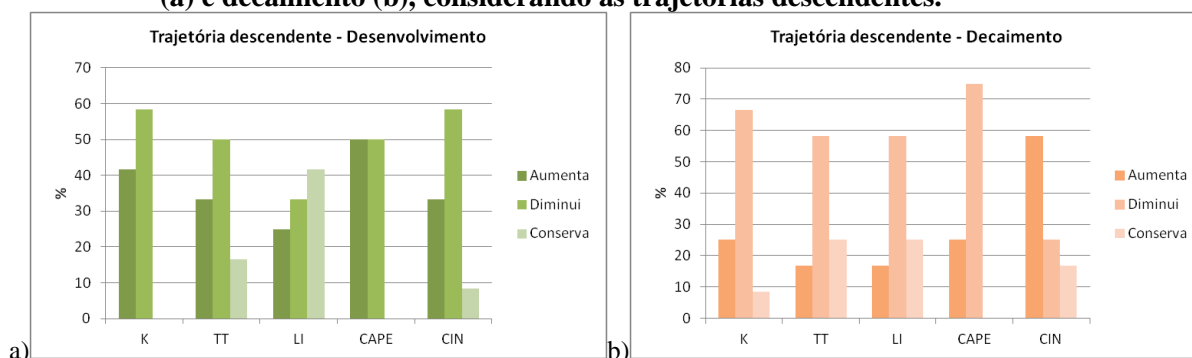
Índice	Desenvolvimento			Decaimento		
	Máxima	Média	Mínima	Máxima	Média	Mínima
K	7	-2	-22	23	1	-17
TT	5	-1	-6	6	0	-9
LI	2	0	-1	2	0	-2
CAPE	554	-73	-610	785	-20	-389
CIN	128	-5	-129	294	22	-171

Fonte: Autor, (2012).

Foi vista pouca variação da instabilidade indicada pelos índices, em média, tanto na fase de desenvolvimento quanto na fase de decaimento. Analisando os valores máximos e mínimos, foi visto que as variações mais expressivas são indicadas pelo CAPE, CIN e índice K, no entanto, a variação para menos do CAPE foi menos expressiva em comparação com os dois casos anteriores, o que remete à presença de instabilização de ordem termodinâmica.

O comportamento da instabilidade das trajetórias descendentes encontra-se descrito adiante. A **Figura 15** mostra as percentagens dos casos onde houve aumento, diminuição ou conservação da instabilidade indicada pelos índices já citados.

Figura 15 - Variação da instabilidade mostrada pelos índices nos períodos de desenvolvimento (a) e decaimento (b), considerando as trajetórias descendentes.



Fonte: Autor, (2012).

Analisando os casos onde a trajetória no geral apresentou-se por descender a montanha, os índices K e TT mostraram que na grande parte dos casos (59% e 50%, respectivamente) houve estabilização da parcela entre o estágio inicial e o de desenvolvimento máximo. O LI não indicou mudança de instabilidade na maioria dos casos no desenvolvimento. O CAPE, no desenvolvimento, teve valores iguais para estabilização e instabilização da parcela.

No estágio de decaimento, todos os índices avaliados indicara estabilização da parcela na maioria dos casos. No caso especial das trajetórias descendentes à montanha, somam-se dois fatores à instabilidade da parcela: a estabilidade resultante da compressão adiabática resultante da trajetória e o “consumo” de instabilidade pelo CCM em estágio de dissipação.

A **Tabela 4** mostra os valores médios, máximos e mínimos de instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos, considerando os casos com trajetória que conserva altitude e nos dois períodos da trajetória (Desenvolvimento e decaimento).

Tabela 5 - Valores de variação da evolução da instabilidade indicada pelos índices termodinâmicos nos períodos de desenvolvimento e decaimento – Casos descendentes.

Índice	Desenvolvimento			Decaimento		
	Máxima	Média	Mínima	Máxima	Média	Mínima
K	9	-2	-11	7	-4	-18
TT	4	0	-4	2	-2	-9
LI	2	0	-2	3	1	-2
CAPE	434	20	-610	255	-186	-765
CIN	20	-6	-37	190	28	-59

Fonte: Autor, (2012).

Foi vista pouca variação da instabilidade indicada pelos índices, em média, tanto na fase de desenvolvimento quanto na fase de decaimento. Deve-se atentar para o alto valor de instabilização mínimo encontrado, como consequência da estabilização relacionada com o escoamento descendente, remetendo outra vez a sensibilidade do índice K às mudanças de instabilidade de ordem orográfica.

A análise dos índices termodinâmicos associados à ocorrência dos CCM estudados, utilizando dados da radiossonda localizada em Recife foi limitada ao horário e local de abrangência desse dado. A **Tabela 6**, adiante, ilustra os valores máximos, médios e mínimos encontrados.

Tabela 6 - Valores dos índices termodinâmicos associados à passagem de CCM sobre a área de atuação dos dados de Radiossondagem do Recife-PE. Fonte: University of Wyoming.

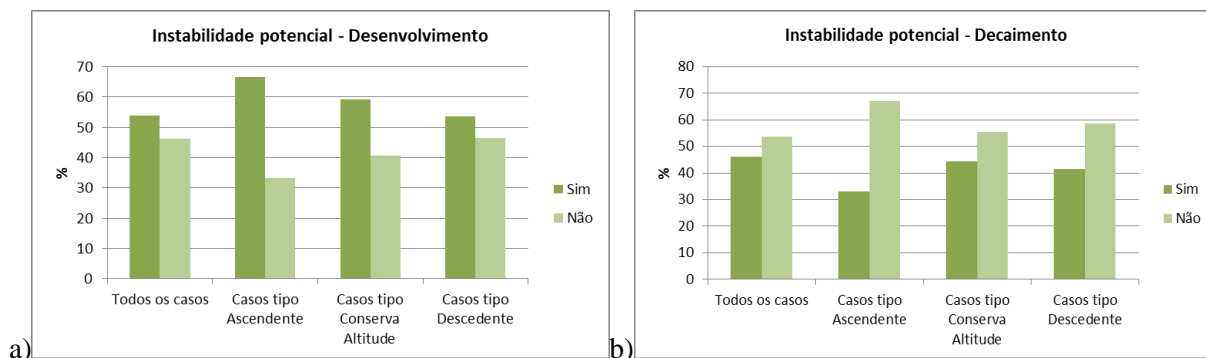
Índice	Máximo	Média	Mínimo
K	37,3	28,5	2,9
TT	47,0	41,3	33,6
LI	-4,7	-0,5	3,14
CAPE	1646,7	369,2	0

Fonte: Autor, (2012).

Dentre os índices analisados, destaca-se que o TT indica instabilidade em todos os casos, tendo seu valor médio e mínimo ainda associado à ocorrência de tempestades, conforme valores de referência (Silva Dias, 1987). Entretanto, os índices K e LI, além do CAPE, apesar de, em média, mostrarem valores condizentes com a literatura, mostraram pouca possibilidade de instabilidade em alguns casos.

A análise da influência direta da presença da montanha no perfil vertical da instabilidade da parcela é analisada adiante. A **Figura 16** ilustra a percentagem dos casos onde houve (Sim) e não houve (Não) influência da montanha no ambiente de formação dos CCM, tendo sido analisados os parâmetros de umidade em baixos níveis e instabilização da parcela.

Figura 16 - Percentagem de ocorrência de instabilidade potencial para os casos de CCM nos dois períodos de todos os tipos de trajetória.



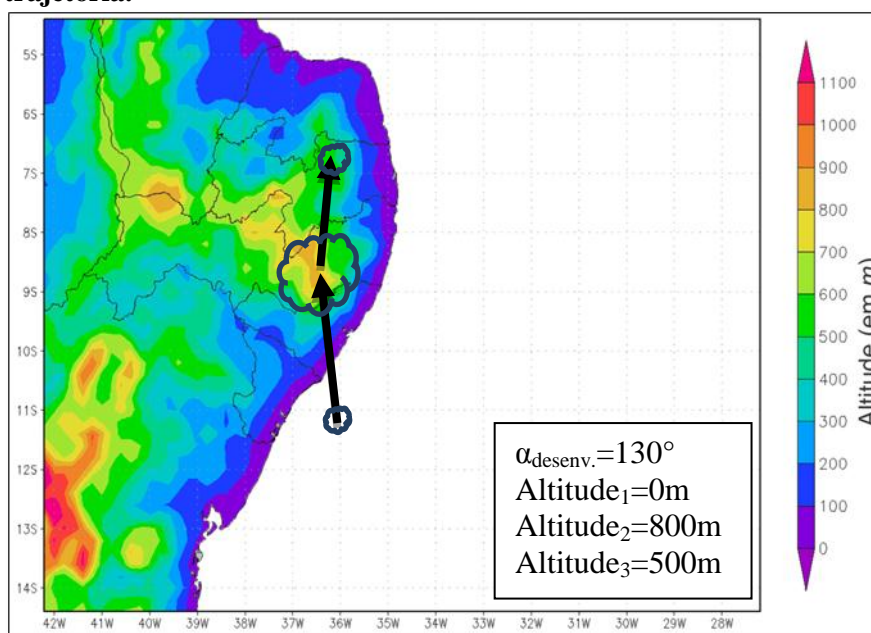
Fonte: Autor, (2012).

Dentro do universo dos 80 casos estudados, foi visto que houve instabilidade potencial em 43 dos casos (54%) na fase de desenvolvimento, contra 37 casos (46%) na fase de decaimento. Nos casos tipo Ascendente (41, no total), totalizou-se 27 eventos (67%) na fase de desenvolvimento, contra 14 (33%) na fase de decaimento. Esse padrão de maioria dos casos de instabilidade potencial no desenvolvimento, contra minoria no decaimento, é a característica mais importante da **Figura 16**, que é crucial na identificação da influência da presença das montanhas no escoamento associado à atuação de CCM na região de estudo. Verifica-se que, não importa o tipo de trajetória, a maioria dos eventos mostra que houve modificação no perfil de umidade e instabilidade em baixos níveis no desenvolvimento dos CCM. Na fase de decaimento (**Figura 16b**), subtende-se que a atuação da instabilidade potencial foi reduzida.

4.3.2 Estudo de caso: Evento de CCM com trajetória ascendente e instabilidade potencial no dia 26/03/2008 das 06Z às 18Z.

A **Figura 17**, adiante, ilustra a trajetória de um caso de CCM ocorrido no dia 26/03/2008, das 06Z às 18Z, observa-se o tipo de trajetória.

Figura 17 - Trajetória do evento de CCM ocorrido no dia 26/03/2008, das 06Z às 18Z. No detalhe, os valores encontrados para o ângulo entre a trajetória e a encosta no período de desenvolvimento e os valores de altitude ao longo dos três pontos da trajetória.

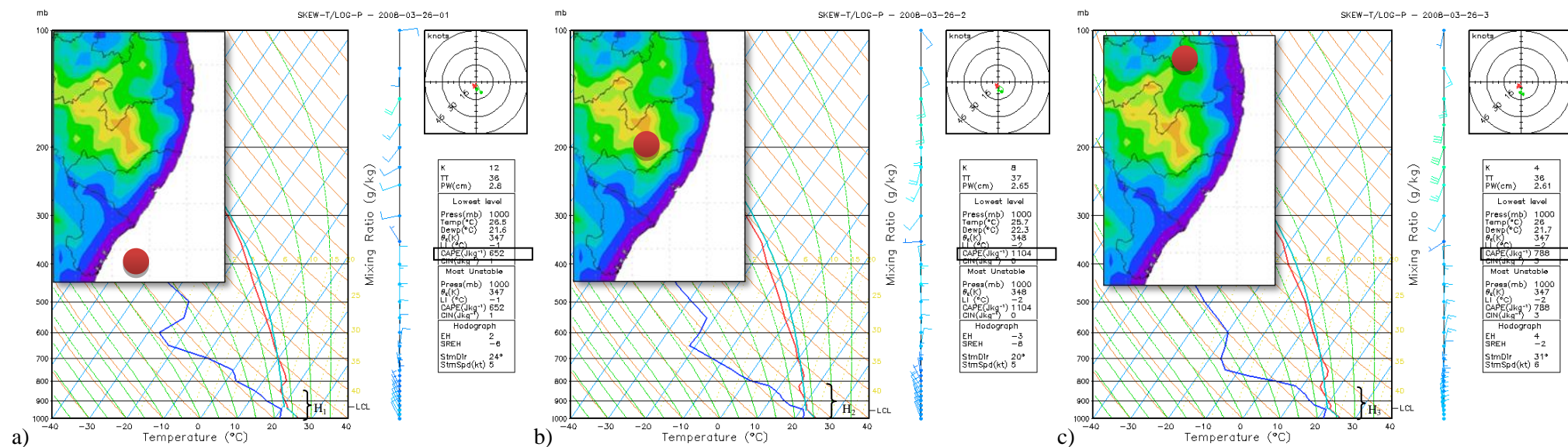


Fonte: Autor, (2012).

Conforme visto na **Figura 17**, neste evento houve trajetória ascendente no desenvolvimento, e descendente no decaimento.

A **Figura 18**, adiante, mostra os perfis verticais de temperatura e umidade para cada ponto (início, maturação e dissipação) da trajetória. Observa-se a variação do potencial convectivo disponível (CAPE) e da espessura da camada úmida (H).

Figura 18 - Perfis verticais de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, ilustrando a evolução da instabilidade potencial nos pontos: a) início (06Z), b) maturação (12Z) e c) dissipação (18Z). Os campos são válidos para o dia 26/03/2008. Em destaque, a altura da camada úmida (H), o valor do CAPE e a posição do perfil em relação à trajetória.

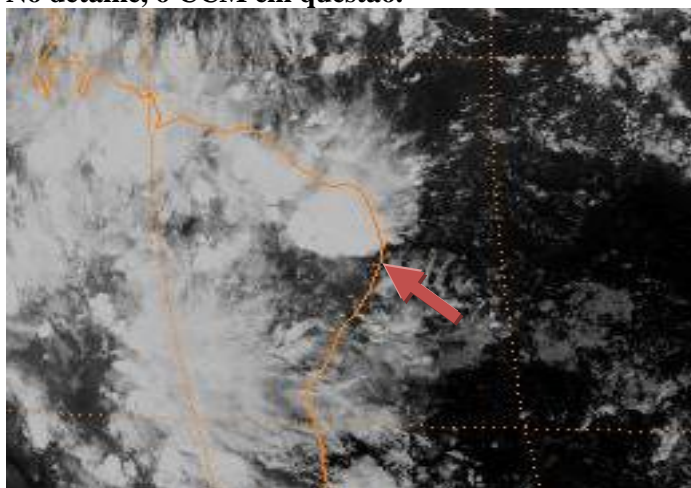


Fonte: Fonte: Autor, 2012. Adaptada de ECMWF, (2012).

Neste evento em que a trajetória apresentou-se ascendente à montanha, percebe-se, ao avaliar os três pontos, que houve influência da topografia na formação da instabilidade, sendo que as alturas (H) das camadas úmidas ($T-T_d \leq 6^\circ\text{C}$) foram: $H_1=120$ hPa; $H_2=150$ hPa e $H_3 = 140$ hPa. Tendo em vista que limite vertical inferior dos dados da sondagem é a superfície, neste caso, sempre próximo aos valores de 1000 hPa, percebe-se a variação da altura do NCL, que diminui no estágio de desenvolvimento máximo do CCM, elevando-se novamente à altura inicial. A camada úmida ($T-T_d \leq 6^\circ\text{C}$) teve um aumento em espessura e nos valores de umidade verificados ao longo desta. Este aumento na espessura veio acompanhado do aumento no potencial convectivo, configurando a situação de instabilização por orografia.

As características físicas e morfológicas do CCM em questão são apresentadas a partir da imagem de satélite do momento do evento (**Figura 19**).

Figura 19 - Recorte da imagem do satélite METEOSAT 9, do dia 26 de março de 2008 às 06UTC. No detalhe, o CCM em questão.



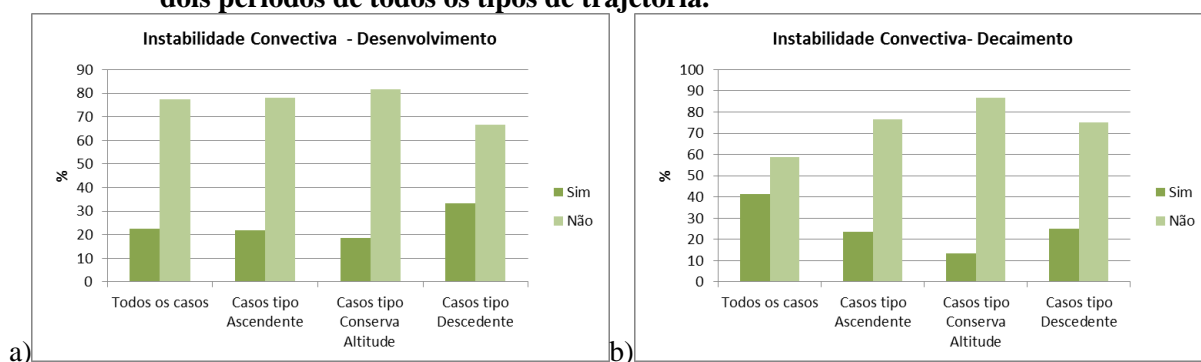
Fonte: Autor, 2012. Adaptada de METEOSAT, 2012.

A área em cinza mais claro, de temperaturas do topo das nuvens com valores abaixo de -32°C , ocupa uma área de aproximadamente 200.000 km^2 , tendo excentricidade aproximadamente circular com diâmetros de 300 e 250 km em seus semi eixos maior e menor, respectivamente.

4.3.3 Influência do ambiente termodinâmico na variação da instabilidade (instabilidade convectiva)

A influência do fornecimento de calor devido ao ciclo diurno é avaliada a seguir. Esta foi inferida a partir da análise da mudança da instabilidade ocasionada pelo aumento da temperatura ao longo da trajetória.

Figura 20 - Percentagem de ocorrência de instabilidade convectiva para os casos de CCM nos dois períodos de todos os tipos de trajetória.



Fonte: Autor, (2012).

Os dados mostraram que não há variação significativa de temperatura durante o ciclo diurno. As diferenças entre a temperatura da superfície no ponto da trajetória e sua temperatura máxima não ultrapassou 4°C em média, e a média da umidade relativa do ar, para os mesmos pontos, foi de 78%. Portanto, a presença de umidade constante, associada ao fornecimento de umidade constante, diminui a amplitude do ciclo diurno, resultando nos dados vistos na **Figura 20**, onde se pode perceber que houve influência da instabilidade convectiva em pouco mais de 20% dos casos na fase de desenvolvimento, e em 41% dos casos na fase de decaimento.

4.4 Modelo conceitual de ocorrência de CCM na região da costa leste do NEB

Tendo como referência os valores dos índices de instabilidade e das variáveis em escala sinótica encontrados neste trabalho, um modelo conceitual que tem como objetivo servir como subsídio para os previsores que atuam na região leste do Nordeste brasileiro é mostrado adiante. Vale ressaltar que o modelo aplica-se às situações onde houve acréscimo de instabilidade por influência da topografia, demonstrado pela atuação da instabilidade potencial.

4.4.1 Ambiente sinótico

Tabela 7: Condições sinóticas favoráveis à formação de CCM na costa leste do NEB.

Condição favorável vista nos casos de CCM no NEB	Observação
Escoamento divergente em 300hPa	A média dos dados de vento em altos níveis para os casos estudados aponta para o setor nordeste da Alta da Bolívia, com padrão de difluência.
Convergência de massa em superfície	Os ventos alísios ao adentrarem no NEB, são sujeitos a um “acúmulo de massa” devido à presença de montanhas.
Valores de TSM acima de 27°C	A média dos dados de TSM para os casos estudados aponta para uma área com valores maiores que 27°C no oceano adjacente à costa do NEB. Isso se deve pela característica local de águas rasas.
Velocidade vertical (Omega) com valores próximos de -0,05 Pa/s	A média dos dados de Omega para os casos estudados mostrou uma região com valores negativos acompanhando a costa do NEB.
Cisalhamento vertical do vento	A média dos dados de direção do vento mostrou variação de até 180° entre a superfície e altitude, cenário favorável ao desenvolvimento de tempestades.

Fonte: Autor, (2012).

4.4.2 Ambiente termodinâmico

Tabela 8: Condições de instabilidade, indicadas pelos índices termodinâmicos, associadas à ocorrência de CCM no NEB.

Condição favorável vista nos casos de CCM no NEB	Valor da literatura para tempestades severas	Observação
Índice K acima de 20	> 30	Foi visto valor máximo de 12, médio de 1 e um caso com -8.
Índice TT acima de 20	> 50	Foi visto valor máximo de 5, médio de 0 e um caso com -5.
Índice LI acima de (menor que) -1	< -6	Foi visto um valor mínimo (mais instabilidade) de -5, médio de 0 e máximo (menos instabilidade) de 3.
CAPE acima de 500	> 1000	Foi visto máximo de 606, médio de -70 e mínimo de -1404.

Fonte: Autor, 2012. Adaptado de Silva Dias, (1987)

Observa-se que os valores indicados que estão associados à ocorrência de CCM no NEB não representam a instabilidade necessária indicada pelos valores de literatura, que são para latitudes médias. Assim, espera-se que haja formação de tempestades severas na costa do NEB mesmo quando não há forçante de ordem termodinâmica, sendo esta menos importante em relação às instabilidades associadas à influência da topografia.

5 CONCLUSÃO

Feita a análise dos 80 eventos de CCM ocorridos entre 1999 e 2009, concluiu-se que a maioria (66%) dos eventos ocorreu entre os meses de janeiro e março, ou seja, fora da estação chuvosa da região de estudo.

As médias dos dados de TSM, Ômega e vento em 1000 hPa e 300 hPa mostram um ambiente propício à formação dos CCM estudados. Foram vistos dois núcleos específicos de movimentos ascendentes e TSM alta ($>27^{\circ}\text{C}$) sobre a área de estudo, assim como foi verificado, na média, um giro de 180° na direção do vento entre a superfície e os níveis mais altos. Ainda, o constante “bombardeio” dos alísios à barlavento do Planalto da Borborema foi importante para a caracterização desse ambiente.

A influência da topografia no desenvolvimento dos CCM se mostrou pela quantidade de casos que apresentaram trajetória ascendente à montanha na fase de desenvolvimento (41%), também, pela quantidade de casos com trajetória descendente no decaimento (48%). Verificou-se que, principalmente nos casos em que a trajetória é ascendente, houve aumento da instabilidade evidenciado pelos índices termodinâmicos, sendo os índices K e TT melhores indicadores desse aumento na instabilidade na fase de desenvolvimento (52% e 49%, respectivamente), bem como o CIN (49% de diminuição). Já na fase de decaimento, em 59% dos casos o índice K mostrou estabilização, seguido do TT, com 58% e do CIN, onde se verificou o aumento do mesmo em 48% dos casos. Observou-se também que na maioria das trajetórias descendentes, os índices mostraram diminuição da instabilidade na fase de desenvolvimento, principalmente os índices K e TT (51% e 53%, respectivamente), diminuição essa que ficou mais evidente na fase de decaimento, onde todos os índices mostraram estabilização. Foi visto que, na maioria dos casos estudados, o CIN apresentou diminuição de seus valores no desenvolvimento e aumento no decaimento.

Quando na ocasião de um evento de CCM ter ocorrido na área de atuação dos dados da radiossonda localizada no Recife-PE, foram contabilizados os dados e foi visto que em média, os índices mostraram instabilidade condizente com a literatura, para os fenômenos meteorológicos vistos. Entretanto, houve casos em que houve CAPE nulo, índice K menor que 10 e LI com valores positivos, valores esses não representativos para os casos estudados.

Considerando as interferências causadas pela presença da barreira de montanhas na instabilidade da parcela e avaliando-se a instabilidade potencial na fase de desenvolvimento, percebeu-se que na maioria dos casos (54%) houve instabilização, principalmente nos casos com trajetória ascendente (65%), seguidos dos que conservam altitude (59%) e, por último, os casos com trajetórias descendentes (52%). Na fase de decaimento, ocorreu o inverso, ou seja, a maioria dos casos mostrou estabilização por ocasião da presença de montanha (52% em todos os casos), especialmente nos casos onde a trajetória era ascendente no desenvolvimento (66%). O estudo de caso mostrou a variação da instabilidade da parcela e a mudança nas características de umidade em baixos níveis, onde foi visto um aumento de 30 hPa na camada úmida na fase de desenvolvimento, e diminuição de 10 hPa no decaimento.

Percebeu-se que a influência da temperatura máxima na mudança do perfil é mínima, pois o ciclo diurno de temperatura na região de estudo não apresenta grande amplitude. O grande fornecimento de umidade na região, devido à presença de correntes marítimas quentes, associadas aos ventos alísios, são a causa da baixa amplitude térmica, pois o vapor d'água é um eficiente retentor de calor. Portanto, foram poucos os casos onde houve instabilização da parcela por razão do fornecimento de calor em baixos níveis devido ao aquecimento diurno.

Tais informações são de elevada importância para a previsão do tempo na região, tendo em vista a característica peculiar do relevo que resulta em diferenças nas configurações de formação de CCM, visto que em plena região tropical, predominam as condições de instabilidade potencial (de ordem dinâmica) em detrimento das instabilidades associadas ao aquecimento (de ordem termodinâmica). Sendo assim, e dada a importância da região de estudo, principalmente no tocante à aviação, ressalta-se a contribuição deste trabalho para os setores de Meteorologia Aplicada, uma vez que o conhecimento das condições de formação de CCM servirá para a elevação do estado de alerta sobre esses sistemas.

REFERÊNCIAS

- ALCÂNTARA, F.; CAMARGO, A. B. **Manual de análise do diagrama Skew-T/Log-P**. Brasília, DF: Ministério da Aeronáutica, 1969. MMA-DR-105-07
- ARAGÃO, J. O. R. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas no nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1976.
- BLANCO, C. M. R. **Processos de intensificação orográfica da precipitação na serra do mar em São Paulo**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- BRADLEY, S. An Atlantic Treatment of Rainfall Enhancement due to Low Hills, In: 13th CONFERENCE ON HYDROLOGY, 13., 1997, Long Beach. **Proceedings ...** Long Beach, 1997. p. 121-124.
- BRASIL. Defesa Civil. AVADAN: **Relatório**: meio: digital. Maceió, 2010.
- CABANA-ON. **Inundação: Mega-Desastre em Alagoas e Pernambuco**, Maceió, 10 set. 2010. Disponível em: <<http://cabana-on.com/Brasil/artigos/artigo28.html>>. Acesso em: 10 set. 2010.
- CALHEIROS, A. J. P. et al. Um evento de precipitação extrema sobre a Costa Leste do Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006. Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: SBMET, 2006.
- CALHEIROS, A. J. P. **Estudo diagnóstico de eventos extremos de tempo e clima no nordeste do Brasil**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2005.
- CAVALCANTI, A. S. **Estudo de caso de precipitação pluvial anômala no nordeste brasileiro: o evento de Fortaleza – abril de 2001**. 2002. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2002.
- CHU, C.-M.; LIN, Y-L. Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. **J. Atmos. Sci.**, v. 57, p. 3817–3837, 2000.
- DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quart. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 137, p. 553-597, 2011.
- GOCHO, Y. Numerical experiment of orographic heavy rainfall due to a stratiform, **Cloud. J. Meteor. Soc. Japan**, Tokyo, v. 56, p. 405-423, 1978.
- GOMES FILHO, M. F.; SOUZA, E. P. Sistemas de mesoescala com propagação sobre a Paraíba: um estudo de caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 7., 1994, São Paulo. **Anais...São Paulo: SBMET, 1994. v.2, p. 183-186.**

HASTENRATH, S. **Climate and circulation of the tropics**. Houston: Atmospheric Sciences Library, 1985.

HEWSON, E. W. The application of wet-bulb potential temperature to air mass analysis. **Quart. Jn. Roy. Met. Soc.**, v. 63, n. 266, p. 387-420, Jul. 1963.

HOUZE, R. A. **Cloud Dynamics**. Academic Press, 1993.

KIRSHBAUM, D. J.; DURRAN, D. R. Atmospheric factors governing banded orographic convection. **J. Atmos. Sci.**, v. 62, p. 3758-3774, 2005.

KIRSHBAUM, D. J. and D. R. Durran, Observations and modeling of banded orographic convection. **J. Atmos. Sci.**, v. 62, p.1463-1479, 2005..

KOUSKY, V. E.; GAN, A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic., **Tellus**, v. 33, p. 538-551, 1981.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Mon. Wea, Rev.**, v. 107, p. 1140-1153, 1979.

LIN, Y.-L., Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. **Terr. Ocean. Atmos.**, **4**, 381–420, 1993.

MELLO, N. G. S., SAKAMOTO, M. S.; TORSANI, J. A. Um estudo de caso de um sistema convectivo de mesoescala observado no Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9. Campos do Jordão. **Anais...Campos do Jordão: SBMET**, Vol 2: P. 940-944, 1996.

MOLION, L.C.B.; BERNADO, S.O., Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, SP, v.17, n.1, p. 2-10, 2002.

MOURA AD & SHUKLA J., On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 38: 2653–2675, 1981.

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: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9. Campos do Jordão. **Anais...Campos do Jordão: SBMET**, Vol 2: p. 971-974, 1996.

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

RAO, V B., LIMA, M. C., FRANCHITO, S.H., SERVAIN, J., On the role of coastal wind in the interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. **TOGA Notes**, 1992.

ROSSBY, C. G.: **Thermodynamics Applied to Air Mass Analysis, trabalhos de Oceanografia e Meteorologia do Instituto Oceanográfico de Woods Hole e ITM**, Vol. 1, nº 3, 41 pág, 1932.

SECRETARIA DE ESTADO DO MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS. Diretoria de Meteorologia. **Monitoramento Climático Junho de 2010**. Maceió (AL). Relatório (meio: digital), 2010.

SERRA, A. B., The general circulation over South América. **Bull. Ame. Meteorol. Soc.**, 22: 173-179, 1941.

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

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: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9. Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBMET, Vol 2: 529-531, 1994.

SMITH, R. B., The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, Vol. 21, Academic Press, 87–230, 1979.

SMITH, R. B., Mechanisms of Orographic Precipitation, *Meteor. Magazine*, 118, pp. 85-88, 1989.

SOUZA, C.A. **Aspectos sinóticos associados à ocorrência do jato em baixos níveis na América do Sul – Reanálise NCEP/NCAR e simulação com MCGA CPTEC/COLA**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos (SP), 57p., 2010.

VAZ, J. C. M; MOLION, L. C. B; CALHEIROS, A. J. P. Análise dos eventos extremos de precipitação de junho de 2001 sobre a Costa Leste do Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15. São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBMET, 2008. 1 CD-ROM.

VELASCO, I. e J. M. FRITSCH. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92 (D8), p. 9591-9613, 1987.

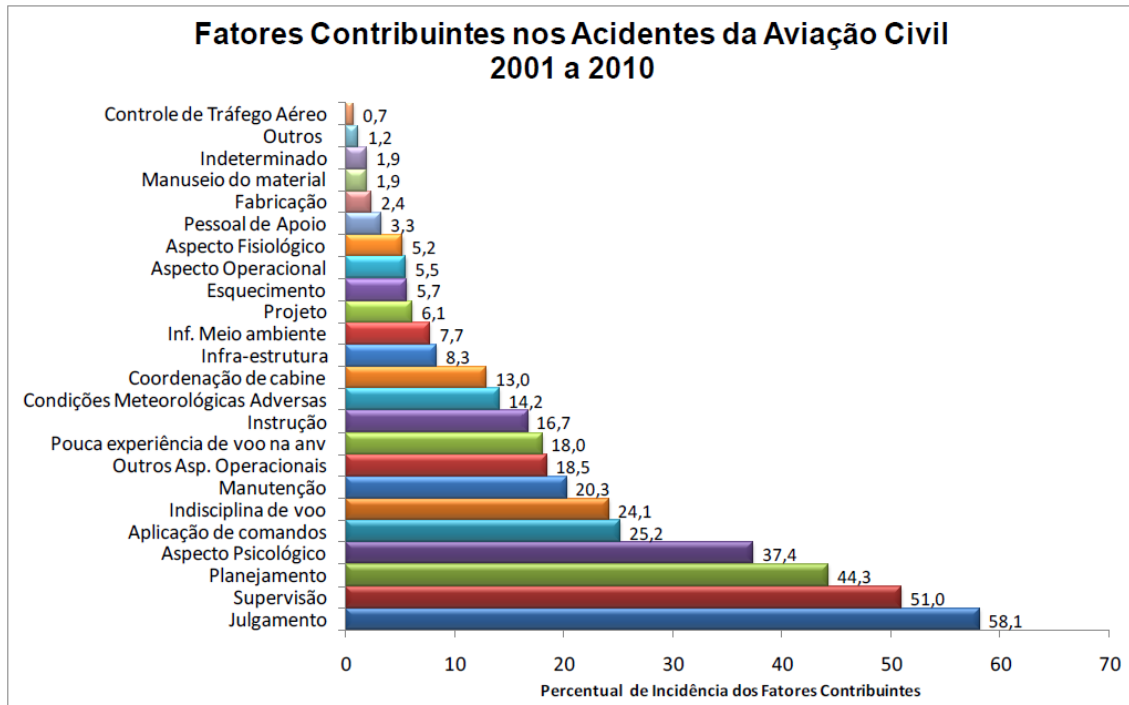
VIRJI, H., A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds, **Mon. Wea. Rev.**, 109: 599-610, 1981.

VITORINO, M. I., SILVA, M. E. S. e ALVES, J. M. B. Classificação de sistemas convectivos de mesoescala no setor norte do Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 12(1): 21-32, 1997.

YAMAZAKI, Y, e RAO, V. B., Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean , **J. Meteor. Soc. Japan**, 55: 203-207, 1977.

ANEXOS

ANEXO A – Estatística de fatores contribuintes nos acidentes aeronáuticos



Atualizado em 12/07/2011

FONTE: CENIPA

ANEXO B – Eventos de CCM ocorridos na área de estudo

# do caso	Data		# do caso	Data
1	30/12/1999		41	11/02/2005
2	31/03/2000		42	16/02/2005
3	25/06/2000		43	27/03/2005
4	03/02/2001		44	29/03/2005
5	09/03/2001		45	30/03/2005
6	10/03/2001		46	01/05/2005
7	12/03/2001		47	04/05/2005
8	13/03/2001		48	02/06/2005
9	29/03/2001		49	06/12/2005
10	31/03/2001		50	12/03/2006
11	18/04/2001		51	23/03/2006
12	02/01/2002		52	25/03/2006
13	06/01/2002		53	09/04/2006
14	15/01/2002		54	19/02/2007
15	05/02/2002		55	22/02/2007
16	14/02/2002		56	23/02/2007
17	15/02/2002		57	29/04/2007
18	04/03/2002		58	30/04/2007
19	05/03/2002		59	01/05/2007
20	18/03/2002		60	29/02/2008
21	20/03/2002		61	15/03/2008
22	01/05/2002		62	18/03/2008
23	31/05/2002		63	19/03/2008
24	12/06/2002		64	25/03/2008
25	19/06/2002		65	26/03/2008
26	23/01/2003		66	27/03/2008
27	28/01/2003		67	29/03/2008
28	17/03/2003		68	30/03/2008
29	18/03/2003		69	06/05/2008
30	30/03/2003		70	09/05/2008
31	04/11/2003		71	02/12/2008
32	11/01/2004		72	20/02/2009
33	14/01/2004		73	22/02/2009
34	15/01/2004		74	02/04/2009
35	17/01/2004		75	10/04/2009
36	18/01/2004		76	14/04/2009
37	19/01/2004		77	29/04/2009

ANEXO B– Eventos de CCM ocorridos na área de estudo. (Continuação)

# do caso	Data		# do caso	Data
38	31/01/2004		78	10/05/2009
39	14/04/2004		79	11/05/2009
40	13/01/2005		80	21/05/2009

ANEXO C – Classificação das trajetórias dos CCM quando a altitude

#	Data	Altitude 1	Altitude 2	Trajectoria Desenv.	Altitude 3	Trajectoria Dec.
1	30/12/1999	500	400	Descendente	200	Descendente
2	31/03/2000	200	400	Ascendente	200	Descendente
3	25/06/2000	0	100	Ascendente	200	Ascendente
4	03/02/2001	500	900	Ascendente	500	Descendente
5	09/03/2001	500	100	Descendente	200	Ascendente
6	10/03/2001	100	100	Conserva Altitude	0	Descendente
7	12/03/2001	500	700	Ascendente	500	Descendente
8	13/03/2001	200	600	Ascendente	200	Descendente
9	29/03/2001	0	600	Ascendente	500	Descendente
10	31/03/2001	500	100	Descendente	0	Descendente
11	18/04/2001	500	700	Ascendente	500	Descendente
12	02/01/2002	200	800	Ascendente	500	Descendente
13	06/01/2002	0	0	Conserva Altitude	0	Conserva Altitude
14	15/01/2002	500	800	Ascendente	500	Descendente
15	05/02/2002	100	800	Ascendente	500	Descendente
16	14/02/2002	0	600	Ascendente	200	Descendente
17	15/02/2002	200	400	Ascendente	500	Ascendente
18	04/03/2002	0	800	Ascendente	500	Descendente
19	05/03/2002	0	0	Conserva Altitude	100	Ascendente
20	18/03/2002	500	700	Ascendente	200	Descendente
21	20/03/2002	500	700	Ascendente	500	Descendente
22	01/05/2002	100	100	Conserva Altitude	500	Ascendente
23	31/05/2002	0	100	Ascendente	0	Descendente
24	12/06/2002	0	0	Conserva Altitude	100	Ascendente
25	19/06/2002	0	0	Conserva Altitude	0	Conserva Altitude
26	23/01/2003	0	100	Ascendente	200	Ascendente
27	28/01/2003	500	800	Ascendente	500	Descendente
28	17/03/2003	0	0	Conserva Altitude	0	Conserva Altitude
29	18/03/2003	500	700	Ascendente	500	Descendente
30	30/03/2003	0	700	Ascendente	500	Descendente
31	04/11/2003	200	200	Conserva Altitude	200	Conserva Altitude
32	11/01/2004	200	100	Descendente	500	Ascendente
33	14/01/2004	500	500	Conserva Altitude	0	Descendente
34	15/01/2004	200	200	Conserva Altitude	100	Descendente
35	17/01/2004	500	500	Conserva Altitude	500	Conserva Altitude
36	18/01/2004	0	100	Ascendente	500	Ascendente
37	19/01/2004	0	0	Conserva Altitude	0	Conserva Altitude

ANEXO C– Classificação das trajetórias dos CCM quando a altitude (Continuação).

#	Data	Altitude 1	Altitude 2	Trajectoria Desenv.	Altitude 3	Trajectoria Dec.
38	31/01/2004	500	700	Ascendente	500	Descendente
39	14/04/2004	100	800	Ascendente	200	Descendente
40	13/01/2005	100	400	Ascendente	100	Descendente
44	29/03/2005	500	500	Conserva Altitude	200	Descendente
45	30/03/2005	500	300	Descendente	0	Descendente
46	01/05/2005	100	400	Ascendente	200	Descendente
47	04/05/2005	0	0	Conserva Altitude	100	Ascendente
48	02/06/2005	0	100	Ascendente	100	Conserva Altitude
49	06/12/2005	0	800	Ascendente	200	Descendente
50	12/03/2006	800	200	Descendente	200	Conserva Altitude
51	23/03/2006	500	700	Ascendente	100	Descendente
52	25/03/2006	500	400	Descendente	200	Descendente
53	09/04/2006	0	0	Conserva Altitude	0	Conserva Altitude
54	19/02/2007	800	600	Descendente	500	Descendente
55	22/02/2007	0	0	Conserva Altitude	200	Ascendente
56	23/02/2007	0	0	Conserva Altitude	100	Ascendente
57	29/04/2007	0	0	Conserva Altitude	100	Ascendente
58	30/04/2007	0	0	Conserva Altitude	0	Conserva Altitude
59	01/05/2007	0	0	Conserva Altitude	0	Conserva Altitude
60	29/02/2008	200	400	Ascendente	200	Descendente
61	15/03/2008	500	500	Conserva Altitude	800	Ascendente
62	18/03/2008	500	600	Ascendente	200	Descendente
63	19/03/2008	500	600	Ascendente	200	Descendente
64	25/03/2008	200	600	Ascendente	500	Descendente
65	26/03/2008	500	800	Ascendente	0	Descendente
66	27/03/2008	500	800	Ascendente	500	Descendente
67	29/03/2008	500	0	Descendente	0	Conserva Altitude
68	30/03/2008	500	100	Descendente	0	Descendente
69	06/05/2008	500	400	Descendente	200	Descendente
70	09/05/2008	0	0	Conserva Altitude	100	Ascendente
71	02/12/2008	100	500	Ascendente	0	Descendente
72	20/02/2009	0	600	Ascendente	100	Descendente
73	22/02/2009	0	0	Conserva Altitude	500	Ascendente
74	02/04/2009	200	700	Ascendente	500	Descendente
75	10/04/2009	500	500	Conserva Altitude	200	Descendente
76	14/04/2009	200	700	Ascendente	200	Descendente
77	29/04/2009	200	700	Ascendente	500	Descendente

ANEXO C– Classificação das trajetórias dos CCM quando a altitude (Continuação).

#	Data	Altitude 1	Altitude 2	Trajectoria Desenv.	Altitude 3	Trajectoria Dec.
78	10/05/2009	0	0	Conserva Altitude	0	Conserva Altitude
79	11/05/2009	0	0	Conserva Altitude	0	Conserva Altitude
80	21/05/2009	0	0	Conserva Altitude	0	Conserva Altitude