



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Meteorologia



Instituto de Geociências

ANÁLISE DA VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO E A ENERGIA
POTENCIAL CONVECTIVA DISPONÍVEL (CAPE) DURANTE O PROJETO CHUVA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ROMERO THIAGO SOBRINHO WANZELER

Nº 372

BELÉM – PA
2016

ROMERO THIAGO SOBRINHO WANZELER

ANÁLISE DA VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO E A ENERGIA
POTENCIAL CONVECTIVA DISPONÍVEL (CAPE) DURANTE O PROJETO CHUVA

Trabalho de conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Meteorologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria Aurora Santos da Mota.

BELÉM
2016

ROMERO THIAGO SOBRINHO WANZELER

ANÁLISE DA VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO E A ENERGIA
POTENCIAL CONVECTIVA DISPONÍVEL (CAPE) DURANTE O PROJETO CHUVA

Trabalho de conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Meteorologia do Instituto de
Geociências da Universidade Federal do Pará –
UFPA, em cumprimento às exigências para
obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Data da aprovação: ___/___/___

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof^a. Maria Aurora Santos da Mota – Orientador
Doutora em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

Prof^a. Júlia Clarinda Paiva Cohen – Membro
Doutora em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

Daniele Santos Nogueira Dias – Membro
Mestre em Ciências Ambientais
Sistema de Proteção da Amazônia

À senhora minha avó, dona Rosilda, minha primeira, grande e querida professora.
À minha família, base de tudo. Meu pais, senhora Maria Antonia e senhor Rodolfo Wanzeler e minha irmã Ana Carolina.
À minha madrinha Ana Cristina Wanzeler e meu tio Paulo Isaac, dois grandes exemplos de pessoas batalhadoras e vencedoras na vida.

AGRADECIMENTOS

À Professora Dr^a. Maria Aurora Mota, meu maior exemplo dentro desta faculdade, de sempre almejar as grandes conquistas na vida, que me concedeu a oportunidade de trabalhar desde o início da carreira acadêmica como bolsista de Iniciação Científica, e por quatro anos me orientou, teve paciência e me ajudou na realização deste trabalho e na minha conquista.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo financiamento do Projeto CHUVA.

Ao INMET, por fornecer dados utilizados na realização deste trabalho.

Ao SIPAM, por me ceder espaço para realizar o processamento de dados utilizados neste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), por bolsa de Iniciação Científica concedida, durante 3 anos de minha graduação.

À todos os professores, que me transmitiram todo o conhecimento que hoje tenho, e que também fizeram parte desta conquista. Tenho certeza que com muitos, estabeleci uma relação de amizade, que ultrapassa os limites da sala de aula da universidade.

À todos da turma de 2012, especialmente aos amigos Cleber Assis e Edivaldo Serrão, aos amigos da turma de 2011, André Oliveira, Jamilly Dias, Kamila Souza, Layrson Gonçalves e Thallis Sampaio e aos amigos da turma de 2013, Felipe Higuchi, Felipe Menezes, João Paulo e Wendy Matsunaga. Amigos de verdade, não apenas na profissão, mas na vida.

Aos amigos bolsistas que trabalharam junto comigo (Alfredo Neto, Josiane Sarmiento, Luciana Monteiro e Sílvia Elesbão). Bons e queridos amigos no trabalho.

Aos colegas de estágio no SIPAM, Alen, Andrezza, Cairo, Letícia, Ornella e Sílvia. Às amigas supervisoras de estágio Daniele Nogueira e Nilzele Gomes e ao amigo chefe de estágio Márcio Nirlando. Obrigado não apenas pela oportunidade de ampliar o conhecimento na futura profissão, mas também pelo acolhimento e a amizade que espero ter de todos.

“A sua fé tem que ser maior do que o
seu medo.”
Julian Casablancas.

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi verificar a relação existente entre a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) e a precipitação sobre a Amazônia Oriental, para discutir e avaliar a importância dos fatores termodinâmicos e dinâmicos associados ao tipo de nebulosidade desenvolvida. Para isso, através de dois métodos diferentes, foi feita a classificação termodinâmica das radiossondagens lançadas durante experimento do Projeto CHUVA (Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)), nas cidades de Belém, São Miguel do Guamá e Tomé Açu, região nordeste do estado do Pará. O período de lançamento das sondagens foi de 19 a 26 de junho de 2011, diariamente nos horários das 03:00, 09:00, 15:00 e 21:00 Hora Local (HL). Os dados de precipitação foram coletados nas estações meteorológicas automáticas de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) das cidades de Belém, Castanhal, Soure e Tomé Açu, além de dados coletados de um pluviômetro artesanal na cidade de Marituba e informações meteorológicas do código METAR do Aeroporto internacional de Belém. As imagens do satélite meteorológico GOES-12 e de um radar meteorológico banda S, situado em Belém, também auxiliaram na verificação da precipitação ocorrida durante o período do projeto. A classificação termodinâmica das sondagens, mostrou que a atmosfera na região ora apresentava situações de estabilidade, ora situações de instabilidade, que estiveram relacionadas a atuação de sistemas de meso escala associados a fatores termodinâmicos, o que contribuiu para a ocorrência de chuvas. As chuvas ocorriam geralmente nos períodos da tarde e da noite. A CAPE apresentou valores quase sempre altos, além de um ciclo diurno bem definido, com valores máximos e mínimos ocorrendo às 15:00 e 03:00, respectivamente, entretanto, este ciclo era quebrado toda vez que ocorria precipitação. A interação entre as forçantes termodinâmica e dinâmica teve bastante contribuição na formação de chuvas que ocorreram na região durante o projeto, sendo neste caso, a atuação da brisa marítima na região que aumentava a instabilidade, associada a altos valores de CAPE nas três cidades.

Palavras-Chave: Projeto CHUVA. Precipitação. Convecção. CAPE. Amazônia.

ABSTRACT

The purpose of this study was to verify the relationship between the potential energy Convective Available (CAPE) and the precipitation over the eastern Amazon, in order to discuss and evaluate the importance of thermodynamic and dynamic factors associated with the type of occurred cloudiness. For this, using two different methods, was made the thermodynamic classification of radiosondes released during the CHUVA Project experiment (Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: The contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement), in the cities of Belem, São Miguel do Guama and Tome-Açu, northeastern state of Para. The release period of radiosondes was of 19 to 26 June 2011, daily in the times of 03:00, 09:00, 15:00 and 21:00 Local Hour (HL). Rainfall data were collected from surface automatic weather stations of National Institute of Meteorology (INMET) in the cities of Belem, Castanhal, Soure and Tome-Açu, in addition of data collected from a homemade rain gauge in Marituba and weather information of METAR code from Belem International Airport. The images of weather satellite GOES-12 and S-band weather radar, located in Belem, also assisted in the verification of rainfall during the project period. The thermodynamic classification of radiosondes, showed that the atmosphere in the region presented, alternating between stability and instability situations, related with the acting of meso scale systems associated at thermodynamic factors, which contributed to the occurrence of rain. The rains usually occurred in periods of the afternoon and in the evening. The CAPE almost always presented high values, and also a well-defined diurnal cycle, with maximum and minimum values occurring at 15:00 and 03:00, respectively, however, this cycle was broken every time that occurred precipitation. The interaction between the thermodynamic and dynamic forcings had quite contribution to the formation of rainfall that occurred in the region during the project, being in this case, the acting of sea breeze in the region which increased instability associated with high values of CAPE in the three cities.

Key words: CHUVA Project. Rainfall. Convection. CAPE. Amazon.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	- Localização geográfica do Triângulo de Radiossondagem (Belém – PA, São Miguel do Guamá – PA e Tomé Açú – PA)	20
Figura 2	- Radar banda S localizado na cidade de Belém – PA	21
Figura 3	- Áreas positiva e negativa da sondagem do dia 20 de junho de 2011 às 12:00 UTC na cidade de Belém – PA	24
Figura 4	- Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (Θ_e) e temperatura potencial equivalente saturada (Θ_{es}) das cidades de Belém (a), São Miguel do Guamá (b) e Tomé Açú (c), durante o Projeto CHUVA, de acordo com a classificação de Betts (1974)	30
Figura 5	- Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (Θ_e) das cidades de Belém (a), São Miguel do Guamá (b) e Tomé Açú (c), durante o Projeto CHUVA, de acordo com a classificação de Aspliden (1976)	32
Figura 6	- Variação temporal da Precipitação e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) das cidades de Belém (a), São Miguel do Guamá (b) e Tomé Açú (c), durante o Projeto CHUVA	35
Figura 7	- Variação horária da precipitação em Castanhal – PA, nos dias 21 e 22 de junho de 2011	36
Figura 8	- Perfis verticais de Temperatura do ar (T_{ar}) e Temperatura do Ponto de Orvalho (T_d) das radiossondagens lançadas no dia 21 de junho às 21:00 HL (00 UTC) em Belém (a), São Miguel do Guamá (b) e Tomé Açú (c)	38
Figura 9	- Imagens de satélite GOES-12, no canal IR realçado para o dia 21 de junho de 2011. (a) 17:00 HL; (b) 18:00 HL; (c) 19:00 HL; (d) 20:00 HL; (e) 21:00 HL e (f) 22:00 HL	39
Figura 10	- Imagens do radar meteorológico banda S, situado em Belém – PA, para o dia 21 de junho de 2011. (a) 15:57 HL; (b) 16:57 HL; (c) 17:57 HL; (d) 18:09 HL; (e) 18:21 HL; (f) 18:33 HL; (g) 18:57 HL; (h) 19:57 HL; (i) 20:57 HL	40
Figura 11	- Imagens de satélite GOES-12, no canal IR realçado para o dia 22 de junho de 2011. (a) 18:00 HL; (b) 19:00 HL; (c) 20:00 HL; (d) 21:00 HL; (e) 22:00 HL e (f) 23:00 HL	41

Figura 12 - Perfis verticais de Temperatura do ar (T_{ar}) e Temperatura do Ponto de Orvalho (T_d) das radiossondagens lançadas no dia 22 de junho às 21:00 HL (00 UTC) em Belém (a), São Miguel do Guamá (b) e Tomé Açú (c)	42
Figura 13 - Campos de Vorticidade (ζ) no nível de 200 hPa, para o dia 22 de junho de 2011, nos horários das 15:00 HL (a) e 21:00 HL (b)	43
Figura 14 - Campos de Vento no nível de 200 hPa, para o dia 22 de junho de 2011, nos horários das 15:00 HL (a) e 21:00 HL (b)	44

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Diferença entre Θ_e e Θ_{es} para classificação dos Regimes Convectivos de acordo com a proposta de Betts (1974)	25
Tabela 2 - Característica do perfil de Θ_e para classificação dos Modos Convectivos de acordo com a proposta de Aspliden (1976)	25
Tabela 3 - Classificação das sondagens e dias, de acordo com os regimes convectivos da classificação de Betts (1974) para a cidade de Belém – PA, durante o Projeto CHUVA	28
Tabela 4 - Classificação das sondagens e dias, de acordo com os regimes convectivos da classificação de Betts (1974) para a cidade de Tomé Açú – PA, durante o Projeto CHUVA	28
Tabela 5 - Informações de chuva e nebulosidade reportadas pelo código METAR, no Aeroporto Internacional de Belém, no dia 21 de junho de 2011	37
Tabela 6 - Registro de precipitação em Marituba – PA, nos dias 21 e 22 de junho de 2011	37
Tabela 7 - Informações de chuva e nebulosidade reportadas pelo código METAR, no Aeroporto Internacional de Belém, no dia 22 de junho de 2011	44

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	- Alta da Bolívia
ABLE	- Atmospheric Boundary Layer Experiments
CAPE	- Energia Potencial Convectiva Disponível
CPTEC/INPE	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
CHUVA	- Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)
GOES	- Geostationary Operational Environmental Satellite
GPM	- Global Precipitation Measurement
GrADs	- Grid Analysis and Display System
HL	- Hora Local
INMET	- Instituto Nacional de Meteorologia
IR	- Infra Red (Infravermelho)
Lat.	- Latitude
LBA	- The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LI	- Linhas de Instabilidade.
Long.	- Longitude
N	- Norte
NCE	- Nível de Convecção Espontânea
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
NE	- Nível de Equilíbrio
NEB	- Baixa do Nordeste Brasileiro
NW	- Noroeste
METAR	- METeorological Aerodrome Report
PA	- Pará
REDEMET	- Rede de Meteorologia da Aeronáutica
S	- Sul
SE	- Sudeste

- SIPAM/CR-BE - Sistema de Proteção da Amazônia/Centro Regional-Belém
- TITAN - Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting
- UTC - Tempo Universal Coordenado
- VCAN - Vórtice Ciclônico em Alto Nível
- W - Oeste
- WetAMC - Wet season Atmospheric Mesoscale Campaign
- ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul
- ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

dbZ	-	Decibéis de Z
g/kg	-	Gramas por quilograma
hPa	-	Hectopascal
$J.kg^{-1}.K^{-1}$	-	Joule por quilograma kelvin
km	-	Quilômetro
mb	-	Milibar
$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$	-	Megajoule por metro quadrado por dia
mm/h	-	Milímetro por hora
P	-	Pressão atmosférica do ar
R	-	Taxa de precipitação
R_d	-	Constante do gás para ar seco ($287,04 J.kg^{-1}.K^{-1}$)
r	-	Razão de mistura
r_s	-	Razão de mistura saturada
T_{ar}	-	Temperatura do Ar
T_d	-	Temperatura do Ponto de Orvalho
T_K	-	Temperatura do ar absoluta
T_L	-	Temperatura no Nível de Condensação por Levantamento
T_{va}	-	Temperatura potencial equivalente saturada do ambiente
T_{vp}	-	Temperatura potencial equivalente da parcela
Z	-	Fator de refletividade do radar
Θ	-	Temperatura Potencial
Θ_e	-	Temperatura Potencial Equivalente
Θ_{es}	-	Temperatura Potencial Equivalente Saturada
%	-	Porcentagem
$^{\circ}K$	-	Grau Kelvin
$^{\circ}C$	-	Grau Celsius
ζ	-	Vorticidade

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	DADOS E METODOLOGIA	19
2.1	Dados	19
2.2	Metodologia	21
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	27
3.1	Classificação termodinâmica das sondagens durante o projeto CHUVA de acordo com o método proposto por Betts (1974)	27
3.2	Classificação termodinâmica das sondagens durante o projeto CHUVA de acordo com o método proposto por Aspliden (1976)	31
3.3	Variabilidade da precipitação e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) durante o projeto CHUVA.....	33
3.4	Análise das condições termodinâmicas, dinâmicas e sinóticas dos dias 21 e 22 de junho de 2011 na região do Triângulo de Radiossondagens.....	36
4	CONCLUSÃO	45
	REFERÊNCIAS	47

1 INTRODUÇÃO

A região tropical do globo terrestre tem se tornado alvo de diversos estudos, pesquisas e experimentos meteorológicos nos últimos anos. De acordo com Riehl (1979), esta região ocupa a maior parte da superfície do planeta Terra e tem um lugar privilegiado na dinâmica do clima global e na localização dos impactos climáticos. Nos trópicos ocorrem as principais trocas de energia que condicionam o clima da Terra e a importância desta região no clima terrestre justifica o grande número de estudos e experimentos meteorológicos. A convecção tropical é regulada principalmente por características atmosféricas em grande escala, inclusive pela circulação de Hadley e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a circulação de Walker, a oscilação intrassazonal de 40 a 60 dias, e ondas atmosféricas, além de processos meteorológicos como a penetração de frentes frias extratropicais (OLIVEIRA; NOBRE, 1986). Além disso, a convecção precipitante é essencial no ramo atmosférico do ciclo hidrológico, influencia a dinâmica tropical de grande escala e exerce um papel fundamental no balanço de energia da circulação geral do planeta. (ADAMS et al., 2009).

Localizada na região tropical, a Amazônia é conhecida por desempenhar um papel muito importante no sistema climático que ajuda a impulsionar as circulações atmosféricas nos trópicos, através de cerca de metade da chuva que cai na sua floresta. De acordo com Mota e Nobre (2006) a atividade convectiva na Amazônia influencia os sistemas meteorológicos e os padrões climáticos característicos do verão da América do Sul, tais como: a) circulação anticiclônica em altos níveis, denominada de Alta da Bolívia (AB); b) banda de nebulosidade de intensa atividade convectiva com orientação NW-SE, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); c) vórtice ciclônico em alto nível (VCAN), denominado de baixa do Nordeste Brasileiro (NEB); d) a baixa do Chaco.

Os gradientes horizontais de temperatura na região amazônica são muito pequenos, sendo que os perfis mudam lentamente com o tempo. No entanto, a quantidade de umidade presente na atmosfera tem variações bastante acentuadas entre uma região com forte atividade convectiva e outra com pouca ou nenhuma nebulosidade convectiva, devido movimentos ascendentes do ar que resfriam e umedecem a atmosfera, e situações com pouca atividade convectiva, natural de movimentos descendentes que aquecem e secam a atmosfera (RIEHL et al., 1979;

ANANIAS et al., 2009). Desta forma, a estrutura termodinâmica da atmosfera pode ser determinada pelo tipo de convecção presente (BETTS, 1974; RIBEIRO; MOTA, 1994), pois a baixa troposfera geralmente se apresenta mais fria em dias chuvosos que em dias secos (BETTS, 1976; RIEHL et al., 1979; ALBRECHT, 1993). Evidente é o fato de que a atividade convectiva característica da bacia amazônica tem um papel importante na determinação do tempo e clima da região. A convecção influencia os sistemas meteorológicos que atuam na região, da mesma maneira que os sistemas meteorológicos atuam para fortalecer e/ou enfraquecer as atividades convectivas (MOTA; NOBRE, 2006; MOTA et al., 1994).

O comportamento e a estrutura de sistemas tropicais de meso e grande escala, já foram anteriormente estudados por Houze e Rappaport (1984), Gamache e Houze (1982), Houze (1977), Chong et al. (1987), Drosowsky e Holland (1987), entre outros. Estes pesquisadores basearam-se em dados coletados em experimentos de campo realizados em regiões tropicais. Molion (1987), estudando as circulações de meso e macro-escala e os processos dinâmicos que atuam na Amazônia e promovem precipitação nesta região, classificou estes mecanismos em três grupos: convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de grande escala favoráveis; Linhas de Instabilidade (LI) originadas na costa norte-nordeste do litoral do oceano Atlântico; aglomerados convectivos de grande e meso-escala, associados com a penetração de sistemas frontais da região sul-sudeste do Brasil que interagem com a convecção da região amazônica. Uma importante descoberta sobre as LI's ocorreu durante a segunda etapa do Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2B), quando 12 sistemas desse tipo ocorreram, e sozinhos, produziram 40% da chuva de todo o experimento na região Amazônica, compreendendo o período entre abril e maio de 1987 (GRECO et al., 1990).

Uma das maneiras de verificar a possibilidade de ocorrer convecção e o seu tipo de organização é fazer uma análise do ambiente termodinâmico, a fim de identificar a existência de instabilidade termodinâmica na atmosfera da região de estudo. A avaliação pode ser realizada por meio da análise de parâmetros objetivos, conhecidos como "índices de instabilidade", utilizados como ferramentas de auxílio à previsão do tempo, tanto em latitudes médias, como tropicais (SILVA DIAS, 2000; LIMA, 2005; NASCIMENTO, 2005; SANTOS et al., 2014). Um dos mais indicados índices para esta averiguação é a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), pois ela desempenha um papel importante no acionamento e na intensidade da convecção

(EMANUEL et al., 1994). Williams e Rennó (1993) evidenciaram que na região tropical a convecção profunda se desenvolve em uma área muito pequena na forma de células, logo, o método da parcela pode ser empregado para avaliar a instabilidade da atmosfera e a formação de nuvens e justamente este método que deu origem aos parâmetros termodinâmicos, como a CAPE e os índices de instabilidade.

Estudos observacionais realizados em outras regiões do globo, discutidos por Zawadzki e Ro (1978) e por Zhang e Chou (1999), sobre a importância das condições termodinâmicas do ambiente e precipitação, procuraram estabelecer um grau de dependência entre as condições termodinâmicas locais e a convecção profunda, onde a teoria da CAPE é considerada como a condição local e a precipitação como a atividade convectiva profunda. Deste modo, estes autores mostraram que existe relação entre as condições termodinâmicas do meio ambiente e a precipitação, ou seja, a taxa de precipitação varia com a mudança da CAPE. Contudo, outros fatores como cisalhamento do vento e umidade relativa do ar são também importantes para a formação da precipitação, (YAO; DELGÊNIO, 1999), mostrando que a CAPE é condição necessária, mas não suficiente para formação da convecção profunda. Os sistemas de meso e grande escala intensificam a atividade convectiva local através do cisalhamento do vento, gerando CAPE, que favorecem a formação de tempestades, pois as condições termodinâmicas locais estão relacionadas com a profundidade e longevidade da convecção (LE MONE et al., 1998; SÁ GILLE; MOTA, 2014). Entretanto, nem sempre valores elevados da CAPE estão relacionados com precipitações fortes (MOTA; NOBRE, 2006).

Baseado nestes aspectos, muitos trabalhos tem sido realizados, objetivando entender a importância da análise termodinâmica da atmosfera, na tentativa de diminuir as incertezas sobre o entendimento dos mecanismos que contribuem na ocorrência da convecção úmida profunda e da precipitação. Desta forma, o objetivo deste trabalho foi classificar termodinamicamente as sondagens lançadas durante o período do Projeto “Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)” – CHUVA (MACHADO et al., 2014), nas cidades de Belém – PA, São Miguel do Guamá – PA e Tomé Açu – PA e verificar a relação existente entre a precipitação ocorrida nesses locais e CAPE. Os resultados abordam aspectos importantes acerca dos fatores termodinâmicos e dinâmicos e sua relação com o tipo de nebulosidade ocorrida na região leste da Amazônia.

2 DADOS E METODOLOGIA

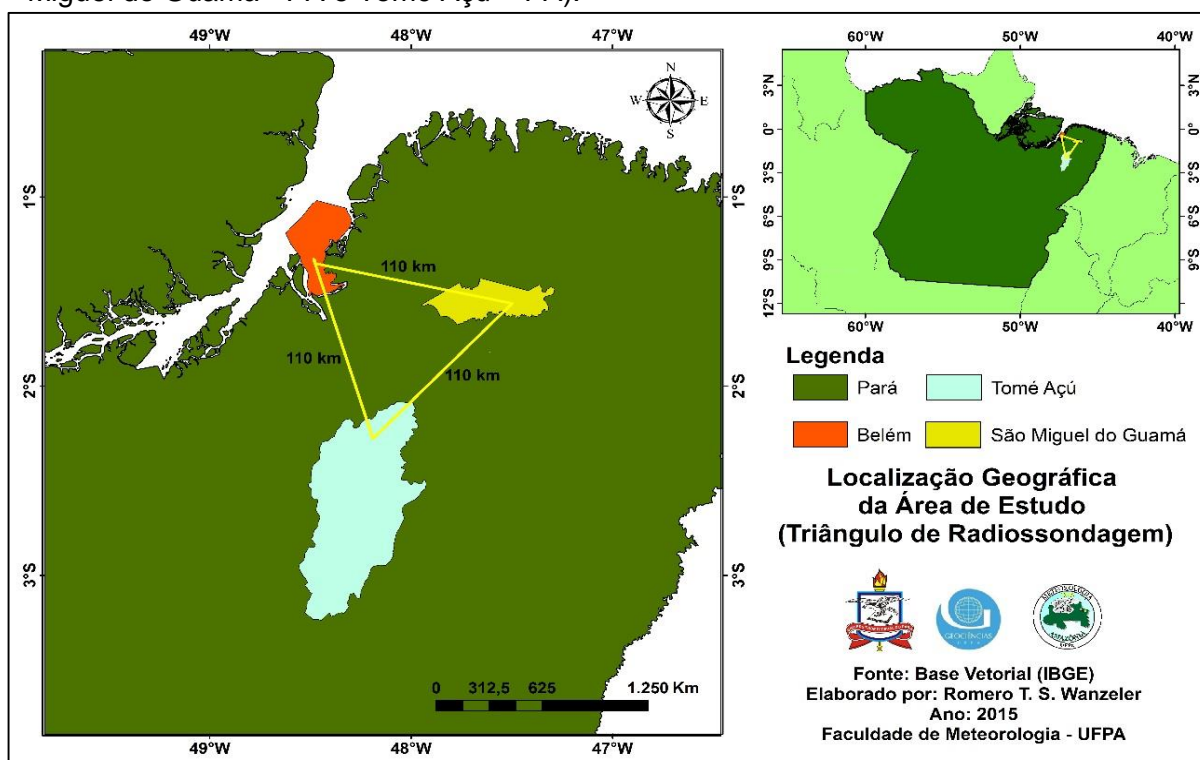
2.1 Dados

Os dados observacionais de radiossondagens utilizados nesta pesquisa foram obtidos durante o experimento de campo do Projeto CHUVA, que teve como sede a cidade de Belém – PA e foi realizado em junho de 2011. Dentro das estratégias de estudo do projeto, foi estabelecido um triângulo de mesoescala para medidas de radiossondagem (Figura 1), cujos vértices foram fixados nas cidades de Belém – PA (Lat. 01° 27' S, Long. 48° 30' W), São Miguel do Guamá – PA (Lat 01° 37' S e Long. 47° 29' W), e Tomé Açú – PA (Lat. 02° 25' S e 48° 09' W). A distância em linha reta entre estas três cidades é de aproximadamente 110 km. Durante a campanha, diariamente eram efetuadas 4 sondagens, nos horários sinóticos das 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC (21:00, 03:00, 09:00 e 15:00 HL, respectivamente) no período de 19 a 26 de junho de 2011. Em algumas ocasiões, por motivo de falha no equipamento não houve lançamento da radiossonda nas cidades de São Miguel do Guamá e Tomé Açú.

Os dados horários de precipitação foram observados nas estações meteorológicas automáticas de Belém e Tomé Açú, administradas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A partir das medições horárias, tornou-se possível calcular a precipitação acumulada de seis em seis horas, estando de acordo com os horários sinóticos de lançamento das sondagens. Na cidade de São Miguel do Guamá, a ausência de estação meteorológica de superfície impossibilitou o registro da quantidade de precipitação ocorrida naquela região. Levando em consideração que a informação da radiossondagem é válida para um raio de até aproximadamente 200 km, escala meso- β de Orlansky (1975), foram averiguadas informações de chuva, coletadas em estações meteorológicas de superfície situadas dentro desse raio. Neste caso, as informações foram das estações meteorológicas convencional de Soure – PA (Lat. 00° 43' S e 48° 31' W), automática de Castanhal – PA (Lat. 01° 17' S e 47° 55' W) e de um pluviômetro artesanal situado em Marituba – PA (Lat. 01° 21' S e 48° 20' W) além de informações meteorológicas do código METeorological Aerodrome Report (METAR) do Aeroporto Internacional de Belém, obtidas no site da Rede de Meteorologia da Aeronáutica (REDEMET).

Foram utilizadas imagens do satélite meteorológico GOES-12 no canal infravermelho, obtidas no banco de dados de imagens do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE). Os dados no canal infravermelho são obtidos através de sensores que medem a emitância de radiação de ondas longas, por nuvens e superfícies continentais e oceânicas. Dessa forma, quanto mais quente a superfície, mais radiação infravermelho está sendo emitida.

Figura 1 – Localização geográfica do Triângulo de Radiossondagem (Belém – PA, São Miguel do Guamá - PA e Tomé Açú – PA).



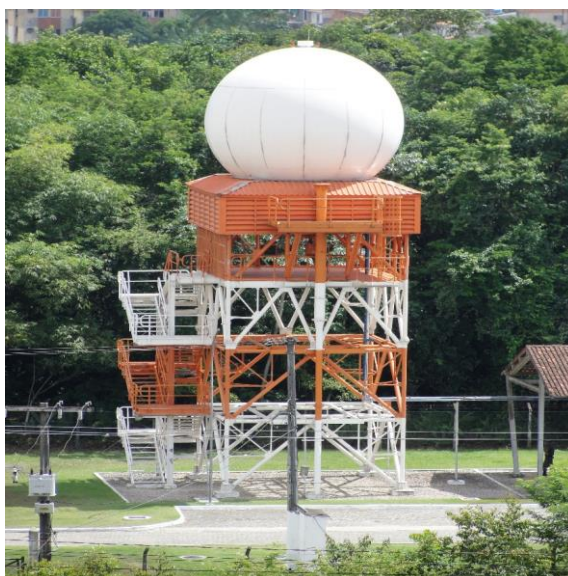
Fonte: Autor.

Outra fonte de dados utilizada foi o radar meteorológico banda S (Figura 2), localizado em Belém, nas dependências do Sistema de Proteção da Amazônia/Centro Regional Belém (SIPAM/CR-BE) (Lat. 01° 24' S, Long. 48° 27' W), que possui uma área de varredura operacional com alcance radial de 240 km, suficiente para abranger o triângulo de radiossondagens do projeto. Marshall et al. (1974) relacionaram a refletividade medida pelo radar com a distribuição de tamanho de gotas e através de algumas considerações físicas e matemáticas, chegaram à relação Z-R, que associa a refletividade com a taxa de precipitação (em mm/h). Para tratamento e posterior análise dos dados coletados pelo radar meteorológico foi utilizado o software TITAN (Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting), desenvolvido por

Dixon e Wiener (1993) para empregar algoritmos sofisticados que possam identificar e rastrear tempestades.

O software GrADS (Grid Analysis and Display System) foi utilizado para visualização de dados de vorticidade e vetor vento, ambos nos níveis 200 hPa, das reanálises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), que irão auxiliar na análise dinâmica de alguns dias do período estudado.

Figura 2 – Radar banda S localizado na cidade de Belém – PA.



Fonte: SIPAM.

2.2 Metodologia

Para determinação dos parâmetros termodinâmicos Temperatura Potencial (Θ), Temperatura Potencial Equivalente (Θ_e) e Temperatura Potencial Equivalente Saturada (Θ_{es}), foram utilizadas as equações propostas por Betts (1974) e modificadas por Bolton (1980), definidas nas equações 01, 02 e 04, respectivamente.

Temperatura potencial (Θ) é a temperatura que uma parcela de ar teria se fosse expandida até o nível de 1000 mb, dada por:

$$\theta = T_K \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,286} \quad (01)$$

Onde,

T_K é a temperatura do ar °K.

P é a pressão atmosférica em hPa.

Temperatura potencial equivalente é a temperatura que uma amostra de ar teria, se toda a sua umidade fosse condensada por um processo pseudo-adiabático e depois essa amostra fosse trazida ao nível original por um processo adiabático seco, ou seja, é a temperatura que uma parcela de ar teria se todo vapor d'água fosse condensado isobaricamente e adiabaticamente e depois esse vapor condensado fosse retirado da parcela onde o calor latente liberado é usado para aquecer a parcela, dada por:

$$\theta_e = \theta \cdot \exp \left[\left(\frac{3,376}{T_L} - 0,00254 \right) \cdot r (1 + 0,81 \cdot 10^{-3} \cdot r) \right] \quad (02)$$

Onde,

T_L é a temperatura no Nível de Condensação por Levantamento (NCL), dada por:

$$T_L = \frac{2840}{3,51 \cdot \ln T_K - \ln(e) - 4,805} + 55 \quad (03)$$

r é a razão de mistura (g/kg).

Temperatura potencial equivalente saturada (Θ_{es}) é a temperatura potencial alcançada por uma parcela de ar saturada se todo o vapor d'água disponível fosse condensado ou removido do sistema, dada por:

$$\theta_{es} = \theta \cdot \exp \left(2,64 \cdot \frac{r_s}{T_K} \right) \quad (04)$$

Onde,

T_K é a temperatura do ar (K).

r_s é a razão de mistura saturada (g/kg).

A estabilidade da atmosfera foi verificada a partir da análise dos perfis de Θ , Θ_e e Θ_{es} e através da construção de uma curva de Θ_e constante, que vai da superfície até o final da sondagem. Quando esta curva intercepta pela primeira vez a curva de Θ_{es} , determina-se neste ponto o NCE (Nível de Convecção Espontânea), considerado

a base de uma nuvem. No segundo cruzamento, é determinado o NE (Nível de Equilíbrio da parcela), que será o topo da nuvem e a partir deste ponto, a temperatura da parcela de ar volta a ser menor que a do ambiente, como mostrado na Figura 3. Subtraindo os valores de Θ_e da superfície com o valor de Θ_{es} em cada nível da atmosfera, encontram-se as áreas positiva e negativa do diagrama termodinâmico.

Tanto a área positiva quanto a negativa, são consideradas proporcionais a uma quantidade de energia cinética para a parcela que se desloca vertical e adiabaticamente. A área positiva, localizada entre os perfis de Θ_e e Θ_{es} , é considerada a CAPE. Nesta área, a pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar está mais quente que o ambiente, logo, representando uma situação onde a atmosfera se encontra instável. A área entre a pseudo-adiabática e a sondagem é proporcional à quantidade de energia cinética que a parcela ganha do meio ambiente. Logo, a CAPE pode ser usada para avaliar as condições de instabilidade da atmosfera ou como critério de equilíbrio da convecção, e sua determinação foi feita usando a equação 05, proposta por Emanuel (1994):

$$CAPE = \int_{NCE}^{NE} R_d (T_{vp} - T_{va}) d. \ln P \quad (05)$$

Onde,

NCE (Nível de convecção espontânea) é o limite inferior da integral é;

NE (Nível de equilíbrio) é o limite superior da integral;

T_{vp} é a temperatura potencial equivalente da parcela;

T_{va} é a temperatura potencial equivalente saturada do ambiente;

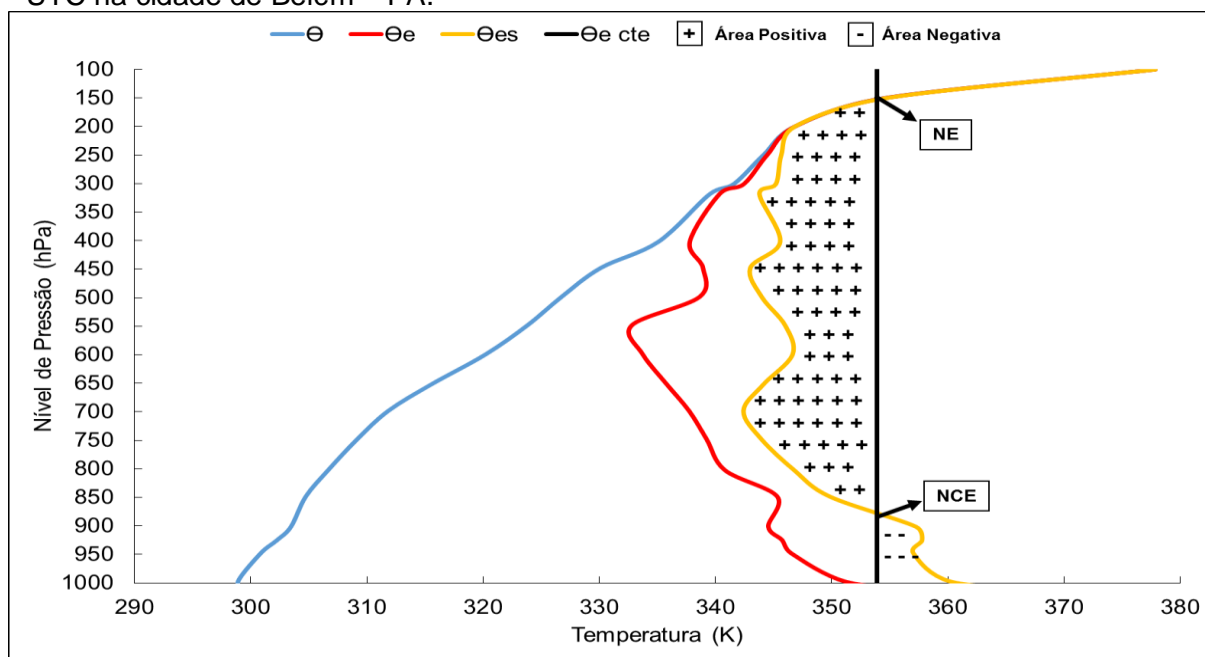
P é a pressão (hPa);

R_d é a constante do gás para ar seco (287, 04 J.kg⁻¹.K⁻¹).

Para definição dos regimes convectivos através do método proposto por Betts (1974), posteriormente adaptado para Belém – PA por Ribeiro e Mota (1994) e para Caxianã (PA) por Souza et al. (2013), relacionou-se a diferença entre Θ_e e Θ_{es} (Tabela 1) com a precipitação ocorrida durante aquele período. A diferença entre estes parâmetros (Θ_e e Θ_{es}) é uma medida que pode representar a presença de umidade na atmosfera. Logo, quanto maior a distância entre os perfis (geralmente verificada entre os níveis de 600 e 500 hPa), mais seca encontra-se a atmosfera. As sondagens

foram separadas em intervalos pré-definidos e associadas a quantidade de precipitação acumulada ocorrida para cada horário da sondagem. Desta forma, foram determinados os intervalos dos índices de precipitação para cada regime convectivo. Estes índices de precipitação se tornaram impossíveis de serem determinados para São Miguel do Guamá, por não haver dados horários de precipitação observados neste local durante o período de realização do projeto.

Figura 3 – Áreas positiva e negativa da sondagem do dia 20 de junho de 2011 às 12:00 UTC na cidade de Belém – PA.



Fonte: Autor.

Para classificação de acordo com a proposta de Aspliden (1976), as sondagens foram separadas em modos de convecção também pré-definidos, apresentados na Tabela 2, levando em consideração as características do perfil de Θ_e na sondagem, sem relacionar com a ocorrência de precipitação local. De acordo com a classificação dos modos convectivos, quanto mais quente o perfil de Θ_e , maior vai ser a possibilidade de ocorrência de convecção úmida profunda.

Tabela 1 – Diferença entre Θ_e e Θ_{es} para classificação dos Regimes Convectivos de acordo com a proposta de Betts (1974).

Regime Convectivo	Diferença entre Θ_e e Θ_{es}
I – Seco	≥ 14 K
II – Convecção Diurna	< 14 K – 11 K
III – Convecção Desenvolvida	< 11 K – 6 K
IV – Distúrbio	< 6 K

Fonte: Adaptado de Betts, 1974.

Tabela 2 – Característica do perfil de Θ_e para classificação dos Modos Convectivos de acordo com a proposta de Aspliden (1976).

Modos Convectivos	Características
Modo I – Convecção Extremamente Desfavorecida	Ausência de nuvens cumulus ou apenas cumulus humilis; Mínimo de Θ_e acentuado entre 800 e 700 hPa.
Modo II – Convecção Moderadamente Desfavorecida	Presença de nuvens cumulus humilis e nenhuma chuva; Mínimo de Θ_e acentuado entre 750 e 650 hPa.
Modo III – Convecção Levemente Desfavorecida	Presença de nuvens cumulus humilis e precipitação média menor que 0,1 mm; Mínimo de Θ_e acentuado entre 700 e 600 hPa.
Modo IV – Convecção Levemente Desenvolvida	Presença de nuvens cumulus, medíocre ou congestus, além de cumulonimbus calvus, com precipitação média menor que 1 mm; Mínimo de Θ_e acentuado entre 700 e 500 hPa.
Modo V – Convecção Moderadamente Desenvolvida	Presença de nuvens cumulus congestus e cumulonimbus capillatus com ocorrência de chuvas moderadas; Nenhum valor de Θ_e abaixo de 330 K.
Modo VI – Convecção Severamente Desenvolvida	Presença de nuvens cumulonimbus e ocorrência de chuvas de forte intensidade; Todos os valores de Θ_e maiores ou iguais a 335 K.

Fonte: Adaptado de Aspliden, 1976.

Para verificação da relação da precipitação com a CAPE, optou-se por realizar um estudo mais detalhado das condições termodinâmicas, dinâmicas e sinóticas da atmosfera ocorridas nos dias 21 e 22 de junho. De posse das imagens de satélite, campos de vento e vorticidade e dados das estações meteorológicas de superfície, foi possível elaborar uma análise descritiva de sistemas aglomerados convectivos, linhas

de instabilidade ou outros sistemas meteorológicos que atuaram causando ou inibindo a precipitação sobre a área de estudo durante esses dias. Uma melhor visualização do deslocamento destes sistemas pôde ser feita através das informações do radar banda S, e foram discutidas com base no sistema configurado pelo software TITAN. A relação Z-R padrão é a de Marshall-Palmer (1948), apresentada na equação 06, que considera os coeficientes de relação $a = 200$ e $b = 1,6$.

$$Z = a \cdot R^b \quad (06)$$

Onde,

Z é o fator de refletividade (dbZ);

R é a taxa de precipitação (mm/h).

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Classificação termodinâmicas das sondagens durante o projeto CHUVA de acordo com o método proposto por Betts (1974)

As classificações da estrutura termodinâmica da atmosfera são mostradas nas Tabelas 1 e 2, para as cidades de Belém e Tomé Açu, respectivamente. Visto que São Miguel do Guamá não apresentou observações horárias de precipitação durante o projeto, esta mesma classificação tornou-se impossibilitada de se realizar para esta cidade. Betts (1974) verificou que há uma certa relação entre o perfil atmosférico e o tipo de precipitação ocorrida, portanto em média, existe uma associação entre o regime convectivo com o intervalo de precipitação estabelecido.

Na análise da série de 32 sondagens lançadas em Belém durante o projeto CHUVA, foi observado que 38% esteve classificada no Regime Convectivo I (Seco), 12% no Regime Convectivo II (Convecção Diurna), não houve sondagem classificada no Regime Convectivo III (Convecção Desenvolvida) e 50% foi classificada no Regime Convectivo IV (Distúrbio). Na cidade de Tomé Açu foram lançadas 29 sondagens, e destas, 44% foram classificadas no Regime Convectivo I, 14% estiveram classificadas nos Regimes Convectivos II e III e 28% das sondagens foram classificadas no Regime Convectivo IV.

Verificou-se que em ambas as cidades a maior parte das sondagens esteve classificada nos Regimes Convectivos I (Seco) e IV (Distúrbio). Considerando que no mês de junho, climatologicamente ocorre na região amazônica a transição de período chuvoso para período menos chuvoso, deixa de haver influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na precipitação da Amazônia que começa a diminuir, passando os eventos a ocorrer mais devido a atividade convectiva, que pode ser induzida pela brisa marítima e a interação dos alísios com a circulação de brisa que geram as linhas de instabilidade que adentram o continente (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982; SILVA DIAS, 1987). Cohen et al. (1995) e Li e Fu (2006) afirmam que nas estações de transição ocorrem convecções mais intensas e maior frequência de linhas de instabilidade na Amazônia. Resultados encontrados para o leste da Amazônia por Souza (2013), nos meses de outubro e novembro (meses do período menos chuvoso na região), apresentaram 80% das sondagens no Regime Convectivo

I e nenhuma sondagem classificada no Regime Convectivo IV, caracterizando a grande diminuição da precipitação nesses meses.

Tabela 3 – Classificação das sondagens e dias, de acordo com os regimes convectivos da classificação de Betts (1974) para a cidade de Belém – PA, durante o Projeto CHUVA.

Regime Convectivo	Intervalos de Precipitação (mm)	Nº de Dias	Nº de Sondagens
SECO	< 2,0	3	12
CONVECÇÃO DIURNA	2,0 - 7,0	1	4
CONVECÇÃO DESENVOLVIDA	7,0 - 10,0	0	0
DISTÚRBIO	> 10,0	4	16

Fonte: Do Autor.

Tabela 4 - Classificação das sondagens e dias, de acordo com os regimes convectivos da classificação de Betts (1974) para a cidade de Tomé Açú – PA, durante o Projeto CHUVA.

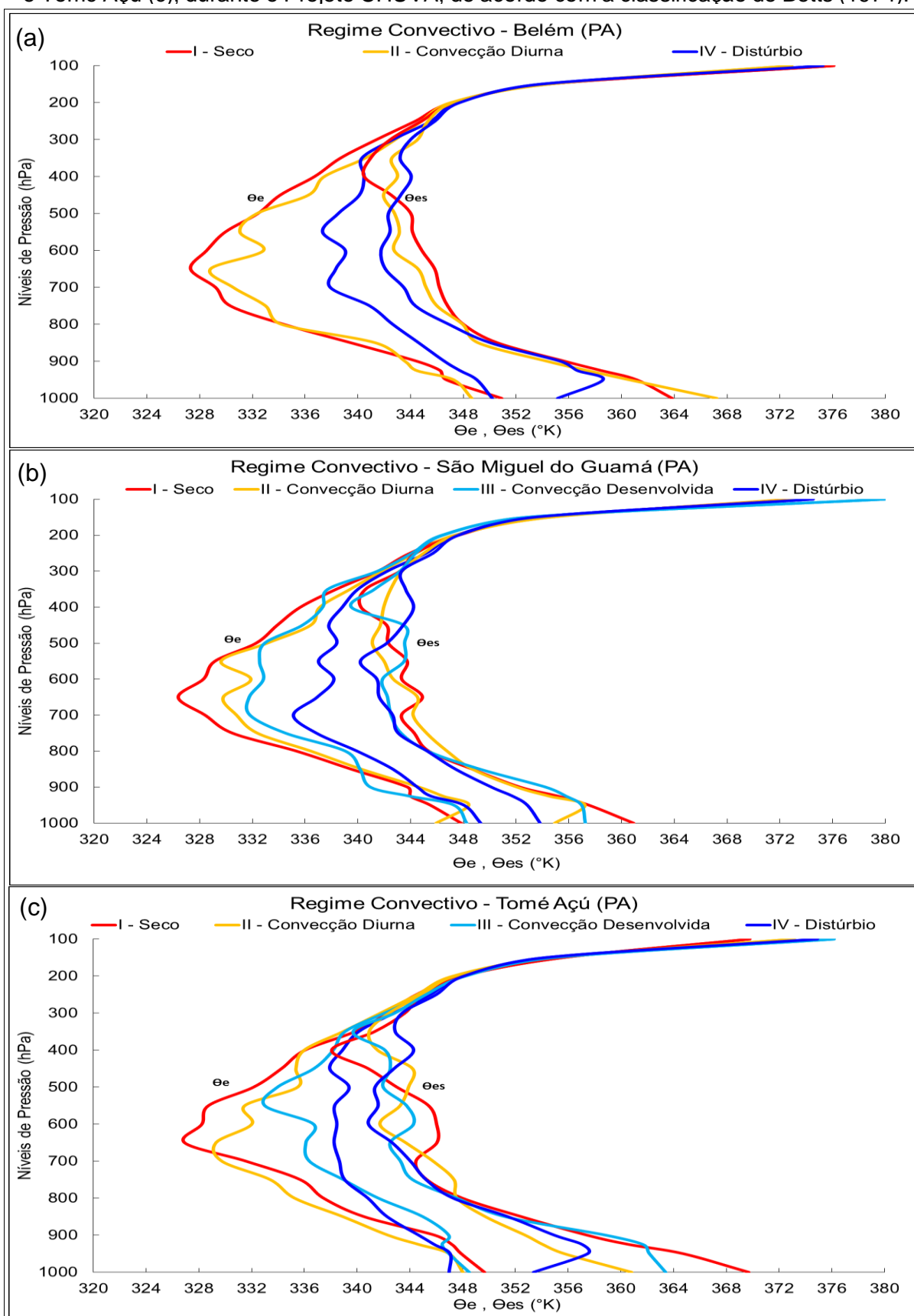
Regime Convectivo	Intervalos de Precipitação (mm)	Nº de Dias	Nº de Sondagens
SECO	< 1,0	4	13
CONVECÇÃO DIURNA	1,0 - 5,0	1	4
CONVECÇÃO DESENVOLVIDA	5,0 - 8,0	1	4
DISTÚRBIO	> 8,0	2	8

Fonte: Do Autor.

A Figura 4 apresenta os perfis verticais médios de temperatura potencial equivalente (Θ_e) e temperatura potencial equivalente saturada (Θ_{es}) classificados de acordo com a proposta de Betts (1974), das sondagens lançadas em Belém (Figura 4.a), São Miguel do Guamá (Figura 4.b) e Tomé Açú (Figura 4.c), durante o período do projeto CHUVA. Na análise do Regime Convectivo I para as três cidades, as sondagens encontraram-se secas e apresentaram muita estabilidade, uma vez que as curvas de Θ_e e Θ_{es} estão bastante afastadas, significando que a área positiva era praticamente nula. No Regime Convectivo II, os perfis atmosféricos se encontraram pouco mais úmidos em relação ao regime anterior, apresentando ainda pouca instabilidade. O Regime convectivo III apresentou perfis atmosféricos apenas nas cidades de São Miguel do Guamá e Tomé Açú e em ambas, ele se encontrava bem mais úmido e instável a partir do nível de 850 hPa, havendo uma diminuição da umidade entre os níveis de 700 e 500 hPa, voltando a aumentar após este último nível. No Regime Convectivo IV, a maior proximidade entre as curvas de Θ_e e Θ_{es} indica que

o perfil atmosférico nas três cidades estava bastante úmido e com uma grande área positiva a partir de 800 hPa em Tomé Açú e a partir de 850 hPa em Belém, significando que havia grande quantidade de energia disponível na atmosfera para convecção. Neste regime convectivo, a atmosfera apresentava elevada quantidade de vapor d'água o que proporcionou a formação de nuvens cumulus com grande desenvolvimento vertical durante alguns dias do projeto.

Figura 4 – Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (Θ_e) e temperatura potencial equivalente saturada (Θ_{es}) das cidades de Belém (a), São Miguel do Guamá (b) e Tomé Açú (c), durante o Projeto CHUVA, de acordo com a classificação de Betts (1974).



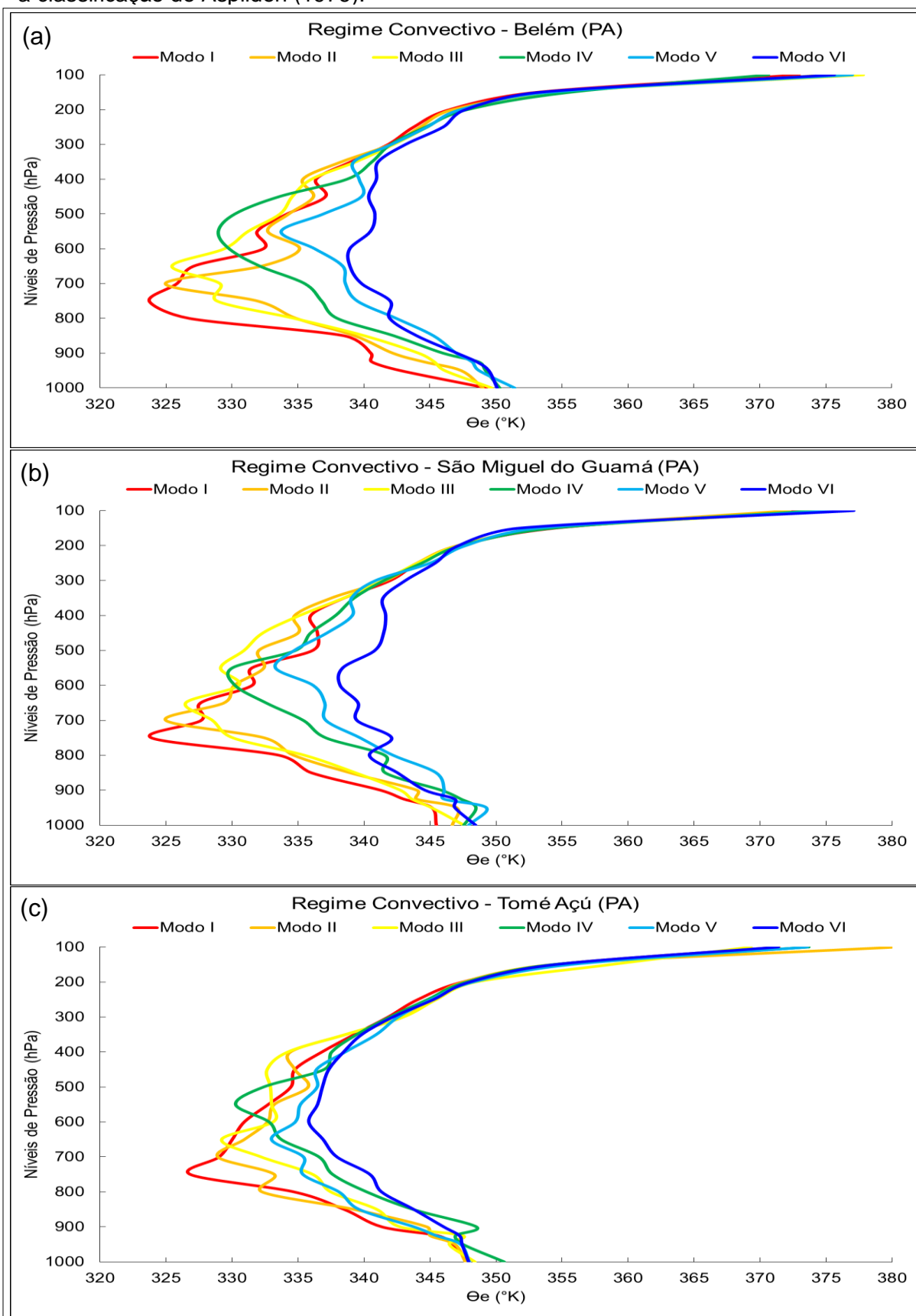
Fonte: Do Autor.

3.2 Classificação termodinâmica das sondagens durante o projeto CHUVA de acordo com o método proposto por Aspliden (1976)

Na Figura 5 são mostrados os perfis verticais de temperatura potencial equivalente (Θ_e) das sondagens, classificados de acordo com a proposta de Aspliden (1976), para as cidades de Belém (Figura 5.a), São Miguel do Guamá (Figura 5.b) e Tomé Açú (Figura 5.c). O Modo I apresenta um extremo desfavorecimento da ocorrência de convecção, uma vez que o perfil atmosférico se apresenta seco, com ausência de nuvens cumulus ou apenas a presença de cumulus humilis. Neste modo convectivo, ocorre valor mínimo de Θ_e entre os níveis de 800 e 700 hPa, que foi de aproximadamente 327 °K em Tomé Açú e 324 °K em Belém e São Miguel do Guamá. No Modo II, a ocorrência de convecção se torna moderadamente desfavorecida, havendo a possibilidade de presença de nuvens cumulus humilis, entretanto nenhuma ocorrência de precipitação. O valor mínimo de Θ_e neste modo convectivo ocorre entre 750 e 650 hPa e foi de 325 °K em Belém e São Miguel do Guamá e de 329 °K em Tomé Açú. Os perfis atmosféricos no Modo III apresentaram convecção levemente desfavorecida, com possibilidade de formação de nuvens cumulus humilis e registro médio de precipitação inferior a 0,1 mm. Os valores mínimos de Θ_e para este modo convectivo, foram de aproximadamente 329 °K em Belém, 326,5 °K em São Miguel do Guamá e 329 °K em Tomé Açú. Nestes três primeiros modos convectivos, predominantemente secos, foi verificado que a cidade de Tomé Açú apresentou maiores valores de Θ_e em relação a Belém e São Miguel do Guamá.

No Modo IV, os perfis atmosféricos passam a indicar convecção levemente desenvolvida, com possível formação de nebulosidade principalmente do tipo cumulus, medíocre ou e ocorrência de chuvas leves. O valor mínimo de Θ_e ocorre entre os níveis de 600 e 500 hPa, e foi de 329 °K em Belém e 330° K em São Miguel do Guamá e Tomé Açú. Os perfis atmosféricos do Modo V apresentam todos os valores de Θ_e maiores do que 330 °K, significando que a convecção é moderadamente desenvolvida, com possível presença de nuvens cumulus congestus e formação de cumulonimbus e havendo também a possibilidade de chuvas de moderadas a fortes. No Modo VI, os perfis atmosféricos apresentam todos os valores maiores do que 335 °K, e nesse ambiente a convecção se torna severamente desenvolvida, com presença de nuvens cumulonimbus que podem produzir tempestades severas com chuvas intensas.

Figura 5 – Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (Θ_e) das cidades de Belém (a), São Miguel do Guamá (b) e Tomé Açú (c), durante o Projeto CHUVA, de acordo com a classificação de Aspliden (1976).



Fonte: Do Autor.

3.3 Variabilidade da precipitação e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) durante o projeto CHUVA

A região amazônica é propícia a sempre apresentar energia disponível, devido sua localização próxima ao Equador, recebendo durante o ano todo uma grande quantidade de radiação solar, e além destes fatores, o tipo de superfície, a cobertura de nuvens, o tipo de cobertura vegetal e albedo colaboram para o aumento do saldo de radiação (CHARNEY, 1975). A variação temporal da precipitação e da CAPE durante o Projeto CHUVA, é apresentada na Figura 6, para Belém (Figura 6.a), São Miguel do Guamá (Figura 6.b) e Tomé Açú (Figura 6.c).

Em Belém, foi verificado que 60% do total de radiossondagens lançadas, apresentou valores de CAPE entre 1000 e 2500 J/kg. Resultados semelhantes encontrados por Williams e Rennó (1993), durante o experimento ABLE-2b (Atmospheric Boundary Layer Experiments) em 1987, também em Belém, mostraram que esse intervalo foi o que apresentou a maior frequência para os valores da CAPE. Rennó e Ingersoll (1996) afirmam que CAPE maior que 1000 J/kg é necessário para sustentar circulações convectivas, devido às perdas dissipativas. Em São Miguel do Guamá 41% dos valores de CAPE foram maiores que 1000 J/kg e em Tomé Açú 68% das sondagens apresentaram valores a partir de 1000 J/kg.

Uma característica marcante verificada nas três cidades foi a diminuição que ocorria nos valores da CAPE todas as vezes que precipitava, quebrando assim o seu ciclo diário. Essa diminuição ocorria quase sempre precisamente, nos horários após a ocorrência da precipitação, uma vez que a chuva é resposta para os valores de CAPE registrados nos horários anteriores. Um exemplo dessa característica foi verificado no dia 21, quando em Belém, às 15:00 HL, a CAPE era de 4676 J/kg e às 21:00 HL houve registro de 52,6 mm e a CAPE diminuiu para 1912 J/kg, enquanto que em Tomé Açú, às 15:00 HL, o valor da CAPE era de 2970 J/kg, e às 21:00 HL a precipitação registrada foi de 4,4 mm e diminuição da CAPE para 1127 J/kg. No dia 24, durante a ocorrência de uma precipitação causada por uma Linha de Instabilidade, que se desenvolveu na região costeira paraense por volta das 15:00 HL, também foi possível verificar a mesma característica descrita acima. Isto confirma a hipótese de quase-equilíbrio de Arakawa-Schubert (1974), isto é, o sistema convectivo precipitante consome a CAPE gerada pela grande escala, ou seja, quando a grande escala instabiliza o ambiente produzindo correntes ascendentes, a convecção profunda

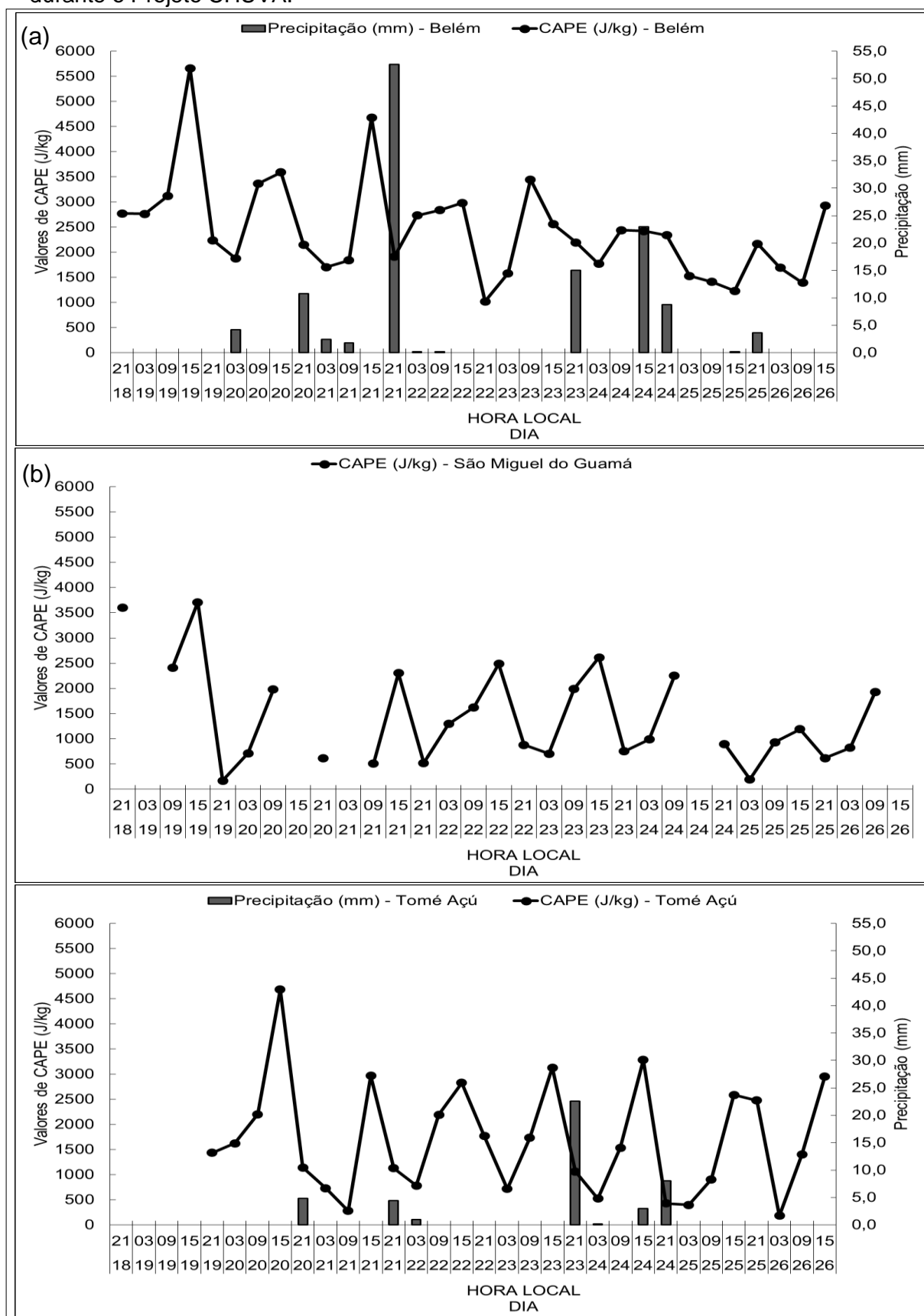
durante a precipitação, cria correntes descendentes que estabilizam o ambiente localmente, o que implica em menor CAPE (MOTA; NOBRE, 2006). Esse quase-equilíbrio da atmosfera tem um forte acoplamento com as condições de superfície, pois em eventos convectivos a superfície perde mais energia do que ganha (MACHADO, 2000; MOTA; NOBRE, 2006).

É possível verificar que na maioria dos horários os valores da CAPE foram altos. O seu ciclo diurno se apresentou bem definido nas três cidades, caracterizado pelo aumento durante o período da manhã, causado pelo aquecimento vindo da radiação solar, registrando valores máximos às 15:00 HL e diminuição durante o período noturno, alcançando valores mínimos geralmente durante a madrugada (03:00 HL), devido o resfriamento na atmosfera.

Entretanto, como mencionado anteriormente foi constatado que este ciclo diurno era quebrado toda vez que chovia. Por exemplo, nos dias 24 e 25 em Belém, o valor máximo de CAPE ocorreu às 09:00 HL (2438 J/kg) e 21:00 HL (2168 J/kg) respectivamente, sendo que houve registro de chuvas algumas horas após esses horários. Em Tomé Açú, após uma chuva ocorrida no dia 20, registrada às 21:00 HL, o valor de CAPE foi menor neste horário (1142 J/kg) do que na madrugada deste mesmo dia (1625 J/kg), e no dia seguinte continuou diminuindo até atingir valor mínimo às 09:00 HL (280 J/kg), retomando seu ciclo diurno em seguida. Resultados semelhantes foram encontrados por Mota e Nobre (2006) durante a campanha do WetAMC/LBA, realizado no estado de Rondônia, confirmando que a CAPE depende das condições termodinâmicas (umidade e temperatura) da superfície e ambiente. O aumento da CAPE é resposta do aquecimento diurno e torna o ambiente ainda mais termodinamicamente instável, quando interage com um sistema de mesoescala, como por exemplo, as linhas de instabilidade.

Durante o período do projeto, a maioria das chuvas ocorriam nos horários da tarde e da noite, com a única exceção do dia 21 de junho, em Belém, quando houve registro de precipitação no horário da manhã. Isso indica que a forçante termodinâmica requer uma escala temporal de horas para formação de nuvens precipitantes, ou seja, durante o dia o aquecimento devido à radiação produz instabilidade próximo à superfície, o qual, conjuntamente com a grande quantidade de umidade presente na região, forma nuvens convectivas e a chuva ocorre no período da tarde ou início da noite (MOTA; NOBRE, 2006).

Figura 6 – Variação temporal da Precipitação e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) das cidades de Belém (a), São Miguel do Guamá (b) e Tomé Açú (c), durante o Projeto CHUVA.

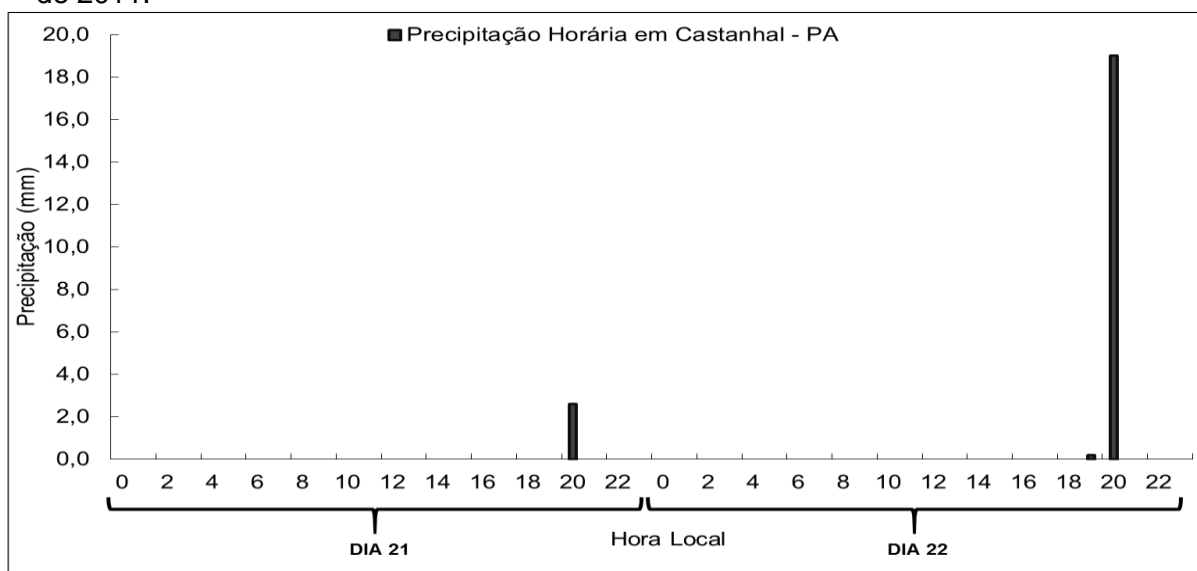


Fonte: Do Autor.

3.4 Análise das condições termodinâmicas, dinâmicas e sinóticas dos dias 21 e 22 de junho de 2011 na região do Triângulo de Radiossondagens

A maior precipitação registrada durante o período do projeto CHUVA ocorreu na estação automática de Belém, no dia 21 de junho de 2011. Neste dia, o total diário foi de 56,8 mm, enquanto que a estação de Tomé Açú registrou 4,4 mm de chuva. A chuva ocorreu entre os horários de 15:00 HL e 21:00 HL em ambas as cidades, sendo que neste intervalo de tempo, só em Belém choveu 52,6 mm. As informações do código METAR (Tabela 5), reportavam a presença de nuvens cumulonimbus às 18:00 HL e também a ocorrência de chuvas na região entre as 16:00 HL e 19:00 HL. Na região de Castanhal, a estação automática registrou um valor de 2,6 mm, às 20:00 HL, como é mostrado na Figura 7, da variabilidade horária da precipitação em Castanhal, nos dias 21 e 22 de junho de 2011. Já em Marituba, como pode ser visto na Tabela 6, o registro feito às 09:00 HL (12:00 UTC) do dia 22 foi de 30,7 mm, valor esse que corresponde ao total pluviométrico das 09:00 HL do dia anterior até as 08:59 HL do dia corrente.

Figura 7 – Variação horária da precipitação em Castanhal – PA, nos dias 21 e 22 de junho de 2011.



Fonte: Do Autor.

Tabela 5 – Informações de chuva e nebulosidade reportadas pelo código METAR, no Aeroporto Internacional de Belém, no dia 21 de junho de 2011.

Tipo	Data/Hora Local	Mensagem
METAR	21/06/2011 – 16:00	CHUVA LEVE; FEW025TCU
SPECI	21/06/2011 – 16:00	CHUVA; FEW025TCU
METAR	21/06/2011 – 17:00	CHUVA; FEW025TCU
METAR	21/06/2011 – 18:00	CHUVA COM TROVOADA; FEW025CB
SPECI	21/06/2011 – 18:00	CHUVA LEVE COM TROVOADA; FEW025CB
METAR	21/06/2011 – 19:00	CHUVA LEVE COM TROVOADA

Fonte: REDEMET.

Tabela 6 – Registro de precipitação em Marituba – PA, nos dias 21 e 22 de junho de 2011.

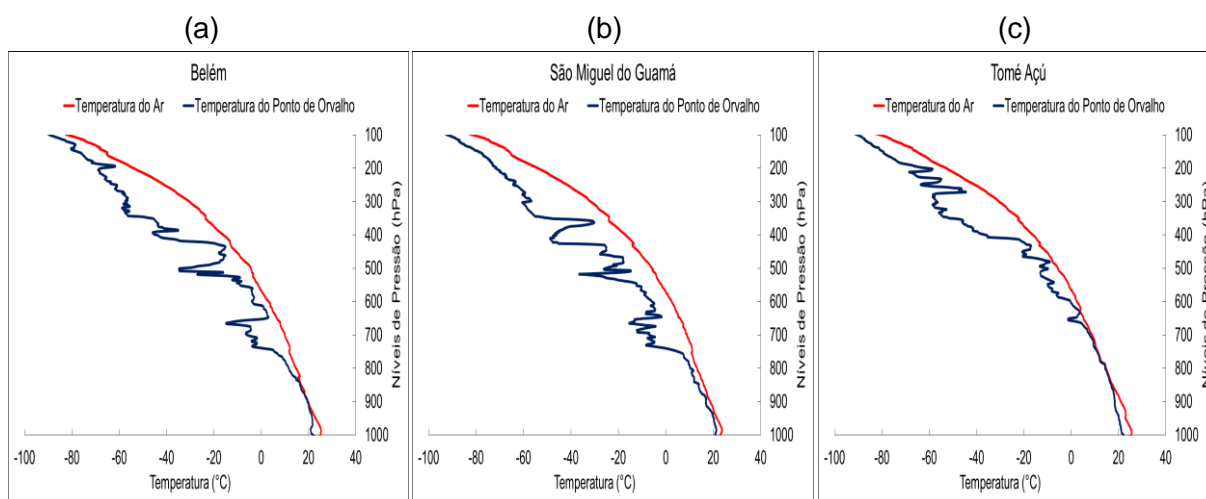
DIA	HORA	PRECIPITAÇÃO
22/06/2011	09:00 HL (12:00 UTC)	30,7 mm
23/06/2011	09:00 HL (12:00 UTC)	0,0 mm

Fonte: Autor.

Durante este intervalo entre 15:00 HL e 21:00 HL, a CAPE diminuiu significativamente nas três localidades do triângulo de radiossondagens. Às 15:00 HL, os valores eram máximos em Belém (4676 J/kg), São Miguel do Guamá (2302 J/kg) e Tomé Açú (2969 J/kg), e conforme a chuva foi ocorrendo nesses horários, o sistema precipitante foi consumindo a CAPE, sendo que às 21:00 HL, os valores registrados foram de 1912 J/kg, 519 J/kg e 1127 J/kg em Belém, São Miguel do Guamá e Tomé Açú, respectivamente, conforme mostrado na Figura 6.

Na Figura 8, são apresentados os perfis verticais de Temperatura do Ar (T_{ar}) e Temperatura do Ponto de Orvalho (T_d) de Belém (Figura 8.1), São Miguel do Guamá (Figura 8.b) e Tomé Açú (Figura 8.c), para o dia 21 de junho de 2011 às 21:00 HL. O perfil termodinâmico das três localidades se apresenta notadamente úmido, visto que a proximidade das curvas de T_{ar} e T_d , indica a atmosfera instável, algumas horas após a ocorrência de chuvas na região. Em Tomé Açú, o perfil termodinâmico se apresentou bem mais úmido em relação às outras duas cidades, principalmente entre os níveis de 850 e 650 hPa. Em Belém e São Miguel do Guamá, o maior teor de umidade do perfil esteve na camada entre aproximadamente 950 e 800 hPa.

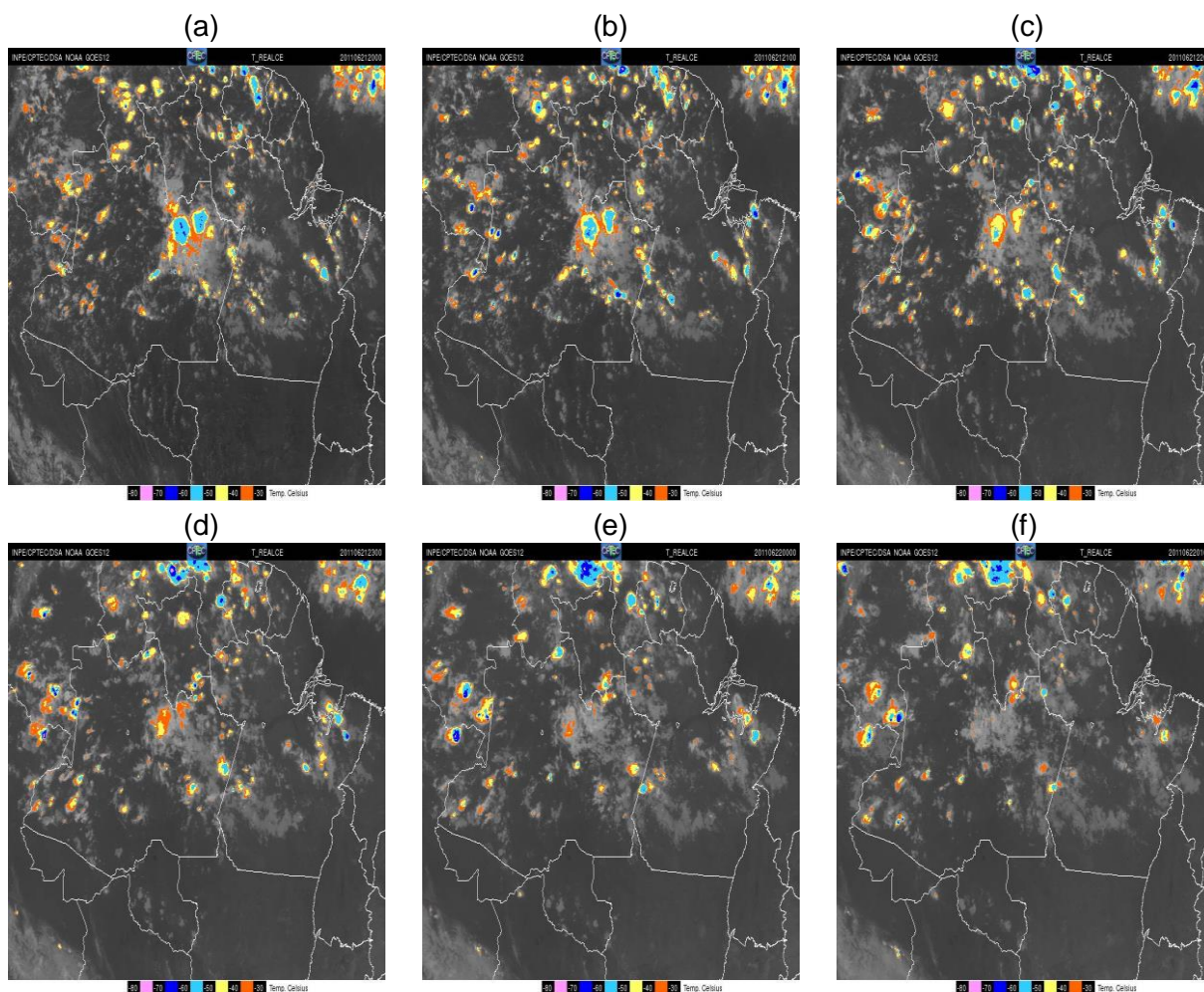
Figura 8 – Perfis verticais de Temperatura do ar (T_{ar}) e Temperatura do Ponto de Orvalho (T_d) das radiossondagens lançadas no dia 21 de junho às 21:00 HL (00 UTC) em Belém (a), São Miguel do Guamá (b) e Tomé Açú (c).



Fonte: Do Autor.

A Figura 9, mostra a variação temporal da atividade convectiva, através de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho realçado. Percebe-se a formação de uma atividade convectiva por volta das 17:00 HL (Figura 9.a) que se intensificou bem próximo à região do triângulo de radiossondagens e apresentou valores de temperatura no topo das nuvens entre -60°C e -70°C entre as 18:00 HL (Figura 9.b) e 19:00 HL (Figura 9.c). Às 20:00 HL (Figura 9.d), os aglomerados convectivos ainda apresentavam valores muito baixos de temperatura no topo das nuvens mas já se afastavam da região próxima à área de estudo, e às 21:00 HL (Figura 9.e), começaram a se desintensificar, sendo que às 22:00 HL, já se encontravam mais deslocados de sua formação de origem (próximo ao litoral, na região nordeste do Pará) e com valores de temperatura entre -40°C e -50°C .

Figura 9 – Imagens do satélite GOES-12, no canal IR realçado para o dia 21 de junho de 2011. (a) 17:00 HL; (b) 18:00 HL; (c) 19:00 HL; (d) 20:00 HL; (e) 21:00 HL e (f) 22:00 HL.

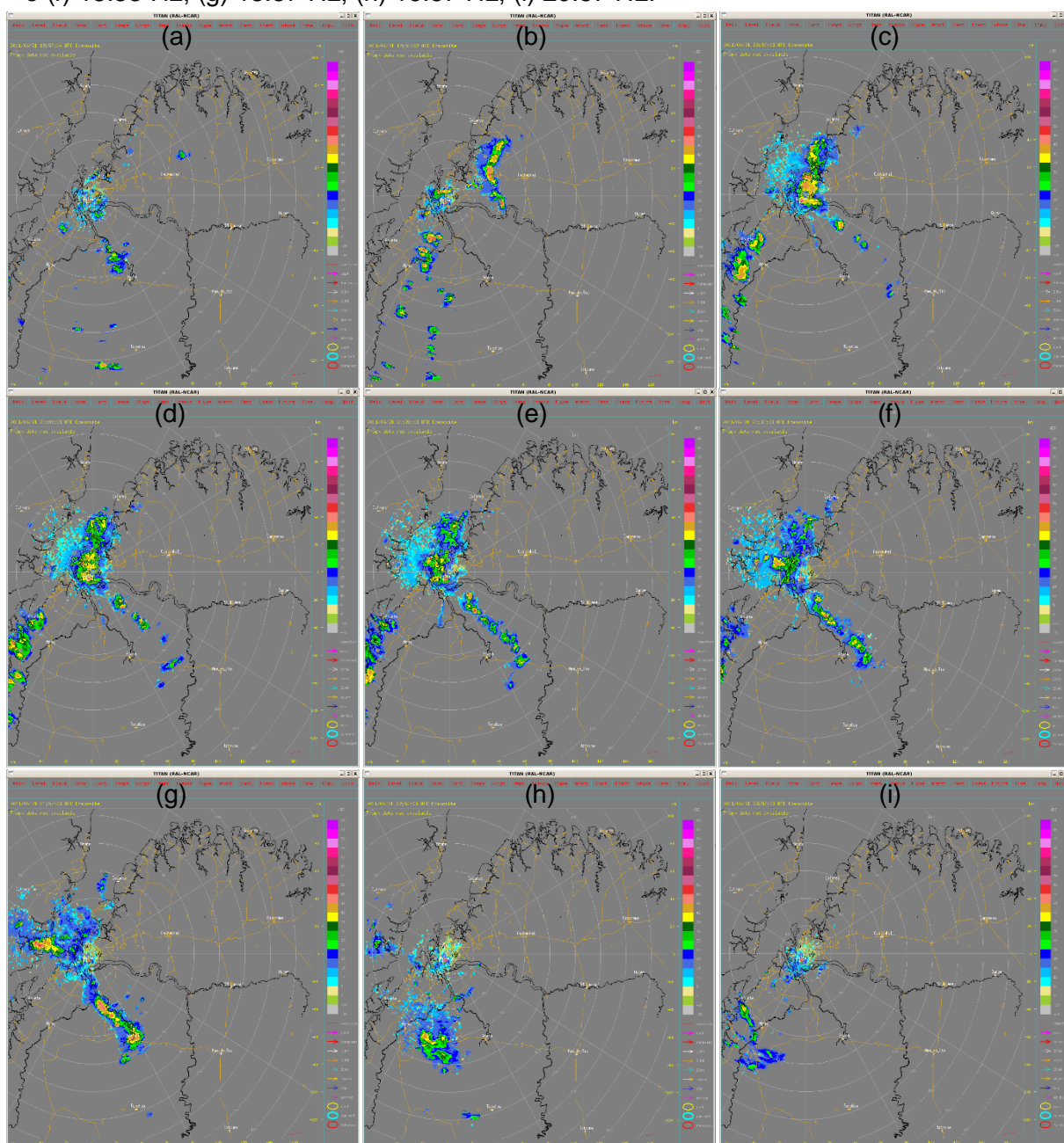


Fonte: CPTEC/INPE.

A Figura 10 apresenta, através de imagens do radar meteorológico banda S situado na Região Metropolitana de Belém, o desenvolvimento temporal da atividade convectiva que causou precipitação em Belém e regiões próximas no dia 21 de junho. Através dos dados de refletividade (dbZ), foi possível verificar, a sequência da precipitação, a partir das 15:57 HL (Figura 10.a) até as 20:57 HL (Figura 10.i), quando já estava em fase de dissipação. No horário das 16:57 HL (Figura 10.b), identifica-se a formação das células convectivas a aproximadamente 40 km de Belém, que haviam passado por Castanhal e deslocado-se no sentido sudoeste, apresentando refletividade em torno de 50 dbZ. Às 17:57 HL, 18:09 HL e 18:21 HL (Figuras 10.c, 10.d e 10.e, respectivamente), essas células se encontravam sobre o radar de Belém, provocando precipitação de 56,2 mm nesses horários, na Região Metropolitana da cidade. Na imagem das 18:33 HL (Figura 10.f) é possível observar o deslocamento

das nuvens carregadas no sentido sudoeste com refletividade ainda em torno de 50 dbZ, abrangendo uma área de até 80 km distante de Belém. Às 18:57 HL (Figura 10.g), a atuação das nuvens convectivas se dá próximo a Tomé Açú, onde também houve registro de chuva entre esses horários. No horário das 19:57 HL (Figura 10.h), as células convectivas ainda estavam atuando, porém com valores menores de refletividade (aproximadamente 40 dbZ) e às 20:57 HL, começaram a entrar em fase de dissipação.

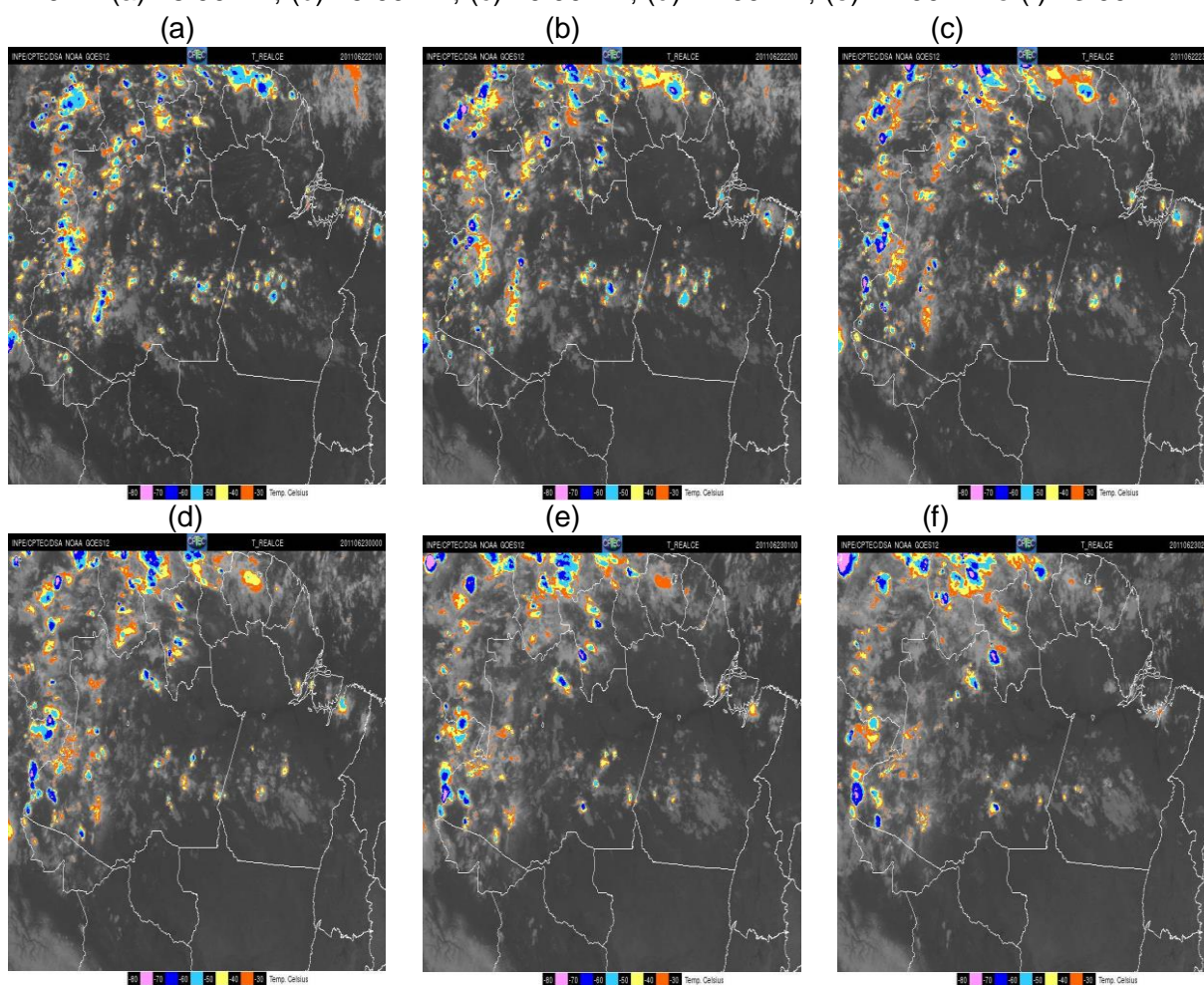
Figura 10 – Imagens do radar meteorológico banda S, situado em Belém – PA, para o dia 21 de junho de 2011. (a) 15:57 HL; (b) 16:57 HL; (c) 17:57 HL; (d) 18:09 HL; (e) 18:21 HL e (f) 18:33 HL; (g) 18:57 HL; (h) 19:57 HL; (i) 20:57 HL.



Fonte: SIPAM/CR-BE.

No dia 22 de junho, como pôde ser verificado na Figura 6, houve uma diminuição brusca no valor da CAPE, entre os horários de 15:00 HL e 21:00 HL, indicando que a energia que havia disponível para formar convecção, foi consumida por um sistema precipitante, durante aquele intervalo de tempo. Embora não tenha sido registrada ocorrência de precipitação em Belém e Tomé-Açu nesses horários, as imagens do satélite GOES 12, no canal infravermelho realçado, para o dia 22 (Figura 11), entre os horários de 18:00 HL (Figura 11.a) e 23:00 HL (Figura 11.b), mostram que por volta das 18:00 HL, se formou próximo ao litoral do Pará, uma nebulosidade do tipo convectiva, intensificada pela atuação da brisa marítima e que deslocava-se no sentido de leste para oeste. Às 20:00 HL (Figura 11.c) as nuvens passavam sobre a área do triângulo de radiossondagens, com temperaturas no topo das nuvens entre -60°C e -70°C, indicando a ocorrência de chuvas na região. Nesta época do ano, as linhas de instabilidade, impulsionadas pela brisa marítima aparecem com maior frequência.

Figura 11 – Imagens de satélite GOES-12, no canal IR realçado para o dia 22 de junho de 2011. (a) 18:00 HL; (b) 19:00 HL; (c) 20:00 HL; (d) 21:00 HL; (e) 22:00 HL e (f) 23:00 HL.

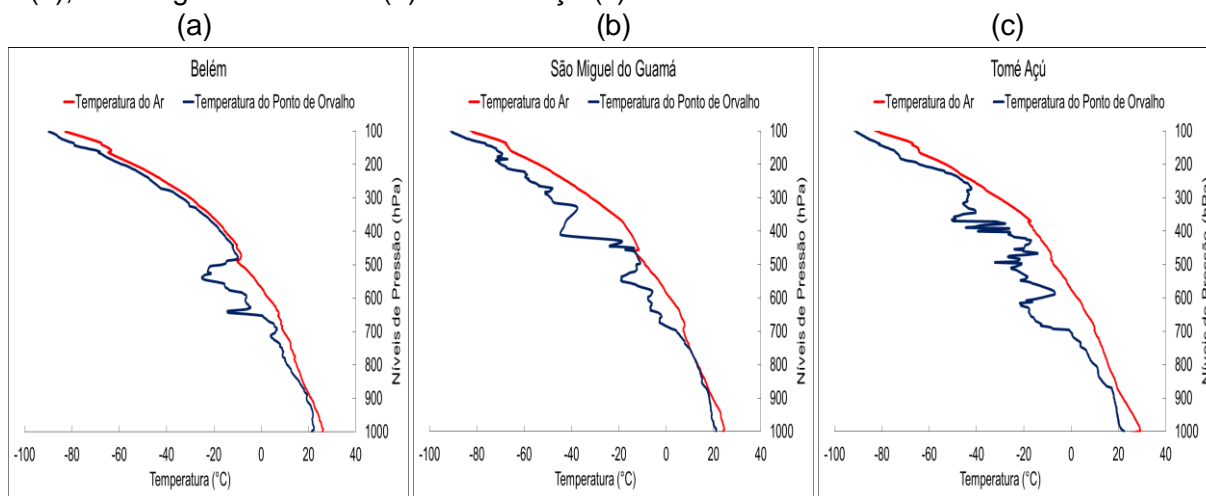


Fonte: CPTEC/INPE.

Às 21:00 HL, como pode ser visto na Figura 11.d, a nebulosidade convectiva ainda atuava sobre a região de Belém e áreas próximas, porém menos intensa, sendo que às 22:00 HL (Figura 11.e) apresentava valores de temperatura no topo das nuvens entre -40°C e -50°C e às 23:00 HL, o sistema já havia se dissipado, restando sobre a região, apenas a nebulosidade estratiforme, com a presença de nuvens mais baixas.

Os perfis termodinâmicos de T_{ar} e T_{d} do dia 22 de junho de 2011, das radiossondagens lançadas às 21:00 HL (00:00 UTC do dia 23) em Belém (Figura 12.a), São Miguel do Guamá (Figura 12.b) e Tomé Açú (Figura 12.c) sugerem duas características importantes, para indicar que o ambiente na região se apresentava instável, nos horários anteriores ao lançamento da radiossondagem. A primeira característica é a presença de perfis bem úmidos, indicados pela maior proximidade das curvas de T_{ar} e T_{d} principalmente em Belém e São Miguel do Guamá, e em Tomé-Açu, essa maior presença de umidade se dá entre os níveis de 900 hPa e 850 hPa. A segunda característica é perceptível nos três perfis, que é a ocorrência de uma camada de ar mais seco nos médios níveis da sondagem. De acordo com Sá Gille e Mota (2014), essa característica do ar seco provoca evaporação, que produz correntes descendentes capazes de gerar uma nova nebulosidade que favorece a instabilidade convectiva, podendo causar e precipitação e até tempestades.

Figura 12 – Perfis verticais de Temperatura do ar (T_{ar}) e Temperatura do Ponto de Orvalho (T_{d}) das radiossondagens lançadas no dia 22 de junho às 21:00 HL (00 UTC) em Belém (a), São Miguel do Guamá (b) e Tomé Açú (c).

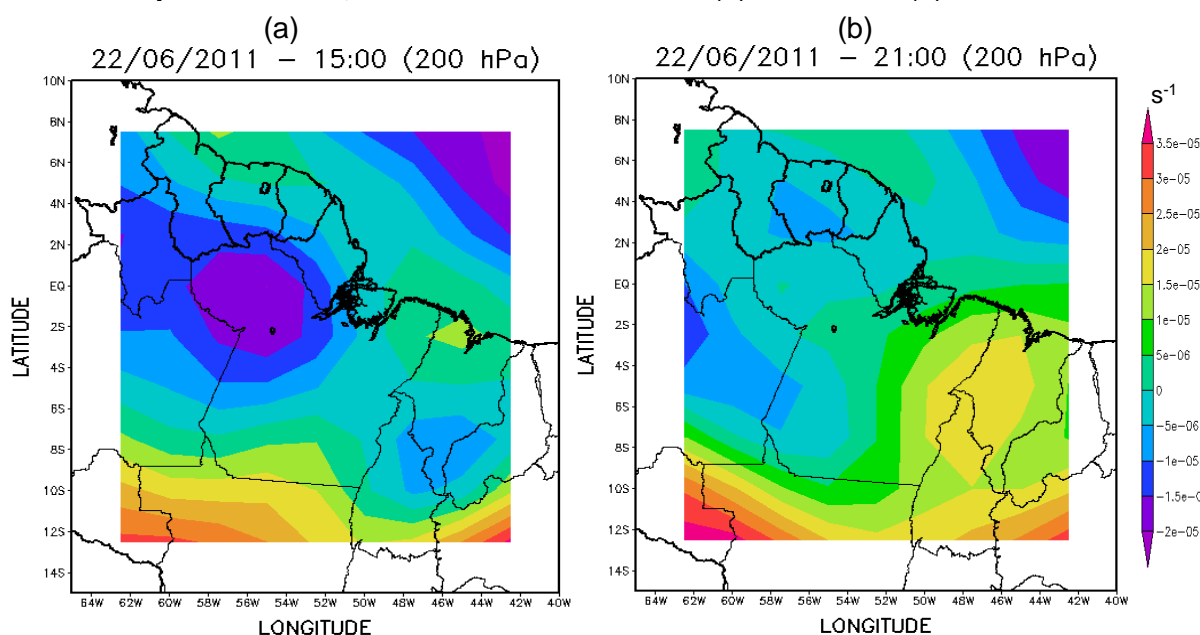


Fonte: Do Autor.

Analisando o campo da vorticidade (Figura 13), das análises do NCEP em 200 hPa, para os horários de 15:00 HL (Figura 13.a) e 21:00 HL (Figura 13.b) do dia 22 de junho de 2011, foi observado que durante esse intervalo de tempo a região do triângulo de radiossondagens esteve sob influência de vorticidade anticiclônica ($\zeta > 0$), com núcleos entre $5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ e $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ às 21:00 HL, sendo que às 15:00 HL a vorticidade estava mais fraca, com núcleos entre 0 e $5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Isto indica que a região apresentava divergência em altos níveis, que refletiu em baixos níveis com fluxo de convergência, onde há a ocorrência de movimentos ascendentes que favoreceram a formação de nebulosidade, e conseqüentemente a ocorrência de precipitação.

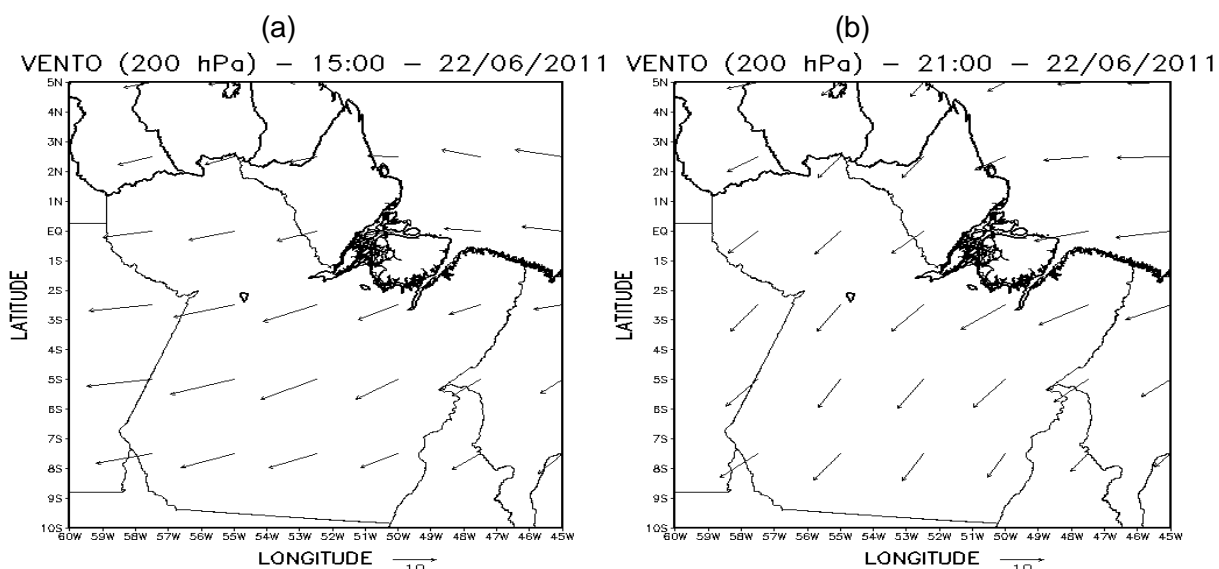
No campo do vento (Figura 14), também em 200 hPa, para os horários de 15:00 HL (Figura 14.a) e 21:00 HL (Figura 14.b) pode ser visto o sentido do vento, predominantemente de leste e nordeste próximo à costa do Pará e o sentido do seu giro (sentido anti-horário), que em situações de vorticidade positiva no Hemisfério Sul é anticiclônico. Percebe-se que este giro anticiclônico está bem melhor configurado às 21:00 HL, horário em que a vorticidade positiva em altos níveis, estava mais forte do que anteriormente.

Figura 13 – Campos de Vorticidade (ζ) das análises do NCEP no nível de 200 hPa, para o dia 22 de junho de 2011, nos horários das 15:00 HL (a) e 21:00 HL (b).



Fonte: NCEP.

Figura 14 – Campos de Vento das análises do NCEP no nível de 200 hPa, para o dia 22 de junho de 2011, nos horários das 15:00 HL (a) e 21:00 HL (b).



Fonte: NCEP.

Registros pontuais da chuva ocorrida na região no dia de 22 de junho, foram coletadas na estação convencional de Soure no dia 23 às 09:00 HL (2,3 mm), sendo essa observação coletada correspondente à precipitação ocorrida no horário compreendido entre as 09:00 do dia anterior e as 08:59 do dia 23. Também pode ser visto na Figura 07 que em Castanhal, entre os horários das 18:00 e 20:00, houve registro de 19,2 mm de precipitação, indicando que a atuação da atividade convectiva vista nas imagens de satélite, foi bastante intensa durante sua passagem sobre essa região, no entanto, o código METAR (Tabela 7) reportou para Belém apenas a situação de céu nublado de 13:00 HL até 17:00 HL e a presença de nuvens cumulus congestus às 14:00, porém sem ocorrência de chuvas.

Tabela 7 – Informações de chuva e nebulosidade reportadas pelo código METAR, no Aeroporto Internacional de Belém, no dia 22 de junho de 2011.

Tipo	Data/Hora Local	Mensagem
METAR	22/06/2011 – 13:00	BKN027
METAR	22/06/2011 – 14:00	BKN025; FEW030TCU
METAR	22/06/2011 – 15:00	BKN030
METAR	22/06/2011 – 16:00	BKN030
METAR	22/06/2011 – 17:00	BKN030

Fonte: REDEMET.

4 CONCLUSÃO

Neste trabalho foram feitas as classificações termodinâmicas das sondagens lançadas em Belém, São Miguel do Guamá e Tomé Açú, durante experimento de campo do Projeto CHUVA, realizado em junho de 2011, utilizando as propostas de Betts (1974) e Aspliden (1976), devidamente adaptadas para essa região, de modo a ajustar os valores de dados de chuva disponíveis, ao regime de precipitação. O objetivo foi verificar a relação que existiu entre a precipitação e a CAPE e estudar a relação de fatores termodinâmicos e dinâmicos importantes com o tipo de nebulosidade nessa região.

Nas três cidades, a maioria das sondagens esteve classificada nos Regimes Convectivos I (Seco) e IV (Distúrbio) do método de Betts (1978) e nos Modos I e II, que indicam convecção extremamente e moderadamente desfavorecida e V e VI, que indicam convecção moderadamente e severamente desenvolvida, pela proposta de Aspliden (1976). Esses resultados mostram que ora a atmosfera apresentava condições de estabilidade, ora se apresentava instável. Essas situações de instabilidade, geralmente estiveram associadas à atividade convectiva que era induzida pela brisa marítima e em alguns casos, formava linhas de instabilidade, que transportavam umidade do oceano para o continente e contribuíam para aumentar a instabilidade atmosférica na região, favorecendo o desenvolvimento da atividade convectiva, continente adentro. Dessa forma, a precipitação na região, nesses casos, não era originada unicamente pelos efeitos termodinâmicos, mas sim, da interação desses, com sistemas de meso escala (linhas de instabilidade).

A variabilidade da precipitação em Belém e Tomé Açú durante os experimentos do Projeto CHUVA, mostrou que quase sempre as chuvas na região ocorriam nos horários da tarde e noite, indicando que para formar nuvens precipitantes, a forçante termodinâmica precisa de uma escala temporal de horas, iniciada pelo aquecimento devido à radiação durante o dia, que por efeitos físicos que ocorrem próximos à superfície, forma nuvens convectivas, que provoca chuvas nos horários da tarde e de noite. A característica do ciclo diurno da CAPE se mostrou bem definida nas três cidades, com valores máximos quase sempre ocorrendo às 15:00 e valores mínimos geralmente às 03:00. Esse ciclo diurno era quebrado, toda vez que ocorria precipitação, logo, horas após a precipitação haviam registros de valores de CAPE menores que os anteriores, sustentando a teoria de que o sistema precipitante

consumia a CAPE produzida pela grande escala. Outra característica foi a ocorrência de grandes valores de CAPE e o registro de pouca precipitação, uma vez que a CAPE é uma condição necessária, mas não suficiente para formar convecção profunda precipitante.

As chuvas ocorridas na região do triângulo de radiossondagem e proximidades, nos dias 21 e 22 de junho de 2011, tiveram influência da interação dos fatores termodinâmicos com as forçantes dinâmicas. Em ambos os dias, nas três cidades, os valores máximos de CAPE estiveram acima de 2000 J/kg algumas horas antes da ocorrência da precipitação e a atuação de sistemas de mesoescala (brisa marítima) na região, transportando umidade do oceano para o continente, aumentou a instabilidade da atmosfera local e favoreceu o desenvolvimento de aglomerados convectivos intensos, que causaram chuvas de 56,8 mm, 30,7 mm e 4,4 mm em Belém, Marituba e Tomé Açú, respectivamente, no dia 21 de junho de 2011 e chuvas de 19,2 mm em Castanhal, no dia 22 de junho de 2011.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, D. K.; SOUZA, E. P.; COSTA, A. R. Convecção úmida na Amazônia: implicações para a modelagem numérica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 24, n. 2, p. 168-178, 2009.
- ALBRECHET, B. A. Effects of precipitation on the thermodynamic structure of the trade wind boundary layer. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, n. D4, p. 7327-7377, 1993.
- ANANIAS, D. S.; SOUZA, E. B.; SOUZA, P. F. S.; SOUZA, A. M. L.; VITORINO, M. I.; TEIXEIRA, G. M.; FERREIRA, D. B. S.; Climatologia da estrutura vertical da atmosfera em novembro para Belém – PA. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 2, p. 218-226, 2010.
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 31, n. 3, p. 674-701, 1974.
- ASPLIDEN, C. I. A Classification of the structure of the Tropical Atmosphere and related energy fluxes. *Journal Applied Meteorology*, v. 15, n.7, p. 692-697, 1976.
- BETTS, A. K. Further comments on “a comparison of the equivalent potential temperature and the static energy”. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 31, p. 1713-1715, 1974.
- _____. The thermodynamic transformation of the tropical subcloud layer by precipitation and downdrafts. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 33, p. 1008-1020, 1976.
- BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, v. 108, p. 1046-53, 1980.
- CAVALCANTI, I. F. A. *Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais*. 1982. 133 f. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – INPE-2494-TDL/097, São José dos Campos, 1982.
- CHARNEY, J. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 101, p. 193-202, 1975.
- CHONG, M.; AMAYENC, P.; SCIALOM, G.; TESTUD, J. A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in West Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. *Monthly Weather Review*, v. 115, p. 670-694, 1987.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Monthly Weather Review*. v. 123, p.3163-3174, 1995.
- DIXON, M.; WIENER, G. TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting – a radar-based methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 10, n. 6, p. 785-797, 1993.

- DROSDOWSKY, W.; HOLLAND, G. J. North Australian cloud lines. *Monthly Weather Review*, v. 115, p. 2645-2659, 1987.
- EMANUEL, K. A. *Atmospheric convection*. New York Oxford: University Press, 1994. 567p.
- GAMACHE, J. F.; HOUZE, R. A. J. Mesoscale air motions associated with a squall line. *Monthly Weather Review*, v. 110, p. 118-135, 1982.
- GRECO, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRISS, R. C.; TALBOT, R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 17001-17014, 1990.
- HOUZE JR, R. A. Structure and dynamics of a tropical squall line system. *Monthly Weather Review*, v. 105, p. 1540-1567, 1977.
- HOUZE JR, R. A.; RAPPAPORT, E. N. Air motions and precipitation structure of an early summer squall line over the Eastern tropical Atlantic. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 41, p. 553-574, 1984.
- KOUSKY, E. V. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, v. 108, p.488-498, 1980.
- LE MONE, M. A.; ZIPSER, E. J.; TRIER, S. B. The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of MCS during TOGA-COARE. *Journal of Atmospheric Sciences*. v. 55, n. 12, p. 3493-3518, 1998.
- LI, W.; FU, R. Influences of cold air intrusions on the wet season onset over Amazonia. *Journal of Climate*, v. 19, p.257-275, 2006.
- LIMA, D. R. O. *Diagnóstico de chuvas e previsão meteorológica para a bacia hidrográfica do rio Manso*. 2005. 155 f., Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia), COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2005.
- MACHADO, L. A. T. The Amazon energy budget using the ABLE – 2b and FluAmazon data. *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. 57, n.18, p. 3131-3144, 2000.
- MACHADO, L. A. T. et al. The CHUVA Project - how does convection vary across Brazil? *Bulletin of the American Meteorological Society*. v. 95, n. 9, p. 1365-1380, 2014. AMS-D-13-00084.
- MARSHALL, J. S.; PALMER, W. McK. The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology, Shorter Contributions*, v. 5, p. 165-166, 1948.
- MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da Amazônia: mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 2, p. 107-117, 1987.
- MOTA, M. A. S.; NOBRE, C. A. Relação da variabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) com a precipitação e a Alta da Bolívia (AB) durante a campanha “Wet-AMC/LBA”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3b, p. 344-355, 2006.

MOTA, M. A. S.; ROCHA, E. J. P.; NUNES, H. S. M. Evolução termodinâmica da atmosfera de uma situação perturbada associada a um sistema frontal durante o RBLE-2. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., e CONGRESSO LATINO-AMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA, 2., 1994, Belo Horizonte. *Anais...* Rio de Janeiro: ABMET, 1994, v. 2, p. 230-275.

NASCIMENTO, E. L.; AMBRIZZI, T. The influence of atmospheric blocking on the Rossby wave propagation in southern hemisphere winter flows. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 80, n. 2, p. 139-159, 2002.

OLIVEIRA, A. S.; NOBRE, C. A. Interaction between frontal systems in South America and tropical convection over the Amazon. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE, 3., 2003, Wellington. *Anais...* São José dos Campos: INPE, 2003. p. 56-59. 1 CD-ROM.

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

RENNÓ, N. O.; INGERSOLL, A. P. Natural convection as a heat engine: a theory for CAPE. *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. 53, p. 571-585, 1996.

RIBEIRO, J. B. M.; MOTA, M. A. S. Classificação termodinâmica para atmosfera de Belém-PA para o ano de 1987. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., e CONGRESSO LATINO-AMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA, 2., 1994, Belo Horizonte. *Anais...* Rio de Janeiro: ABMET, 1994. p. 272-275.

RIEHL, H. *Climate and weather in the tropics*. London: Academic Press, 1979. 613p.

SÁ GILLE, F. S.; MOTA, M. A. S. Importância das condições termodinâmicas nos eventos extremos de precipitação na cidade de Belém e região metropolitana. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v. 29, n. esp., p. 73-82, 2014.

SALATI, E.; MARQUES, J. Climatology of the Amazon region. In: SIOLI, H. (ed.). *The Amazon - limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Dr. W. Junk Publishers, 1984. 763 p.

SANTOS, J. S.; MOTA, M. A. S.; ROCHA, E. J. P. Classificação climatológica da Energia Potencial Disponível para a Convecção na cidade de Belém – PA. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 29, n. esp., p. 60-72, 2014.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 2, p. 133-150, 1987.

_____. *Índices de Instabilidade para Previsão de Chuva e Tempestades Severas*. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2000. 09 p.

SOUZA, D. C.; MOTA, M. A. S.; COHEN, J. C. P. A importância das condições termodinâmicas na variabilidade da precipitação em Caxiuanã. *Caxiuanã: Paraíso ainda preservado*, v. 1, n.1, p. 55-70, 2013

WILLIAMS, E.; RENNO, N. An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Monthly Weather Review*. v. 121, n.1, p. 21-36. 1993.

YAO, M-S.; DEL GENIO, A. D. Effects of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM. *Journal of Climate*. v. 12, p. 761-769. 1999.

ZAWADZKI, I.; RO, C. U. Correlations between maximum rate of precipitation and mesoscale parameters. *Journal Applied Meteorology*. v. 17, p. 1372-1334. 1978.

ZHANG, C. e CHOU, M-D. Variability of water vapor, infrared radiative cooling, and atmospheric instability for deep convection in the equatorial western Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 56, p. 711- 723, 1999.