



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ – UFPA  
MUSEU PARAENSE EMILIO GOELDI – MPEG  
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS  
PPGCA**

**FELIPE DO SOUTO DE SÁ GILLE**

**INFLUÊNCIAS DAS CONDIÇÕES TERMODINÂMICAS NOS EVENTOS  
EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NA CIDADE DE BELÉM E REGIÃO  
METROPOLITANA.**

Belém-PA  
2012

**FELIPE DO SOUTO DE SÁ GILLE**

**INFLUÊNCIAS DAS CONDIÇÕES TERMODINÂMICAS NOS EVENTOS  
EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NA CIDADE DE BELÉM E REGIÃO  
METROPOLITANA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais da Universidade Federal do Pará (UFPA), convênio com Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG) e Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias (EMBRAPA- Amazônia Oriental).

Orientadora: Prof<sup>ª</sup>. Dra. Maria Aurora Santos da Mota.

Belém-PA  
2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

S111i Sá Gille, Felipe do Souto de

Influências das condições termodinâmicas nos eventos extremos de precipitação na cidade de Belém e região metropolitana / Felipe do Souto de Sá Gille; Orientadora: Maria Aurora Santos da Mota - 2012.

75 fl.: il.

Dissertação (mestrado em ciências ambientais) – Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emilio Goeldi e EMBRAPA, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Belém, 2012.

1. Termodinâmica. 2. CAPE. 3. CINE. 4. Forçantes termodinâmicas e dinâmicas. I. Mota, Maria Aurora Santos da, *orient.* II. Universidade Federal do Pará III. Título.

CDD 22° ed.: 536.7

---

FELIPE DO SOUTO DE SÁ GILLE


**INFLUÊNCIA DAS CONDIÇÕES TERMODINÂMICAS NOS  
EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NA CIDADE DE  
BELÉM E REGIÃO METROPOLITANA**


Dissertação apresentada para obtenção do grau de  
Mestre em Ciências Ambientais do Programa de Pós-  
Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de  
Geociências, Universidade Federal do Pará. Linha de  
Pesquisa: Física do Clima  
Orientadora: Dra. Maria Aurora Santos da Mota

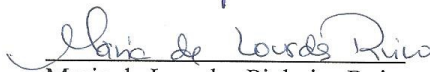
Data de aprovação: 28 / 06 / 2012

Banca Examinadora:

  
Orientadora  
Maria Aurora Santos da Mota  
Universidade Federal do Pará

  
Marcos Daisuke Oyama  
Instituto de Aeronáutica e Espaço

  
Everaldo Barreiros de Souza  
Universidade Federal do Pará

  
Maria de Lourdes Pinheiro Ruivo  
Museu Paraense Emilio Goeldi

Dedico este trabalho a DEUS e a minha família Anna (in memoriam), Accácio, Mara, Kenia, Tatyana e Felipe Júnior pilares de minha existência e razão do meu viver. Obrigado pelo apoio inquestionável e paciência, principalmente nos momentos de minha ausência.

## **AGRADECIMENTOS**

A DEUS, criador de todas as coisas, pela saúde e pela família maravilhosa que o SR me deu;

A minha família, Anna (in memorian), Accácio, Mara, Kenia, Tatyana e Felipe Júnior;

A minha orientadora Professora Dra. Maria Aurora Santos da Mota pelo conhecimento transmitido, pela paciência e empenho demonstrados durante todo o curso;

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais – PPGCA, principalmente, os Professores da Faculdade de Meteorologia pelos conhecimentos transmitidos e pelo exemplo a ser seguido.

Ao Major Especialista em Meteorologia e Professor aposentado da UFPA Dimitrie Nechet pelos conselhos e pela força transmitidos durante toda a nossa convivência;

Ao Coronel Aviador Roberto de Araújo por ter contribuído e incentivado meu crescimento profissional durante sua gestão como Comandante da Base Aérea de Belém;

Ao Instituto de Controle do Espaço Aéreo (ICEA), Centro Nacional de Meteorologia Aeronáutica (CNMA). Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e Projeto Entendendo o Clima no Estado do Pará pelos dados que foram utilizados neste trabalho; e

A Força Aérea Brasileira pela contribuição na construção de meu capital intelectual o qual balizou a consecução desta dissertação.

*“Não precisamos saber nem como nem onde, mas existe uma pergunta que todos nós devemos fazer sempre que começamos qualquer coisa: Para que tenho que fazer isto”.*

*Paulo Coelho*

## RESUMOS

O objetivo desta dissertação foi verificar a importância dos fatores termodinâmicos na ocorrência de eventos extremos de precipitação na Cidade de Belém (PA) e região metropolitana, no período de agosto de 2008 a dezembro de 2009. Para tal, foram utilizados dados de precipitação e radiossondagens. Para análise das condições termodinâmicas e dinâmicas foram utilizadas imagens de satélite, cartas de superfície e análise do diagrama SKEW T LOG P. O estudo da termodinâmica da atmosfera foi realizado a luz das teorias da Energia Potencial Disponível para a Convecção (CAPE) e, também, da Energia de Inibição da Convecção (CINE). Foi utilizado o método dos decís para classificar os eventos extremos de precipitação a fim de associá-los aos valores da CAPE e da CINE com o objetivo de verificar o valor destes índices quando da ocorrência dos eventos extremos. Verificou-se que a região estudada possui forte atividade convectiva durante todo o ano, haja vista que seus valores médios mensais variam entre 900 J/kg e 1900 J/kg. Foi visto, também, que nem sempre CAPE alta e CINE baixa determinam precipitação. Esta situação determina o potencial para a convecção profunda, mas para converter este potencial em precipitação existe a necessidade da forçante dinâmica. Os resultados mostraram que quando o processo de precipitação dependeu, exclusivamente, da CAPE, foi necessário haver um valor alto para poder gerar convecção profunda e por consequência precipitação, enquanto, que no processo de precipitação com contribuição dinâmica não foi necessário um valor tão significativo da CAPE, neste caso, não ultrapassou a 1000 J/kg. A CINE esteve, sempre, menor no período chuvoso apresentando valores médios mensais menores que 300 J/kg. Isto não quer dizer que quanto menor a CINE maior será a precipitação. Quando a inibição está presente a instabilidade vai crescendo ao longo do dia determinando, com isso, nuvens com um desenvolvimento vertical mais acentuado, assim os pontos onde os inibidores enfraquecem primeiro, serão os pontos preferenciais para o disparo da tempestade. Logo, quando a instabilidade estiver alta e existir o mecanismo inibidor (CINE), em uma grande área, os locais mais propícios aos disparos das tempestades são os pontos onde a CINE e o NCE começam a diminuir e a inversão térmica, que por vezes acontece, começa a ser quebrada. Durante a execução desta pesquisa ficou claro que para a ocorrência de eventos extremos de



precipitação, no período chuvoso, existe necessidade da influência da ITCZ e no período seco, conforme se observa no estudo de caso realizado para o mês de outubro o fator dinâmico que mais influencia é a Linha de Instabilidade (LI).

Palavras-chave: Termodinâmica. CAPE. CINE. Forçantes termodinâmicas e dinâmicas.

## ABSTRACT

The goal of this dissertation is to verify the importance of thermodynamic factors on occurrence of extreme precipitation events in the city of Belém (PA) and the metropolitan area, during the period of August 2008 to December 2009. To this end, precipitation and radiosonde data were used. For dynamic and thermodynamic analysis, satellite images, surface charts and SKEW T-LOG P diagram were used. The study of thermodynamics of the atmosphere was made based on the theories of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition Energy (CINE). The decim method was used to classify the extreme precipitation events, in order to associate them to the values of CAPE and CINE and then verify the accuracy of these values when the extreme event occur. At this occasion, it was verified that the studied region has strong convective activity during all the year, hence the monthly mean values are between 900 J/kg and 1900 J/kg. It was also verified that not always high CAPE and low CINE determine precipitation. That situation in fact determine profound convection, but to ensure precipitation there is the need of dynamic enforcement. The results clearly show that when the precipitation process depended on CAPE exclusively, it was necessary to have a high value in order to generate profound convection and, consequently, precipitation. Otherwise, at the dynamic contribution precipitation process it was not necessary a significant value of CAPE, in that case not over 1000 J/kg. The CINE was always lower at the rainy season showing monthly mean values lower than 300 J/kg. That doesn't means that as lower the CINE, higher is the precipitation. When inhibition is present, the instability keep growing during the day, and with that, clouds with accentuated vertical development, then the points where were the inhibitors weaken first, will be the preferential point to start the storm. From this, when the instability is high and the inhibitor mechanism exists (CINE) , in a large area, the most propitious place to trigger a storm are the points where CINE and NCE start to diminish and the thermic inversion, that sometimes happens, start to be

broken. During this research it was clear that for the occurrence of extreme precipitation events during the rainy season there is the need of ITCZ influence and during the dry season the dynamic factor that contributes is the Instability Line (LI).

Keywords: Thermodynamics. CAPE. CINE. Thermodynamics and Dynamic enforcement.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Modelo da Circulação Geral da Atmosfera.....	18
Figura 2 – Equiparação da Amazônia Legal com a Europa.....	21
Figura 3 – Localização da Cidade de Belém (PA).....	23
Figura 4 – Localização da Estação Meteorológica de Altitude de Belém (EMA-BE) e dos pontos de coleta de precipitação nos bairros da Cidade de Belém (PA).....	26
Figura 5 – Localização da Estação Meteorológica de Altitude de Belém (EMA-BE) e dos pontos de coleta de precipitação na região metropolitana da Cidade de Belém (PA).....	27
Figura 6 – Imagens do Satélite GOES 12, do dia 08 de março de 2009 às 1500UTC: 1) Canal Vapor de água, 2) Canal Visível e 3) Canal Infravermelho.....	31
Figura 7 – Representação da CAPE (área em vermelho) no diagrama SKEW T LOG P para a Cidade de Belém no dia 17/04/2009 às 0000UTC.....	36
Figura 8 – Representação da CINE (área em azul) no diagrama SKEW T LOG P para o Campo de Marte no dia 14/03/2010 às 2100UTC.....	39
Figura 9 – Dias de CAPE elevada e ocorrência de precipitação.....	40
Figura 10 – Variação da Precipitação Média Mensal.....	42
Figura 11 – Eventos Extremos de Precipitação.....	44
Figura 12 – Variação média mensal da CAPE, CINE e Precipitação.....	46
Figura 13 – Variação da CAPE, da CINE e dos Eventos Extremos de Precipitação.....	48
Figura 14 – Variação da CAPE, CINE e Precipitação no mês de outubro de 2008.....	52
Figura 15 – Imagens do Satélite GOES canal infravermelho do dia 04/10/2008: 1) 1500UTC, 2) 2100UTC.....	54

Figura 16 – Diagrama SKEW T LOG P de Belém do dia 05/10/2008 às 1200UTC.....	55
Figura 17 – Imagens do Satélite GOES do dia 05/10/2011: 1) 1200UTC canal infravermelho, 2) 1200UTC canal vapor de água, 3) 1800UTC canal infravermelho, 4) 1800UTC canal vapor de água, 5) 2100UTC canal infravermelho e 6) 2100UTC canal vapor de água.....	56
Figura 18 – Carta Sinótica do dia 05/10/2008 às 1800UTC.....	58
Figura 19 – Carta Sinótica do dia 24/10/2008 às 1800UTC.....	61

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Estações Meteorológicas/bairros da Cidade de Belém/localidades da região metropolitana, com os respectivos períodos de observação e falhas na coleta de dados.....	28
Tabela 2 - Ano, mês, dia e horários em que não foram realizadas radiossondagens.....	30
Tabela 3 - Separação de decimais dos dados de precipitação máxima, no período de 01 de agosto de 2008 a 31 de dezembro de 2009 para a Cidade de Belém e região metropolitana.....	33
Tabela 4 - Valores da CAPE e condições de instabilidade.....	37

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABLE-2B	Amazon Boundary Layer Experiment – 2b
CAPE	Energia Potencial Disponível para a Convecção
CINE	Energia de Inibição da Convecção
CLP	Camada Limite Planetária
CNMA	Centro Nacional de Meteorologia Aeronáutica
DTCEA-BE	Destacamento de Controle do Espaço Aéreo de Belém
EMA	Estação Meteorológica de Altitude
g	Gravidade
HL	Hora local
ICA	Instrução do Comando da Aeronáutica
ICEA	Instituto de Controle do Espaço Aéreo
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
mm	Milímetros
LI	Linha da Instabilidade
NCE	Níveis de Convecção Espontânea
NE	Nível de Equilíbrio
OMM	Organização Meteorológica Mundial
SUP	Superfície
TOA	Topo da Atmosfera
Tv(amb)	Temperatura Virtual do Ambiente
Tv <sub>(par)</sub>	Temperatura Virtual da Parcela
UFPA	Universidade Federal do Pará
Z	Altura Geopotencial
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
$\rho$	Densidade

## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	17
2	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	25
2.1	MATERIAS.....	25
2.1.1	<b>Dados Observacionais</b> .....	25
2.1.1.	Precipitação.....	25
1		
2.1.1.	Radiossondagens.....	29
2		
2.1.1.	Demais Dados.....	31
3		
2.2	<b>METODOLOGIA</b> .....	32
2.2.1	<b>Definição de Eventos Meteorológicos Extremos e Escolha dos Dados a serem</b> <b>Analisados</b> .....	32
2.2.2	<b>Análise Sinótica e Dinâmica da Região</b> .....	34
2.2.3	<b>Análise das Condições Termodinâmicas</b> .....	34
2.2.3.	Determinação da Estabilidade da Atmosfera.....	35
1		
3	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	40
3.1	VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO.....	41
3.1.1	<b>Variação da Precipitação Média Mensal</b> .....	41
3.1.2	<b>Eventos Extremos de Precipitação</b> .....	43
3.2	VARIABILIDADE DA CAPE, CINE E PRECIPITAÇÃO.....	44
3.2.1	<b>Análise da variabilidade da CAPE, CINE e Precipitação Média Mensal</b> .....	44
3.2.2	<b>Análise da variabilidade da CAPE, CINE e dos Eventos Extremos de</b> <b>Precipitação</b> .....	47
4	<b>ESTUDO DE CASO</b> .....	51
5	<b>CONCLUSÃO</b> .....	64
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	68
	<b>APÊNDICES</b> .....	73
	<b>APÊNDICE A - Figura A1 - IMAGENS DO SATÉLITE</b> <b>GOES</b> .....	74



## 1 INTRODUÇÃO

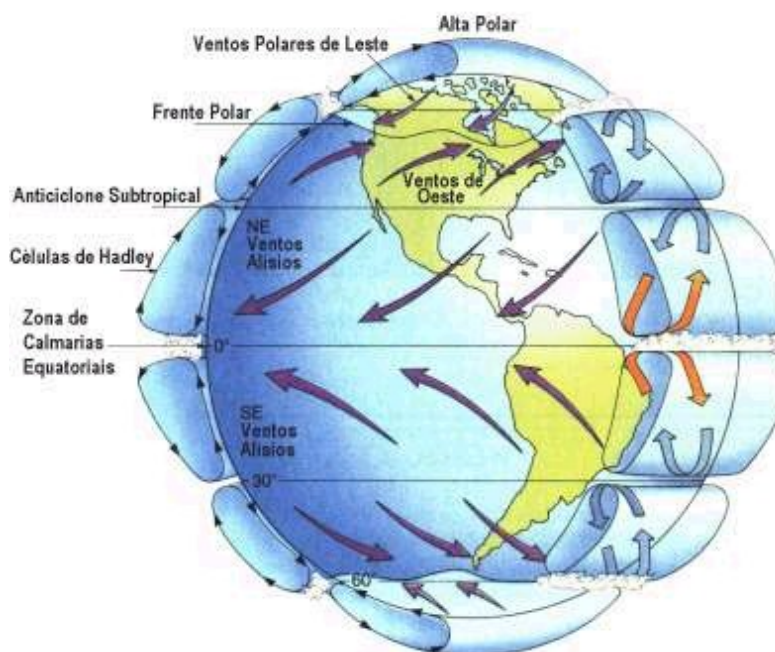
As pesquisas sobre a importância da Região Tropical e suas influências no tempo e no clima de todo o planeta tiveram início com trabalhos desenvolvidos por Riehl (1954), que definiu os trópicos como “A parte do globo terrestre onde as condições do tempo diferem distintamente das latitudes médias, sendo a linha divisória entre os ventos de Este e Oeste na média troposfera, o guia para os seus limites”. Como a escolha dessas linhas flutuantes é orientada pela variação sazonal, os limites também não podem ser fixos. Elas migram de acordo com o movimento aparente do Sol, se guiados na direção das latitudes mais altas no Hemisfério de Verão e na direção das latitudes mais baixas no Hemisfério de Inverno. Quem melhor definiu a importância da região tropical e sua influência no tempo e clima global foi Takaranov (1982) explicando a atmosfera tropical, como “aquela que envolve todo o conjunto de propriedades cinemáticas e termodinâmicas que fazem a região tropical ter propriedades diferentes das regiões extratropicais.” Além de que, devido a natureza da fonte de energia, bem como o valor pequeno do parâmetro de Coriolis, os sistemas de movimento tropicais têm aspectos estruturais de características diferentes dos sistemas de latitudes médias (HOLTON, 2004).

Então, a região tropical tem como particularidade a elevada quantidade de energia radiante que é recebida do Sol. A região age, assim, como um acumulador de energia. As regiões polares, ao contrário, perdem mais energia do que absorvem. Logo, a região tropical apresenta um saldo positivo de radiação no topo da atmosfera (TOA) enquanto que as regiões polares apresentam um saldo negativo. Esta diferença de radiação recebida é compensada pelas correntes aéreas e oceânicas, que transferem energia das latitudes baixas para os Pólos. A atmosfera nesse processo age como uma “máquina térmica” transportando excesso de energia para as regiões com um saldo negativo de radiação no TOA.

O mecanismo envolvido na transferência de energia é extremamente sofisticado, porque inclui conversão de energia. Como resultados dos movimentos complexos de ar desenvolvidos em ciclones e anticiclones aparecem os campos de ventos fortes e fracos, nuvens e precipitação. Esse sistema de movimento de ar é chamado de Circulação Geral da

Atmosfera (Figura 1), que é responsável pelo desenvolvimento dos sistemas de tempo de grande escala, o qual junto com as influências locais, de pequena escala, produz aquilo que é observado, como um campo local.

Figura 1 – Modelo da Circulação Geral da Atmosfera.



Fonte: Universidade Federal do Paraná (2011)

Analisando a termodinâmica da atmosfera tropical pode ser verificado que a liberação de calor latente é uma das principais fontes para o desenvolvimento dos distúrbios que ocorrem nela, pois o armazenamento da energia potencial é pequeno devido ao gradiente de temperatura, na horizontal, também ser pequeno. Deve-se considerar, também, o calor latente, o fluxo de calor da superfície e a radiação infravermelha. O calor latente está associado aos sistemas convectivos, já o fluxo de calor da superfície e a radiação infravermelha são os responsáveis pelo controle da convergência atmosférica (NEELIN; HELD, 1987) Observa-se, então, que o fluxo de calor é importante nos processos que ocorrem na atmosfera, logo se torna necessário saber a quantidade excedente de energia nos trópicos e a deficiência de energia nas latitudes mais altas. É preciso, também, compreender porque e

como esse excesso de energia é produzido e que processo faz parte da exportação de energia para compensar a deficiência nos Pólos. A atmosfera tropical, seu comportamento, saldo de energia, mecanismos de transferência de energia para as latitudes mais altas, é, assim, um indispensável elo na cadeia de causas responsáveis pelas condições de tempo no globo. Quanto mais se sabe acerca da atmosfera tropical e seus efeitos nas latitudes mais altas, mais se confia nos modelos de previsão de várias escalas de tempo e maior é o acerto da previsão.

A fim de conhecer melhor a atmosfera tropical e melhorar os modelos de previsão, Rennó e Williams (1992) relacionaram o aumento da Energia Potencial Disponível para a Convecção (CAPE) e da convecção profunda na atmosfera tropical com a diminuição da Energia de Inibição da Convecção (CINE) e do processo de mistura, pois destroem a fluabilidade positiva. O calor necessário para gerar esta fluabilidade é retirado da camada superficial e uma parte dele é transportado para atmosfera livre, de onde é irradiado para o espaço, Rennó (1996). O saldo desta energia é transformado em trabalho mecânico o qual é utilizado na manutenção dos movimentos convectivos. A quantidade de trabalho produzida por este movimento convectivo dá uma medida da quantidade de equilíbrio estático da CAPE a qual aumenta com o aumento da temperatura da superfície.

Desta maneira, a importância da dinâmica, da região tropical, no clima global e seus impactos climáticos foi observado no experimento ABLE-2B (Amazon Boundary Layer Experiment-2b, realizado no período de 13 de abril a 13 de maio de 1987). Com os dados deste experimento, Machado et al (2002) verificaram que a maior parte da cobertura total de nuvens convectivas é organizada em sistemas convectivos de mesoescala, o que corroborou com os estudos desenvolvidos por Greco et al (1994) que chegaram à conclusão que 82% do total de chuva ocorreram devido a presença de grandes sistemas convectivos. Estes sistemas se desenvolvem o suficiente para produzir condições de tempo severo (chuvas intensas, queda de granizo, descargas elétricas e vendavais, rajadas de vento e micro explosões).

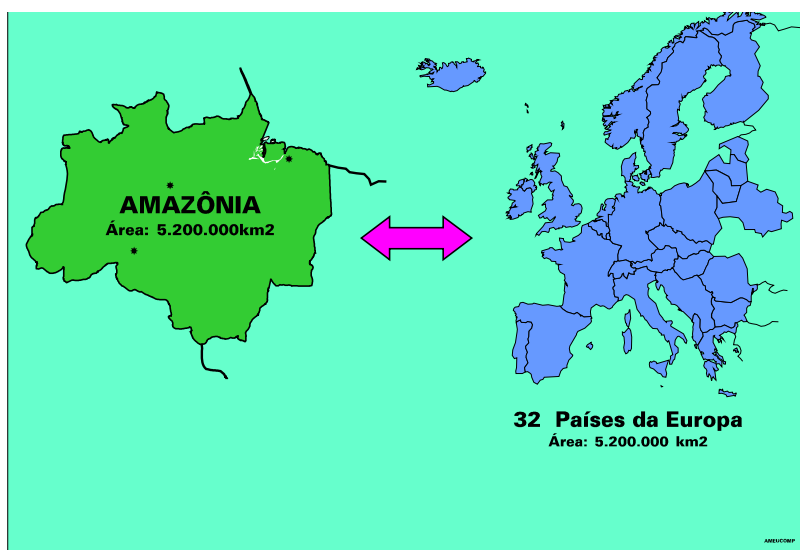
A influência das características ambientais na convecção profunda é pesquisada a algum tempo e, com certeza, continuará por muitos anos. Em função disto, James e Markoski (2010) discutiram a importância dos parâmetros de cisalhamento de vento, umidade relativa do ambiente, CAPE e CINE no ambiente convectivo.

Para melhorar a previsão numérica, é necessário um conhecimento melhor sobre o papel da umidade nos processos de desenvolvimento da convecção profunda. As literaturas trazem opiniões divergentes, deste assunto. Os primeiros estudos observacionais sobre tempestades convectivas severas (BROWNING; LUDLAM, 1962; NEWTON, 1950) apontam, o ar seco como favorável para a geração de correntes descendentes frias. Na previsão de tempestades severas, a baixa umidade no ar tem sido descrito como um ingrediente para ventos severos em linha reta (JOHNS; HIRT, 1987). Esta interpretação teve continuidade através dos resultados de modelagem de Gilmore e Wicker (1998), que descobriram que a saída de ar, de baixo nível, de supercélulas foi mais forte quando a umidade relativa foi reduzida aproximadamente entre 2 e 4 km acima do nível do solo .

Dentro da região tropical, está a Amazônia que, indubitavelmente, é tema de vários assuntos em todo o planeta principalmente quando se fala de mudanças climáticas e suas implicações sócio-ambientais.

A Amazônia Legal é composta pelos estados do Amazonas, Pará, Tocantins, Maranhão, Mato Grosso, Roraima, Rondônia, Acre e Amapá. Ela pode ser equiparada a 30 estados americanos ou a 32 países da Europa (Figura 2). A Amazônia Legal possui 5,2 milhões de km<sup>2</sup>, equivale a aproximadamente 60% do território nacional, possui apenas 12% da população do país, determinando uma densidade demográfica de 3,2 habitantes por km<sup>2</sup>, um terço das florestas tropicais e ainda a maior bacia de água doce do mundo.

Figura 2 – Equiparação da Amazônia Legal com a Europa.



Fonte: (SÁ GILLE, 2005)

O período chuvoso na Amazônia é iniciado devido à influência de Sistemas Sinóticos<sup>1</sup> condicionado pelo aumento da quantidade de umidade na Camada Limite Planetária (CLP) e da diminuição da temperatura no TOA, reduzindo a CINE (GRECO et al., 1990). Assim, a compreensão do que controla as mudanças desta convecção profunda torna-se necessária para determinar a sazonalidade da precipitação. O início do período chuvoso será determinado não somente pela fonte de energia do meio ambiente, a qual é indicada pela CAPE (NEELIN, 1997), mas também por condições dinâmicas, como o movimento de ascensão da parcela e cisalhamento do vento, que liberam a energia do ambiente para o desenvolvimento da convecção profunda (COHEN et al., 1995; GARSTANG et al., 1994).

<sup>1</sup> - Sinótico deriva do grego *synopticos*, que significa elaborar a visão geral de um todo. Em meteorologia, este termo é utilizado em contextos de dimensões horizontais e tempos de duração de fenômenos atmosféricos como ciclones e anticiclones extratropicais, cavados e cristas no escoamento baroclínico de oeste, zonas frontais e jatos, entre outros. Conforme Pielke(1984) as escalas sinóticas ocorrem em ordem de 200 quilômetros ou mais com tempo de duração de 01 dia ou mais. Stull (1988) classifica fenômenos dessa magnitude como de macroescala que encontram condições termodinâmicas favoráveis (FU et al, 1998).

O crescimento dos sistemas convectivos organizados, em escala sazonal, como as ondas de leste (KAYANO, 1979) ou oscilações intra-sazonais (KNUTSON; WEICKMANN, 1987; JONES; WEARE, 1993) depende da energia liberada destes sistemas para a atmosfera e de como a extração de energia é feita. As mudanças da temperatura da superfície, algumas vezes, não afetam diretamente o início da convecção, mas são responsáveis pelas mudanças na circulação e assim, afetam o desenvolvimento da convecção. Logo as condições termodinâmicas modulam a frequência e a intensidade da flutuabilidade da parcela (FU et al., 1998).

Então, os sistemas de meso e grande escala intensificam a atividade convectiva local através do cisalhamento do vento, contribuindo para o disparo da parcela a partir da superfície que vencerá a inibição presente, contribuindo, com isso, para a formação de tempestades, pois as condições termodinâmicas locais estão relacionadas com a profundidade e longevidade da convecção (LE MONE et al., 1998).

Betts e Silva Dias (2009) relacionou as trovoadas fortes com o período de transição da estação seca para a estação chuvosa e com o início da estação chuvosa, quando a CAPE é maior em quase todos os locais da Amazônia. Logo, deve-se concluir que com uma CAPE elevada a probabilidade de ocorrer uma tempestade seria muito grande. Porém, nem sempre valores grandes da CAPE estão relacionados com precipitações fortes (Mota e Nobre, 2006). Logo, é importante avaliar os valores da CINE que poderão indicar as condições de enfraquecimento da instabilidade, não permitindo assim o desenvolvimento da convecção profunda e conseqüentemente a formação da tempestade.

Considerando que Belém, Figura 3, em relação à Amazônia, representa a maior aglomeração urbana, que nesta região foram registradas as maiores taxas de ocupação (CASTRO, 2003), e que é uma das regiões mais chuvosas ( $>2000 \text{ mm.Ano}^{-1}$ ), devido à forte atividade convectiva (MOTA, 2007), torna-se de suma importância conhecer quais são os fatores que contribuem para a elevada quantidade de precipitação na Cidade de Belém e região metropolitana devido aos problemas causados a população.

Figura 3– Localização da Cidade de Belém (PA)



Fonte: Pimenta (2011)

Os estragos causados pelas tempestades podem ter efeitos devastadores para a Cidade e para a população. Com o objetivo de estudar os parâmetros que contribuem para a formação destas tempestades, Tavares (2009) realizou um estudo dos diversos índices termodinâmicos. Verificou que os mesmos são adequados a Cidade de Belém, para a estação chuvosa, mas é necessário fazer uma adequação para o período seco levando-se em consideração a CINE.

A formação destas tempestades pode estar associada a diversos fenômenos meteorológicos, tais como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que é um dos fenômenos meteorológicos que mais influencia as condições de tempo em toda Amazônia (CAVALCANTI et al., 2009) e, por conseguinte, na Cidade de Belém. Além de outros, como ondas de leste, frentes, El Niño e etc, que influenciam, de forma significativa, as condições de tempo em toda a região.

É público, como esses eventos afetam toda a estrutura da Cidade, em todos os níveis, desde um simples problema de alagamento até fatores irreversíveis, como a morte.

Com base em alguns trabalhos já desenvolvidos a respeito da termodinâmica da atmosfera é que serão abordadas questões como:

- A CAPE e a CINE podem representar as condições termodinâmicas da atmosfera para se verificar se existe a possibilidade do desenvolvimento de tempestades ?

- Quais as condições termodinâmicas necessárias para o desenvolvimento de tempestades na Cidade de Belém e região metropolitana?

Portanto, o objetivo geral deste trabalho é analisar a influência da CAPE e da CINE nas ocorrências de eventos extremos de precipitação, na Cidade de Belém(PA) e região metropolitana, no período de agosto de 2008 a dezembro de 2009.



## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

### 2.1 MATERIAS

#### 2.1.1 Dados Observacionais

Para o desenvolvimento desta pesquisa foram utilizados dados observacionais de precipitação e de radiossondagem no período de 1º de agosto de 2008 a 31 de dezembro de 2009.

##### 2.1.1.1 Precipitação:

A precipitação foi coletada diariamente (acumulada em 24 horas) nas estações meteorológicas do Destacamento de Controle do Espaço Aéreo de Belém (DTCEA-BE), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e da Universidade Federal do Pará (UFPA), na Cidade de Belém nos bairros Jurunas, Maguari, Mangueirão, Marambaia, Montese (2 pontos de observação) e Umarizal e na região metropolitana de Belém nas seguintes localidades Ananindeua, Carananduba, Icoaraci, Marituba, Outeiro e Santa Bárbara.

Os referidos dados foram obtidos da seguinte forma: DTCEA-BE através de informações encaminhadas pelo Instituto de Controle do Espaço Aéreo (ICEA), INMET, e UFPA arquivo do laboratório de climatologia. Os demais dados dos bairros de Belém e região metropolitana foram obtidos através do Projeto Entendendo o Clima da Região Nordeste do Estado do Pará, que possui pluviômetros de garrafa PET, distribuídos na Cidade de Belém e região metropolitana. A utilização dos dados do Projeto Entendendo o Clima da Região Nordeste do Estado do Pará contribuíram significativamente para o estudo realizado, tendo em vista que estes novos pontos de coleta de dados de precipitação trouxeram uma visão mais precisa

A localização dos pontos de coleta de dados é apresentada nas Figuras 4 e 5.

Figura 4- Localização da Estação Meteorológica de Altitude de Belém (EMA-BE) e dos pontos de coleta de precipitação nos bairros da Cidade de Belém (PA)



Fonte: (EMA-BE, 2011)



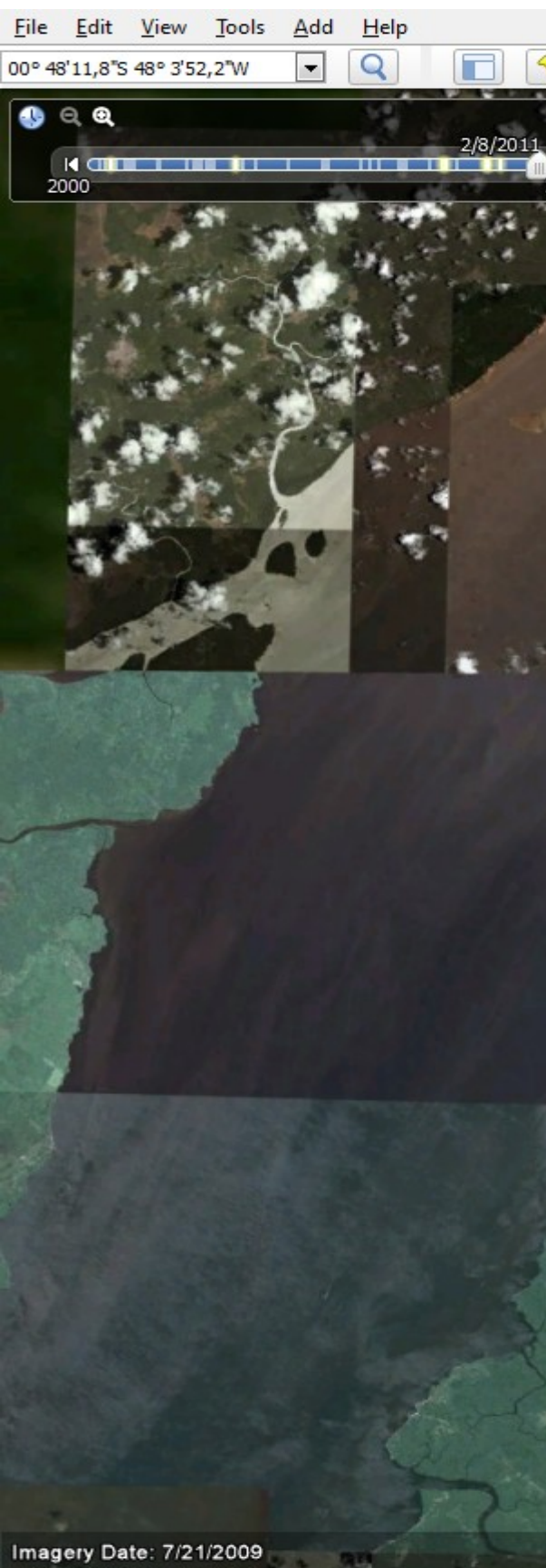


Figura 5- Localização da Estação Meteorológica de Altitude de Belém (EMA-BE) e precipitação na região metropolitana da Cidade de Belém.



Fonte: (EMA-BE, 2011)

A Tabela 1 representa as estações meteorológicas, bairros da Cidade de Belém e região metropolitana com os respectivos períodos de observação e falhas na coleta de dados de precipitação. As falhas ocorreram devido a panes nos pluviômetros ou a falta de coleta dos dados.

Tabela 1- Estações Meteorológicas/bairros da Cidade de Belém/localidades da região metropolitana, com os respectivos períodos de observação e falhas na coleta de dados.

(continua)

Estações Meteorológicas / bairros / localidades	Período das Observações	Falhas nas observações
DTCEA-BE	01/09/2008 a 31/12/2009	13 a 31/10/2008 17 a 26/11/2008 29 a 31/11/2008 16 a 31/12/2008 01/01 a 28/02/2009
INMET	01/09/2008 a 31/12/2009	Não houve
UFPA	01/09/2008 a 31/12/2009	01 a 31/08/2008
JURUNAS	01/09/2008 a 31/12/2009	01/07 a 30/09/2009
Maguari	01/09/2008 a 31/12/2009	01/07 a 30/09/2009
Mangueirão	01/09/2008 a 31/12/2009	01/08 a 30/09 de 2009
Marambaia	01/09/2008 a 31/12/2009	01 a 30/06/2009
Montese e Montese 2	01/09/2008 a 31/12/2009	Não houve
Umarizal	01/10/2009 a 31/12/2009	Não houve

(conclusão)

Estações Meteorológicas / bairros / localidades	Período das Observações	Falhas nas observações
nanindeua	01/09/2008 a 31/12/2009	Não houve
arananduba	01/09/2008 a 31/12/2009	Não houve
Coaraci	01/09/2008 a 31/12/2009	Não houve
Marituba	01/09/2008 a 31/12/2009	Não houve
Monteuro	01/10/2009 a 31/12/2009	Não houve
Santa Bárbara	01/09/2008 a 31/12/2009	Não houve

### 1.1.2 Radiossondagens

O grande espaçamento entre as Estações Meteorológicas de Altitude (EMA) na região Tropical dificulta, e muito, a análise mais aprofundada do ar superior. Nesta pesquisa foi considerado o que preconiza a Instrução do Comando da Aeronáutica (ICA) de número 05-2, a qual versa, em sua página 21, que o distanciamento entre as EMA instaladas em áreas terrestres devem atender a uma distância de 300 km e em áreas oceânicas 1.000 km. Além disso, os parâmetros meteorológicos tem gradiente horizontal muito pequeno na região estudada, então a utilização das radiossondagens de Belém e seu perfil termodinâmico, está perfeitamente justificada para o estudo em questão. Os dados de radiossondagens foram obtidos da University of Wyoming (2011). As sondas utilizadas foram da VIZ, MARK 2A, lançadas diariamente em Belém, na Estação Meteorológica de Altitude (EMA) localizada no aeroporto Internacional de Belém (PA), no período de 01 de agosto de 2008 a 31 de dezembro de 2009, nos horários de 0000 e 1200 UTC.

Em alguns horários não foram realizadas radiossondagens, devido a problemas do equipamento da VIZ, a Tabela 2 mostra os dias e horários que não ocorreram os lançamentos.

Tabela 2- Ano, mês, dia e horários em que não foram realizadas radiossondagens.

ANO 2008							
AGOSTO		SETEMBRO		NOVEMBRO		DEZEMBRO	
Dia	Hora (UTC)	Dia	Hora (UTC)	Dia	Hora (UTC)	Dia	Hora (UTC)
08	00	31	00	09	12	03	00
24	00	31	12	31	00	30	00
27	12			31	12		

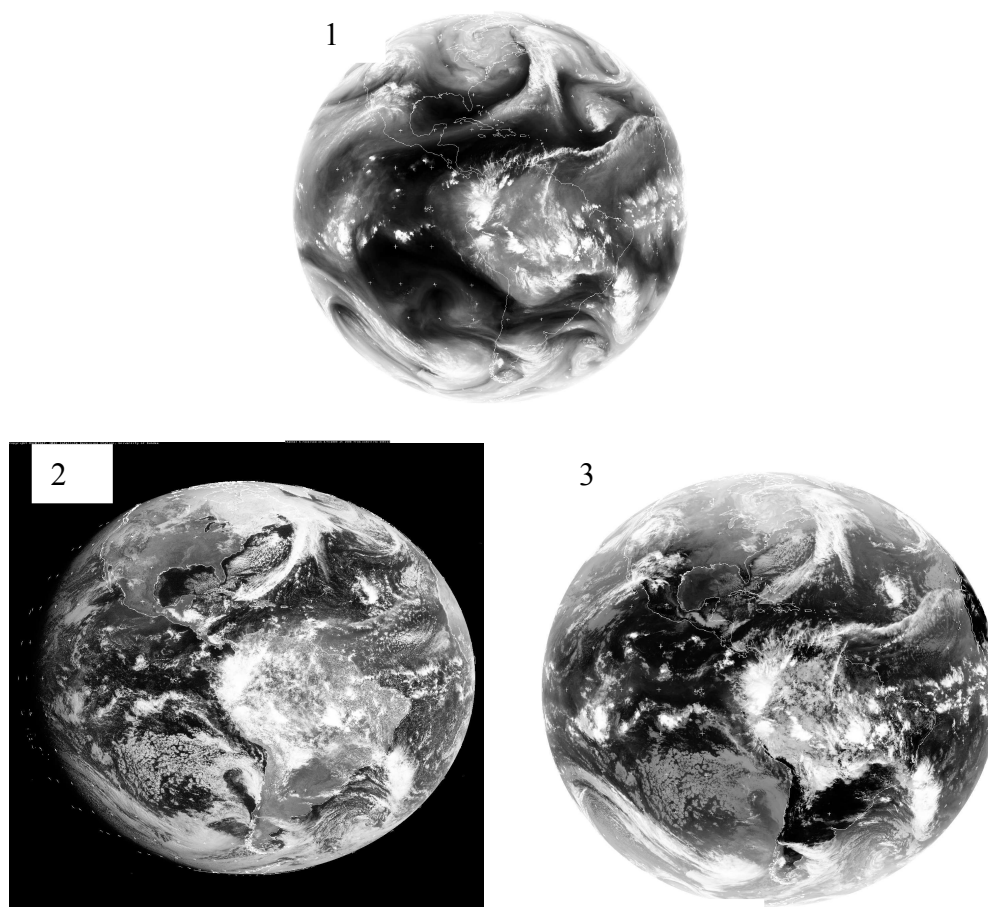
  

ANO 2009					
JULHO		AGOSTO		OUTUBRO	
Dia	Hora (UTC)	Dia	Hora (UTC)	Dia	Hora (UTC)
15	00	05	00	09	00
		08	00		

### 2.1.1.3 Demais dados:

Também, foram utilizados, para o período considerado, análises de imagens de satélite (figura 6) e de cartas sinóticas para verificar as condições de tempo na região estudada, as quais foram obtidas através dos sites Comando da Aeronáutica (2011) e University of Dundee (2011) e de informações cedidas pelo Centro Nacional de Meteorologia Aeronáutica (CNMA).

Figura 6 - Imagens do Satélite GOES 12, do dia 08 de março de 2009 às 1500UTC: 1) Canal Vapor de água, 2) Canal Visível e 3) Canal Infravermelho.



Fonte: University of Dundee( 2011)

## 2.2 METODOLOGIA

### 2.2.1 Definição de eventos meteorológicos extremos e escolha dos dados a serem analisados:

Eventos meteorológicos severos são aqueles que têm curta duração e cobrem uma área horizontal de centenas de metros. Incluem-se nestes eventos tempestades, rajadas de vento e precipitações com ocorrência ou não de granizo, dentre outros (MALONE, 1951). Foram selecionados nesta pesquisa os dados de precipitação extrema, dos dados da precipitação acumulada em 24 horas. A precipitação acumulada em 24 horas é a observada às 1200 UTC nas estações meteorológicas, segundo a determinação da Organização Meteorológica Mundial (OMM). A padronização da OMM está relacionada à necessidade das observações serem realizadas no mesmo horário em todas as estações meteorológicas dos países associados. Logo, em Belém, a precipitação acumulada em 24 horas corresponde ao total de precipitação ocorrida das 09 horas local (HL) de um dia até as 09 HL do dia seguinte.

De posse dos dados de precipitação, de todos os pontos coletados, foi verificada a precipitação máxima e média ocorridas em cada dia, considerando todos os pontos de coleta. Para encontrar e selecionar os eventos extremos de precipitação foi adotado o método dos decis (XAVIER et al., 2007). Este método diz que: Se um conjunto de dados é esquematizado em ordem de grandeza, o valor médio que divide a série em duas partes iguais é chamado de mediana. Semelhantemente, a este raciocínio, os valores que dividem os dados em dez partes iguais são denominados de decis e são representados por D1, D2, D3, D4,...D9. O quinto decil corresponde à mediana, e o nono decil fornece os valores mais extremos da série (SPIEGEL, 1976). Fisicamente, o nono decil apresenta os casos mais raros da série, aqueles que, embora sejam em número muito reduzido, correspondem a 10% do total de toda a série.

No caso da precipitação, os poucos eventos extremos correspondem à mesma quantidade de precipitação que centenas de eventos de pouca chuva.

Os decis foram calculados da seguinte forma:



$$D_k = l_i + \left( \frac{\frac{k \sum f_i}{10} - f_{ant}}{f_i} \right) h$$

onde,

$D_k$  = decil que se pretende calcular

$h$  = amplitude da distribuição

$l_i$  = limite inferior da classe

$f_i$  = frequência da classe da posição do decil

$f_{ant}$  = frequência da classe anterior do decil

$k$  = número de ordem do decil.

Para tal, foi selecionado, em ordem de grandeza, o universo de precipitação ocorrido em todas as estações mencionadas anteriormente, privilegiando, também, os dados inerentes ao Projeto Entendendo o Clima no Estado do Pará para posterior aplicação do método dos decis e foi encontrado o seguinte:

Tabela 3 - Separação de decis dos dados de precipitação máxima, no período de 01 de agosto de 2008 a 31 de dezembro de 2009 para a Cidade de Belém e região metropolitana.

Decis	1º	2º	3º	4º	5º	6º	7º	8º	9º	10º
<b>Intervalos de Precipitação (mm)</b>	0 – 0,4	0,5 - 4,6	4,7 – 9,9	10 - 14,3	14,4 – 18,9	19 – 23	23,1 – 28,4	28,5 – 35,8	35,9 – 47,8	47,9 – 96,3

Verificou-se, então, que os valores de precipitação entre 47,9 mm e 96,3 mm, são os valores mais extremos da série. Logo, para o período analisado, foram encontrados 42 eventos extremos de precipitação.

### **2.2.2 Análise Sinótica e Dinâmica da Região**

Após a seleção dos eventos e dos dias que ocorreram, foram analisadas as condições termodinâmicas e sinóticas a fim de verificar quais foram suas contribuições para a ocorrência da precipitação extrema.

Foi analisado, também, o campo de vento, vortacidade, divergência e a umidade da atmosfera em níveis médios com o objetivo de verificar as contribuições de cada parâmetro no desenvolvimento da convecção profunda, pois as principais forçantes que modulam as correntes verticais dentro de células convectivas são: a força devido ao gradiente vertical de pressão e a fluuabilidade. (NASCIMENTO, 2004).

Deve-se considerar que convecção profunda é aquela em que perturbações de pressão, induzidas dinamicamente, dentro da tempestade contribuem de forma significativa para a magnitude da fluuabilidade e da força devido ao gradiente vertical de pressão, intensificando as correntes verticais, o que contrasta com a convecção puramente térmica (THUNIS; BORNSTEIN, 1996).

### **2.2.3 Análise das Condições Termodinâmicas**

A análise das condições termodinâmicas foi feita avaliando a variação da Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE) e Energia de Inibição da Convecção (CINE). Os dados de radiossondagem foram utilizados para os cálculos de CAPE e CINE utilizando as equações sugeridas por Emanuel et al (1994) e Willians e Rennó (1992), respectivamente. Verificou-se, também, a umidade em níveis médios, da sondagem, através da análise do diagrama termodinâmico SKEW T LOG P e depois foram elaborados gráficos a fim

de verificar a variação da CAPE e CINE e a possível relação com a precipitação máxima e média acumulada para a Cidade de Belém e região metropolitana.

### 2.2.3.1 Determinação da Estabilidade da Atmosfera

Para a avaliação do grau de estabilidade da atmosfera foi utilizado o método da parcela. Este método considera que a temperatura de uma parcela de ar varia adiabaticamente a medida que se descola verticalmente de sua posição original.

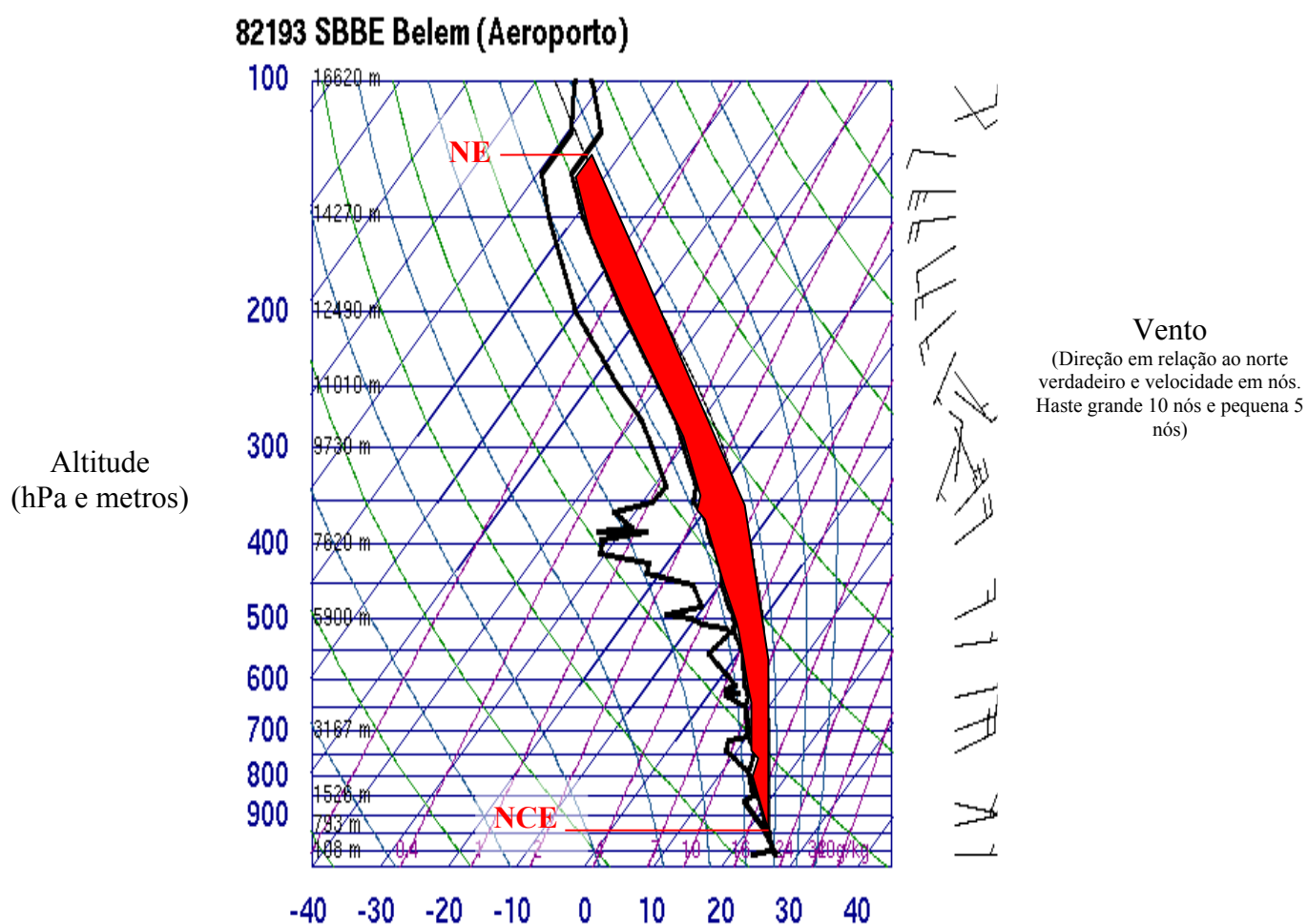
A CAPE, ou área positiva do diagrama termodinâmico, representada na Figura 7, existe quando a diferença entre a Temperatura Virtual da Parcela ( $T_{v(par)}$ ) e a Temperatura Virtual do Ambiente ( $T_{v(amb)}$ ) é positiva. Isto significa que a pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar está mais quente que o ambiente. Ou seja, a situação é instável. Em outras palavras, é a energia necessária, mas não suficiente, para sustentação da convecção e produção de chuva (MOTA; NOBRE, 2006). Representa o tamanho que uma nuvem convectiva teria se a inibição fosse quebrada e a instabilidade liberada.

Então, 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 é a energia obtida pela parcela devido ao aquecimento diabático da superfície, o que indica que pode ocorrer convecção.

A CAPE é a medida da integral, na vertical, da flutuabilidade da parcela entre os Níveis de Convecção Espontânea (NCE) e Equilíbrio (NE). Fisicamente, a CAPE é a medida da energia cinética máxima por unidade de massa de ar, proporcionada pela convecção de ar úmido na camada limite, onde a condição de ascensão adiabática dá um limite superior para a velocidade vertical da corrente ascendente em uma nuvem convectiva (YE et al., 1998). Porém, CAPE é uma quantidade integral, enquanto que a flutuabilidade é uma medida local, acompanhando uma determinada parcela de ar. Quanto maior for a diferença de temperatura entre a parcela de ar ascendente e o ambiente, maior será a CAPE. Assim a flutuabilidade será

maior, indicando um ambiente com potencial para gerar aceleração ascendente caso a convecção seja disparada. Esta não é a única forma de se obter um valor alto da CAPE. Se existir uma camada de ar com baixo NCE e alto NE o valor da CAPE será alto, mas não necessariamente indica condição favorável a intensas acelerações verticais uma vez que mesmo um perfil de temperatura próximo ao da razão adiabática úmida leva a este valor alto da CAPE, mas a flutuabilidade estará comprometida. Por este motivo, analisar apenas o valor da CAPE não é recomendado para se identificar condições termodinâmicas favoráveis à convecção severa.

Figura 7 - Representação da CAPE (área em vermelho) no diagrama SKEW T LOG P para a Cidade de Belém no dia 17/04/2009 às 0000UTC.



Fonte: University of Wyoming (2011)

Para definir limite aos valores da CAPE que podem conduzir a eventos extremos, Rogash e Racy (2005) fizeram uma estatística das condições termodinâmicas de ambientes precursores de tornado e enchentes repentinas nos Estados Unidos, num período de 40 anos (1955-1995) e obtiveram que a menor CAPE encontrada foi de 1400 J/kg e a maior, de 3200 J/kg.

Os valores-limite de CAPE para a região tropical estão representados na tabela 4.

Tabela 4 – Valores da CAPE e condições de instabilidade

CAPE (J/kg)	CONDIÇÕES DE INSTABILIDADE
> 0 até 1000	Limite para formação da convecção profunda
1000 até 2500	Convecção profunda moderada
2500 até 4000	Convecção profunda forte
> 4000	Convecção Severa

Fonte: McMurdie e Houze (2006)

O Cálculo da CAPE, foi feito segundo a equação, sugerida por Emanuel et al (1994):

$$CAPE = \int_{NCE}^{NE} (\alpha_p - \alpha_a) dP \quad (2.1)$$

Substituindo  $\alpha$  pela equação de estado ( $P\alpha = RT$ ) e utilizando a equação de hidrostática  $dP = -\rho g dZ$ , a equação (2.1) fica:

$$CAPE = \int_{NCE}^{NE} g \left( \frac{T_{v_{par}} - T_{v_{amb}}}{T_{v_{amb}}} \right) dZ \quad (2.2)$$

onde:

$\alpha$  = volume específico

$T_{v(par)}$  = Temperatura Virtual da parcela

$T_{v(amb)}$  = Temperatura Virtual do Ambiente

$Z$  = Altura Geopotencial (m) (mgp)

$g$  = Gravidade ( $9,8 \text{ m.s}^{-2}$ )

A CINE é o inverso da CAPE ou área negativa do diagrama termodinâmico. Ela existe quando a diferença entre a Temperatura Virtual da Parcela ( $T_{v(par)}$ ) e a Temperatura Virtual do Ambiente ( $T_{v(amb)}$ ) for negativa. Isto significa, que a pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar está mais fria que o ambiente. Logo, a situação é estável e, desta forma, é necessário que a parcela de ar receba energia para subir. Então, a área entre a sondagem e a pseudo-adiabática é proporcional a inibição da parcela devido ao resfriamento diabático da superfície, causando com isso uma barreira para a formação da convecção.

O cálculo da CINE foi feito utilizando,

$$CINE = \int_{SUP}^{NCE} g \left( \frac{T_{v_{par}} - T_{v_{amb}}}{T_{v_{amb}}} \right) dZ \quad (2.3)$$

onde:

$T_{v(par)}$  = Temperatura Virtual da parcela

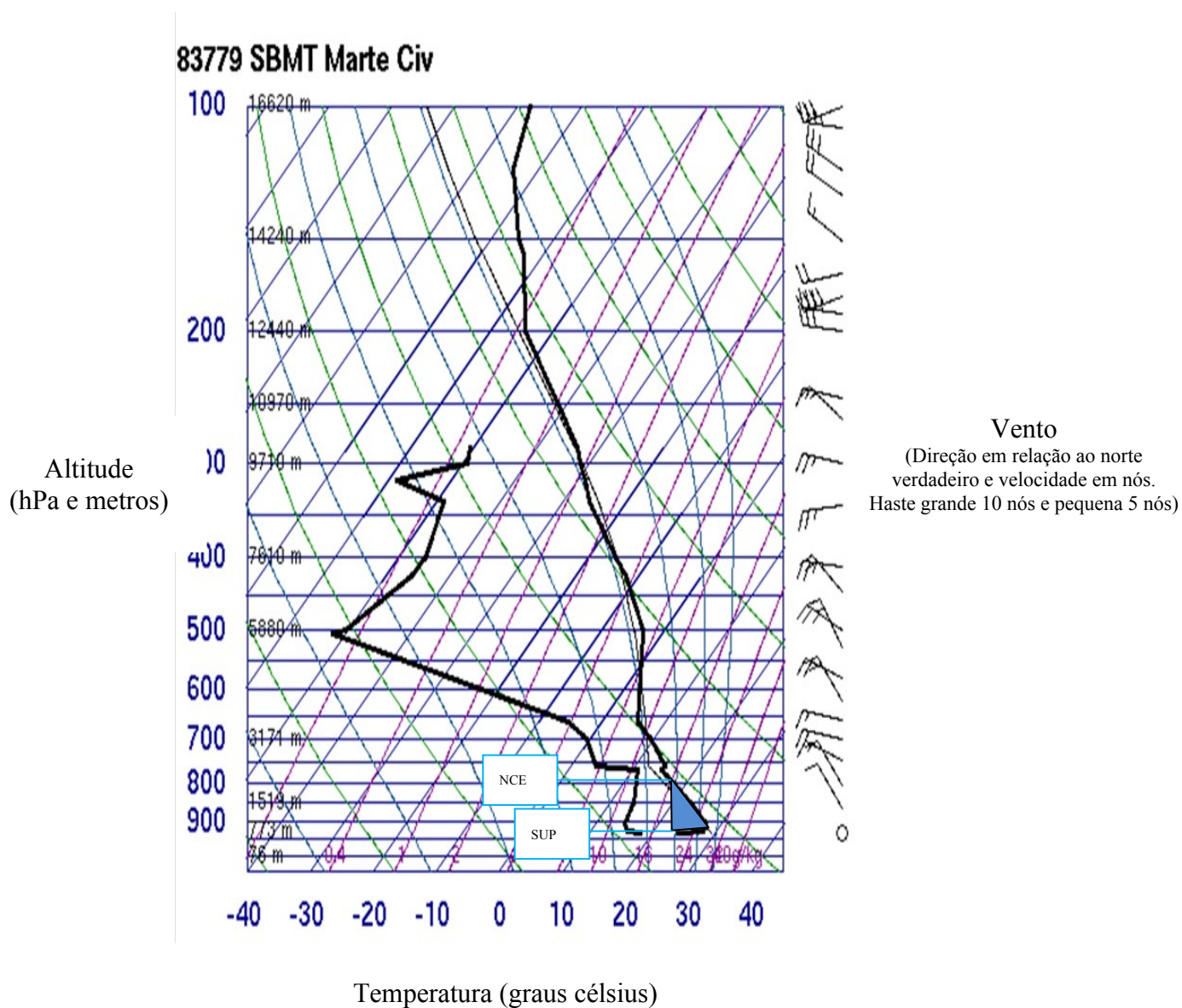
$T_{v(amb)}$  = Temperatura Virtual do Ambiente

$Z$  = Altura Geopotencial (m) (mgp)

$g$  = Gravidade ( $9,8 \text{ m.s}^{-2}$ )

Pelas definições da CAPE e da CINE, verifica-se que a altura do NCE, presente nas equações (2.1), (2.2) e (2.3), é uma informação importantíssima para a identificação de regiões onde a convecção é mais favorável. Quanto mais baixo for o NCE, maior será a chance de disparo da convecção.

Figura 8 - Representação da CINE (área em azul) no diagrama SKEW T LOG P para o Campo de Marte no dia 14/03/2010 às 1200UTC.

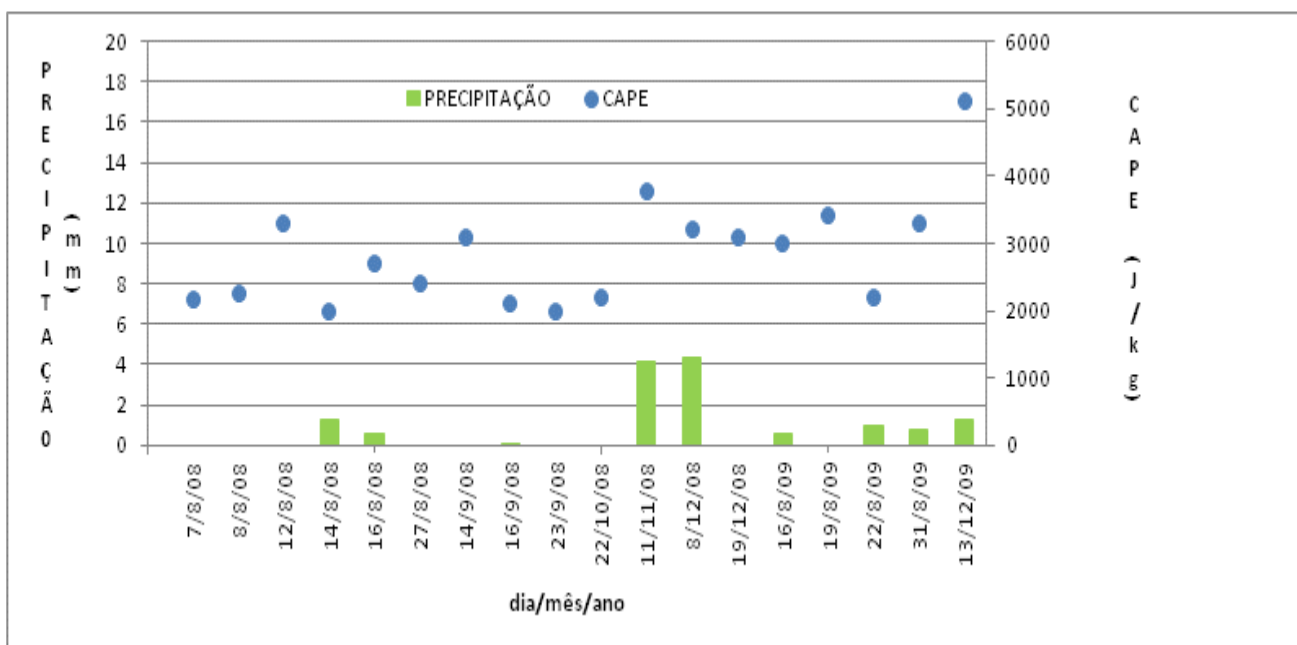


### 3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise da variação da precipitação, Energia Potencial Disponível (CAPE) e Energia de Inibição da Convecção (CINE) no período compreendido entre 1º de agosto de 2008 e 31 de dezembro de 2009 é feita neste capítulo. Esta análise procurou determinar quais são as influências das condições termodinâmicas na ocorrência dos eventos extremos de precipitação na Cidade de Belém e região metropolitana.

Os resultados comprovam que, nem sempre, valores altos da CAPE estiveram relacionados com ocorrência de precipitação, conforme ilustra a Figura 9. Nestes casos a ausência de precipitação ocorreu devido a falta de um mecanismo dinâmico, forte o suficiente, para elevar a parcela de ar da superfície até o NCE fazendo com que a convecção fosse disparada.

Figura 9 - Dias de CAPE elevada e ocorrência de precipitação



Foi observado, também, que para gerar chuva devido, exclusivamente, aos fatores termodinâmicos, é necessário que o valor da CAPE seja superior a 2.000 J/kg. Os resultados são semelhantes às conclusões obtidas por Mota e Nobre (2006) quando fizeram a análise da CAPE para o Estado de Rondônia, e encontraram que a CAPE deveria estar acima



de 4000 J/kg para que a convecção profunda e precipitação pudessem ocorrer na ausência da forçante dinâmica.

No período estudado, aconteceram valores extremos de precipitação com baixos valores da CAPE, neste caso, os extremos de precipitação ocorreram devido ao efeito dinâmico de brisa que formou linhas de instabilidade junto a costa de Belém gerando forte precipitação na região, como discutido por Gamache e Houze (1982), Garstang (1994) e Cohen et al (1995).

A presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na região de estudo e de frentes frias na região sudeste do Brasil também influenciaram na variabilidade da precipitação em Belém, pois contribuíram para o aumento da convergência em baixos níveis, e para o aumento da umidade na atmosfera. Estes resultados são semelhantes aos encontrados por Xavier et al (2003) para a bacia hidrográfica do Ceará e por Tavares (2009), para a Cidade de Belém e região metropolitana. A ZCIT, forçante dinâmica de grande escala, intensifica a convecção e gera tempestades severas, o que ocasiona grandes prejuízos materiais para sociedade. Foi verificado, ainda, que valores baixos da CINE não determinam ocorrência de precipitação e que se os efeitos termodinâmicos se associarem aos efeitos dinâmicos a quantidade de precipitação, ocorrida na região estudada, será maior que aquela associada a estes fatores agindo individualmente.

### 3.1 VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO

#### 3.1.1 Variação da Precipitação Média Mensal

A Figura 10 apresenta a variação da precipitação acumulada média mensal, no período analisado, para a Cidade de Belém e região metropolitana. Observa-se que ocorreu maior quantidade de precipitação entre os meses de janeiro e junho de 2009, sendo que o máximo ocorreu em março (354 mm). Este período com maior quantidade de precipitação média mensal foi chamado, nesta pesquisa, de “período chuvoso”. Diferente dos resultados encontrados por Tavares (2009) que classificou como período chuvoso, para Belém, os meses

compreendidos entre dezembro e maio. Esta diferença está relacionada ao tamanho das amostras analisadas.

A maior quantidade de precipitação ocorrida neste período esteve associada ao efeito dinâmico, ou seja, a presença da ZCIT em sua posição mais ao sul. Sousa et al (2006), também, relacionaram as fortes chuvas ocorridas em abril de 2005, na Cidade de Belém, com a presença de ZCIT. O mesmo foi encontrado por Xavier et al (2003) para o Estado do Ceará, porém as fortes precipitações ocorreram devido a ZCIT e ao fenômeno La Niña. A influência da ZCIT, na região, acontece devido a variação da radiação recebida por cada hemisfério, tanto que a partir de setembro, a ZCIT vai se deslocando do hemisfério norte para o hemisfério sul (TARAKANOV, 1982).

O período de menor precipitação média mensal, chamado de período seco neste trabalho, ocorreu entre os meses de julho e dezembro dos anos de 2008 e 2009. Sendo que a menor média mensal de precipitação ocorreu em novembro de 2009 (49 mm).

Figura 10 - Variação da Precipitação Média Mensal.



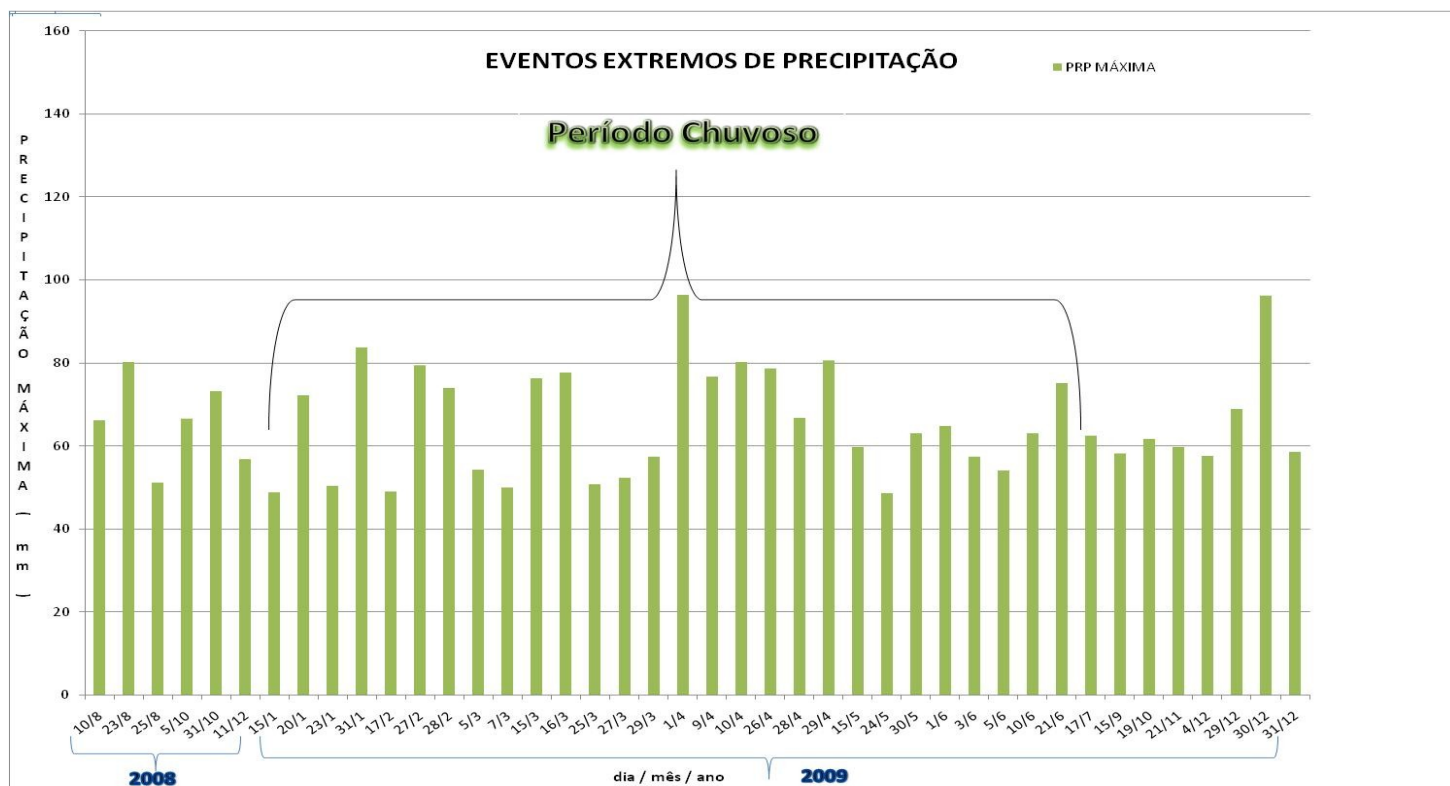
### 3.1.2 Eventos Extremos de Precipitação.

Observam-se na Figura 11, quarenta e dois (42) eventos extremos de precipitação ( $> 47,9$  mm para a mostra analisada), os quais ocorreram tanto no período chuvoso, quanto no período seco.

O período chuvoso teve maior frequência de eventos extremos, vinte e oito (28) eventos e também a maior precipitação acumulada em 24 horas (96,3 mm), observada no dia 01/04/2009, no Bairro de Montese. Considerando que, a média mensal da precipitação do mês de abril de 2009 foi de 297 mm, neste único dia choveu um terço da precipitação média mensal deste mês.

Após selecionar os dez (10) maiores eventos extremos de precipitação, de toda a série, se verifica que oito (08) ocorreram no período chuvoso, enquanto que, no período seco só ocorreram dois (02). O mesmo resultado encontrou Tavares (2009) quando associou a maior ocorrência de eventos extremos ao período chuvoso. Além disso, foi observado que no mês de abril, apesar de não ser o mês de maior precipitação, aconteceram cinco (05) dos dez (10) eventos extremos de chuva, os quais tiveram a influência da ZCIT, em sua marcha climatológica para o hemisfério norte. Sabe-se que a nebulosidade da ZCIT não é só cumuliforme, existe também grande quantidade de Altostratus que é a responsável pela maior parte da precipitação contínua que ocorre, na Região Tropical, associada a ZCIT.

Figura 11 - Eventos Extremos de Precipitação.



### 3.2 VARIABILIDADE DA CAPE, CINE E PRECIPITAÇÃO.

#### 3.2.1 Análise da Variabilidade da CAPE, CINE e Precipitação Média Mensal.

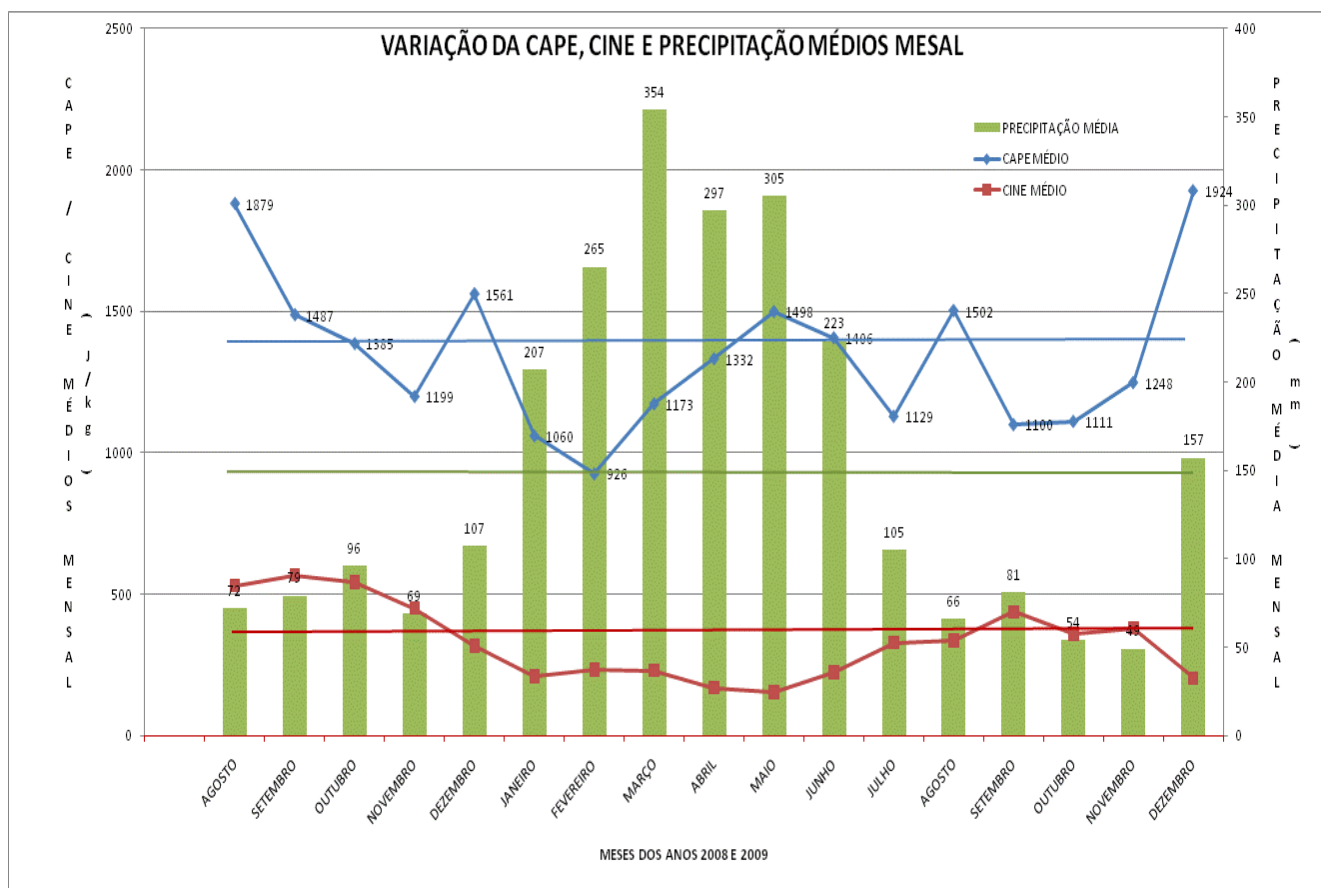
A variabilidade média mensal da CAPE, CINE e Precipitação é apresentada na Figura 12. Pode ser observado que o comportamento da CAPE no período seco (julho a dezembro) foi semelhante ao período chuvoso (janeiro a junho), pois em ambos os períodos ocorreram valores inferiores a média de todo período estudado (linha azul contínua – 1.350 J/kg). Os valores da CAPE média mensal, do período seco, nem sempre foram maiores que os valores da CAPE média mensal do período chuvoso, como pode ser verificado nos meses de novembro/2008 (1.200 J/kg), julho/2009 (1.130 J/kg), setembro/2009 (1.100 J/kg), outubro/2009 (1.100 J/kg) e novembro/2009 (1.250 J/kg), todos do período seco, com os meses de abril/2009 (1.330 J/kg), maio/2009 (1.500 J/kg) e junho/2009 (1.410 J/kg) do período chuvoso. Os resultados encontrados, neste trabalho, diferem de Tavares (2009), pois a análise aqui apresentada se refere a média mensal da CAPE e não aos valores absolutos diários da CAPE os quais foram relacionados, pelo autor, quando comparou a ocorrência de um evento extremo no período seco com o do período chuvoso.

Então, a variação mensal da CAPE foi significativa, independente dos períodos seco e chuvoso, com valores entre 900 J/kg (mínimo) e 1900 J/kg (máximo). Caracterizando a forte atividade convectiva durante todo o ano, na região tropical, principalmente na Amazônia, pois mesmo com CAPE pequena, ainda assim, representa atividade convectiva. Logo, para que ocorra a convecção profunda e gerar precipitação, basta a atuação da forçante dinâmica para disparar o processo.

Em relação aos valores médios mensais a CINE, no período chuvoso, apresentou valores menores que 300 J/kg, em todos os meses, enquanto que, no período seco, seus valores foram superiores a 300 J/kg também em todos os meses. Fica claro, então, que a CINE é maior no período seco, desta forma a parcela de ar tem uma barreira maior a ser quebrada o que dificulta o desenvolvimento das nuvens e, conseqüentemente, a ocorrência de precipitação. Outra característica importante se refere aos valores médios mensais da CINE no período seco. Quando seus valores foram superiores a 400 J/kg a precipitação média mensal, deste período, não foi maior que 100 mm, como foi observado no ano de 2008 e 2009. Logo, fica evidente, que a CINE é fundamental para o desenvolvimento das nuvens e, por conseguinte para a ocorrência da precipitação, mas quando ela possui um valor grande,

impede a subida da parcela de ar inibindo a convecção e a precipitação. Ou seja, a CINE representa uma barreira significativa para liberação da instabilidade condicional na região tropical (WILLIAMS; RENNÓ, 1993).

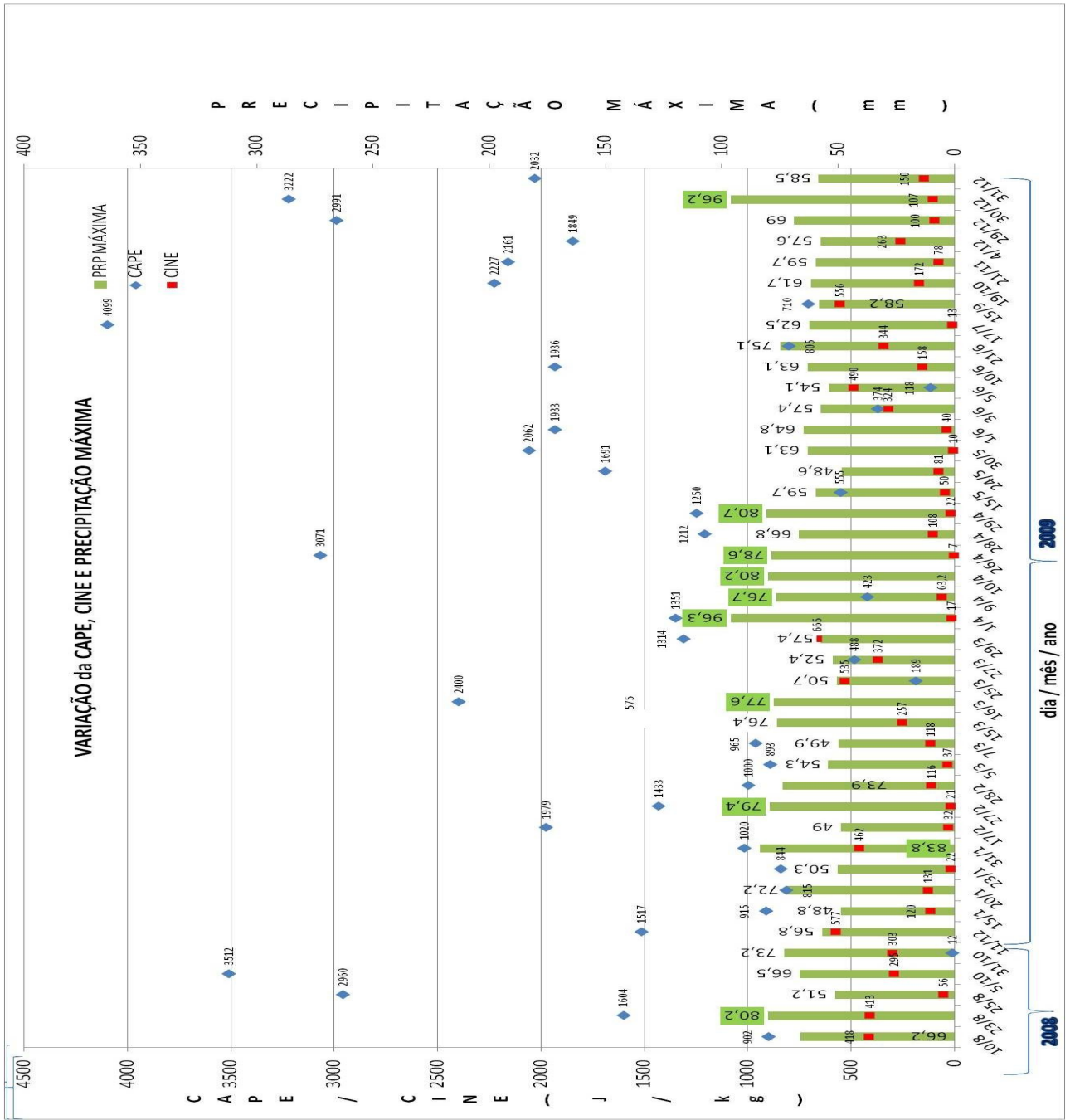
Figura 12- Variação média mensal da CAPE, CINE e Precipitação



### 3.2.2 Análise da variabilidade da CAPE, CINE e dos Eventos Extremos de Precipitação.

A Figura 13 apresenta os quarenta e dois (42) eventos extremos de precipitação, CAPE e CINE. É possível verificar que os valores da CAPE, associados a eventos extremos, no período seco, são maiores que a CAPE no período chuvoso. Valores da CAPE maiores que 1500 J/kg estiveram presentes quando ocorreu a maioria dos eventos extremos no período seco e menores que 1500 J/kg na maioria dos eventos do período chuvoso. Tavares (2009) encontrou, também para Belém, no período seco, CAPE acima de 1000 J/kg podendo chegar a 5000 J/kg e para o período chuvoso valores da CAPE variando entre 1000 J/kg e 2000 J/kg, na ocorrência de eventos extremos de precipitação. Verifica-se, ainda, que valores da CAPE inferiores a 700 J/kg só estiveram presentes em sete (07) eventos, um (01) ocorreu no período seco e seis (06) no chuvoso. Dos dez (10) maiores eventos extremos a CAPE só esteve inferior a 1000 J/kg em um (01) ocorrido em 09/04/2009 o que caracteriza a necessidade de haver uma CAPE de pelo menos 1000 J/kg, na região tropical, para sustentação da convecção profunda, mantendo as circulações convectivas contra as perdas dissipativas mecânicas (RENNÓ; INGERSOLL, 1996).

A CINE esteve superior a 250 J/kg em quatorze (14) eventos sendo sete (07) ocorridos no período chuvoso e sete (07) no seco. Pode-se verificar, então, que a CINE apresentou valores significativos nos dias que ocorreram os eventos extremos. Confirmando que apesar dos valores da CINE serem menores que a CAPE, são expressivos para a convecção, pois a CINE significa uma barreira a ser superada para a liberação da instabilidade condicional nos trópicos (RENNÓ; WILLIANS, 1993).



2008 dia / mês / ano

2009



As 10 maiores precipitações foram destacadas com os valores na cor Verde

Desta forma, ficou claro que as condições termodinâmicas são essenciais para a liberação da convecção, formação de nuvens e ocorrência de precipitação na região tropical. A influência das condições termodinâmicas para a ocorrência de precipitação não acontece apenas na região tropical, pois Zawadzki et al (1981) concluiu que a evolução sistemática das condições termodinâmicas do ambiente, são de suma importância, para o desenvolvimento de sistemas de precipitação no Canadá. Lima (2005), também, verificou que os índices de instabilidade para latitudes médias podem, inicialmente, ser aplicados para latitudes tropicais. A ampliação do uso dessa metodologia no Brasil, na previsão de eventos extremos nessas latitudes, pode ter impactos muito relevantes.

Apesar da CAPE ser menor no período chuvoso, este período também é marcado por uma CINE menor que favorece a convecção. A CINE menor aliada a forçante dinâmica de grande escala, ou seja, o posicionamento mais ao sul da ZCIT, favorece a maior ocorrência dos eventos extremos de precipitação.

No período seco, para que ocorra um evento extremo, existe a necessidade da CAPE estar mais alta, de preferência maior que 1.500 J/kg, sendo que em alguns eventos este valor chega a ser maior que 4.000 J/kg, como observado no dia 17/07/2009. Dos quatorze (14) eventos extremos analisados, no período seco, onze (11) ocorreram quando a CAPE estava com valor superior a 1.500 J/kg. Tal afirmação corrobora com Tavares (2009) que também encontrou, para o período seco, para a região de Belém, a maior ocorrência de eventos extremos de precipitação quando a CAPE estava superior a 1.000 J/kg.

A CINE, também, mais alta, neste período, não é um fator que impeça a precipitação. Valores maiores que 250 J/kg, apesar de inibir a subida do ar, são importantes e

necessários para a formação de tempestades, as quais podem gerar eventos extremos de precipitação. Isto ocorre, pois em ambientes altamente instáveis, o processo de convecção acontece muito cedo. Desta forma, ou seja, com a inibição presente, a instabilidade vai crescendo ao longo do dia devido ao aquecimento superficial. Assim alguns pontos mais isolados, onde os inibidores enfraquecem primeiro, serão os pontos preferenciais para o disparo da tempestade, logo elas poderão utilizar uma maior energia disponível, contribuindo com isso para o crescimento da nebulosidade cumuliforme. Este maior desenvolvimento vertical da nebulosidade, neste período, poderá acarretar junto com o cisalhamento vertical do vento, nuvens mais eletrizadas. Nechet (1990) verificou que na estação seca em Belém, as chuvas caem na forma de pancadas violentas, com curta duração, principalmente no final da tarde/início da noite, característica típica de convecção local, em que a instabilidade termodinâmica assume papel principal. Garstang e Fitzjarrald (1999) demonstraram que estas nuvens isoladas precipitam em forma de pancadas de chuva, rápida, e ocorrem no final da tarde/início da noite, abrangem uma área horizontal muito pequena e contribuem com, aproximadamente, 20% da chuva total anual na região.

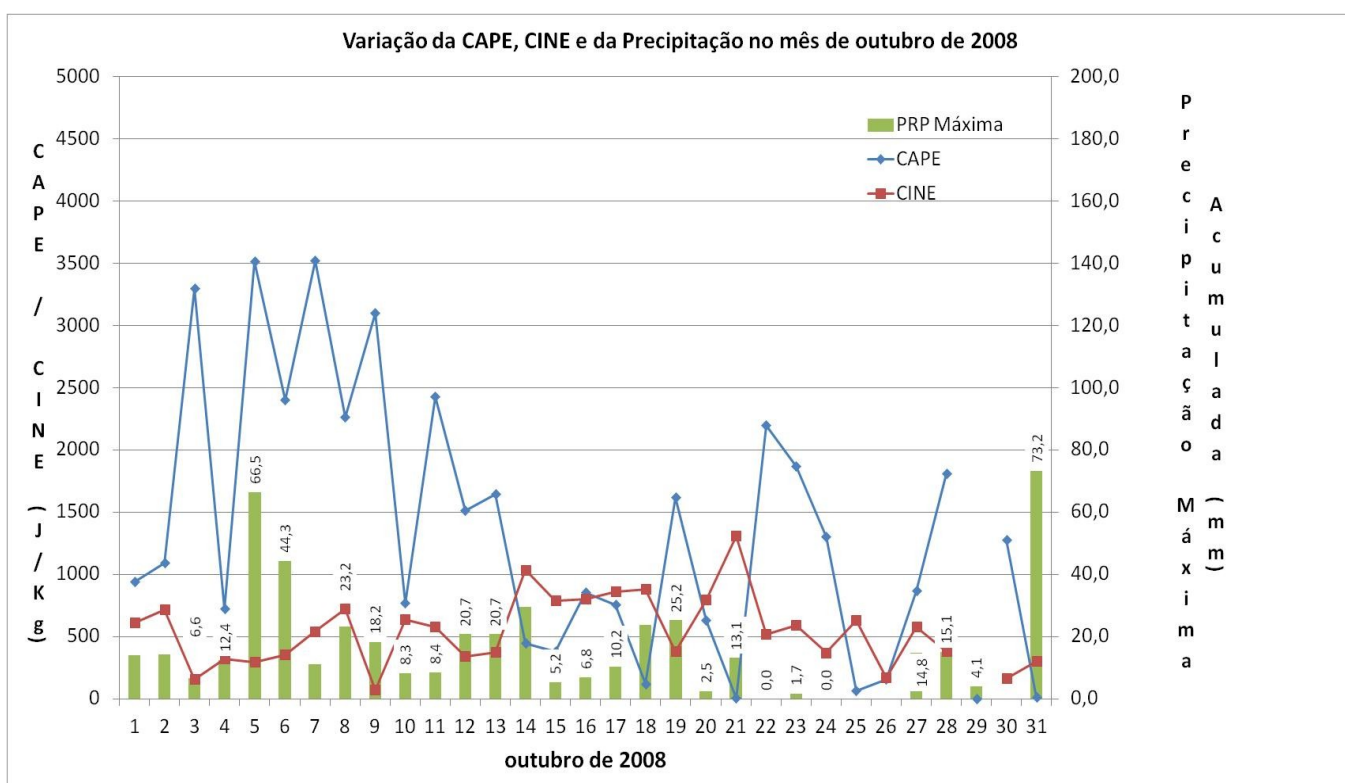
Outro ponto, a ser considerado, é a ocorrência de uma camada de ar seco em níveis médios. Este ar seco ajuda a promover a instabilidade convectiva devido à produção, por evaporação, de correntes descendentes capazes de gerar novos desenvolvimentos da nebulosidade e com isso sustentar a tempestade. O feito dinâmico também é fundamental para a ocorrência dos eventos extremos. Apesar da ZCIT estar deslocada, nesta época do ano, para o hemisfério norte, as linhas de instabilidade, impulsionadas pela brisa aparecem com maior frequência. Estas linhas trazem umidade do oceano para o continente e ainda contribuem para aumentar a instabilidade da atmosfera, favorecendo, com isso, o desenvolvimento da atividade convectiva e assim aumentando a possibilidade da ocorrência de um evento extremo.

#### 4 ESTUDOS DE CASO

A maioria dos trabalhos relacionados com a termodinâmica da atmosfera tropical mostra o comportamento da atmosfera no período chuvoso. Desta forma, existe a necessidade de estudar o que acontece, também, no período seco. Então, considerando esta questão é que foi escolhido o mês de outubro de 2008, período seco, na Cidade de Belém e região metropolitana, para o estudo de caso, pois neste mês a maioria da precipitação foi resultado, exclusivo, da forçante termodinâmica.

Nesta época do ano, a temperatura no hemisfério sul está aumentando, devido a posição da Terra em relação ao Sol, logo a atmosfera está ficando mais dilatada. Para que ocorra saturação é necessário maior quantidade de vapor d'água (FU et al., 1998). Além disso, a Alta Pressão Semi-permanente do Atlântico Sul, mais desenvolvida gera subsidência na Região Norte/Nordeste Brasileiro (MOTA; NOBRE, 2006). A Zona de Convergência Intertropical está deslocada para o hemisfério norte, logo, sua influência nas condições de tempo em Belém é pequena. Porém, nesta época existe a influência da brisa, forçante dinâmica que atua em Belém, formando de linhas de instabilidade (LI), as quais influenciam nas condições de tempo, da Bacia Amazônica durante a estação seca (COHEN et al., 1995). A combinação dos fatores mencionados acima, contribuem para a CAPE ter variações maiores neste mês, tanto que no mês de outubro de 2008, os valores da CAPE variaram, entre 10 J/kg e 3500 J/kg e a CINE que inibi fortemente a convecção teve valores variando de, aproximadamente, 72 J/kg a 1309 J/kg (Figura 14).

Figura 14 - Variação da CAPE, CINE e Precipitação no mês de outubro de 2008

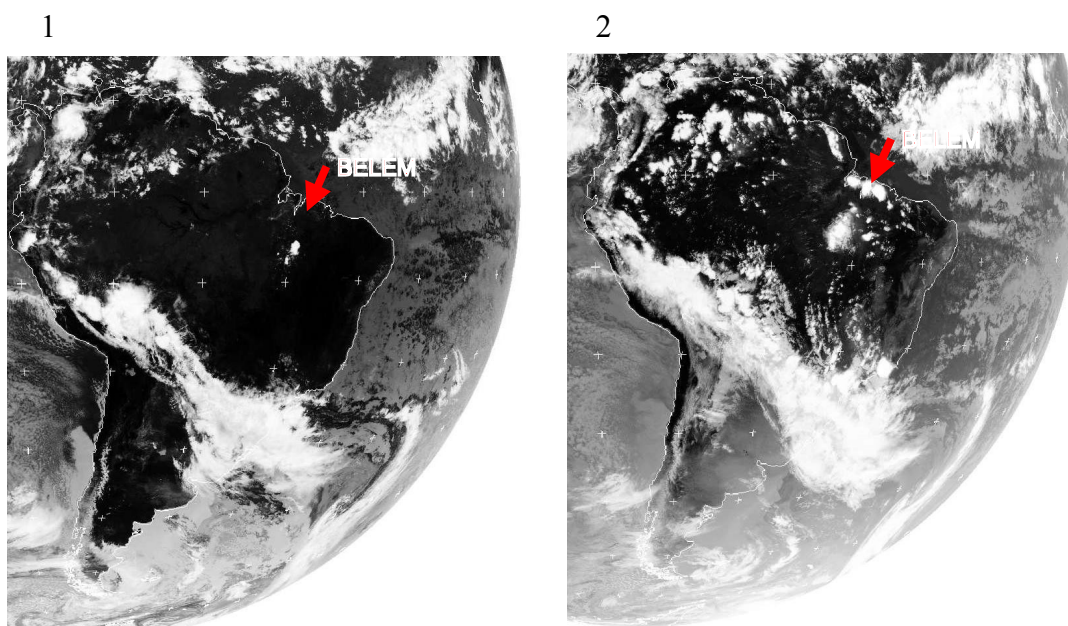


A precipitação do dia 03 esteve associada, exclusivamente, a forçante termodinâmica, tendo em vista que o aquecimento da superfície favoreceu a formação de nuvens, provocando precipitação de 6,6 mm. Neste dia a CAPE foi de, aproximadamente, 3.300 J/kg e a CINE 150 J/kg (Figura 14). Embora a CAPE seja adequada para suportar a convecção profunda forte, a CINE alta (>100 J/kg) impede o desenvolvimento da convecção, pois inibe fortemente a convecção. Quanto maior a CINE mais difícil é o início da atividade convectiva de uma parcela da superfície, uma vez que mais intensa deverá ser a forçante para

o levantamento desta parcela até atingir o NCE. Porém, quando não existe CINE, o disparo da convecção ocorre precocemente, levando ao rápido consumo da CAPE, diminuindo a ocorrência da convecção profunda com forte precipitação. Logo, a CINE é fator fundamental, tanto quanto a CAPE, para a formação de convecção profunda e precipitação severa. O valor da CINE não deve ser 0 J/kg, mas também não deve ser maior que 1.000 J/kg. Verifica-se, então, que o processo de precipitação ficou prejudicado pelo valor alto da CINE, logo para ocorrer precipitação severa existe a necessidade da presença da forçante dinâmica e como ela não esteve presente o processo convectivo ficou prejudicado o que justifica a precipitação baixa.

No dia 04 a CAPE foi de, aproximadamente, 700 J/kg e a CINE 321 J/kg. Estes valores da CAPE baixo e da CINE alta são reflexos da ocorrência da precipitação do dia anterior que favoreceu para a atmosfera ficar mais fria. Desta maneira, o valor da CAPE não indicava condições para a formação da convecção úmida profunda moderada e a CINE alta indica a necessidade de uma forçante termodinâmica forte, pois somente desta forma a parcela de ar teria força suficiente para vencer a inibição presente e formar a convecção úmida profunda. Logo, sem a contribuição da forçante dinâmica de mesoescala, Linha de Instabilidade (LI), o processo convectivo não ocorreria com a força necessária para a formação de nuvens que viessem a precipitar. As imagens do Satélite GOES, no canal infravermelho, do dia 04 às 1500UTC e 2100UTC, Figura 15, deixam evidentes a situação da nebulosidade em Belém sem a influência da forçante dinâmica e com a influência desta forçante. Ficou evidente, então, que sem a influência da brisa, que gerou uma LI a precipitação máxima de 12,4 mm observada na estação da UFPA não ocorreria. Imagens de satélites com a sequência do desenvolvimento da LI é apresentada no apêndice A.

Figura 15 - Imagens do Satélite GOES canal infravermelho do dia 04/10/2008:  
1) 1500UTC, 2) 2100UTC

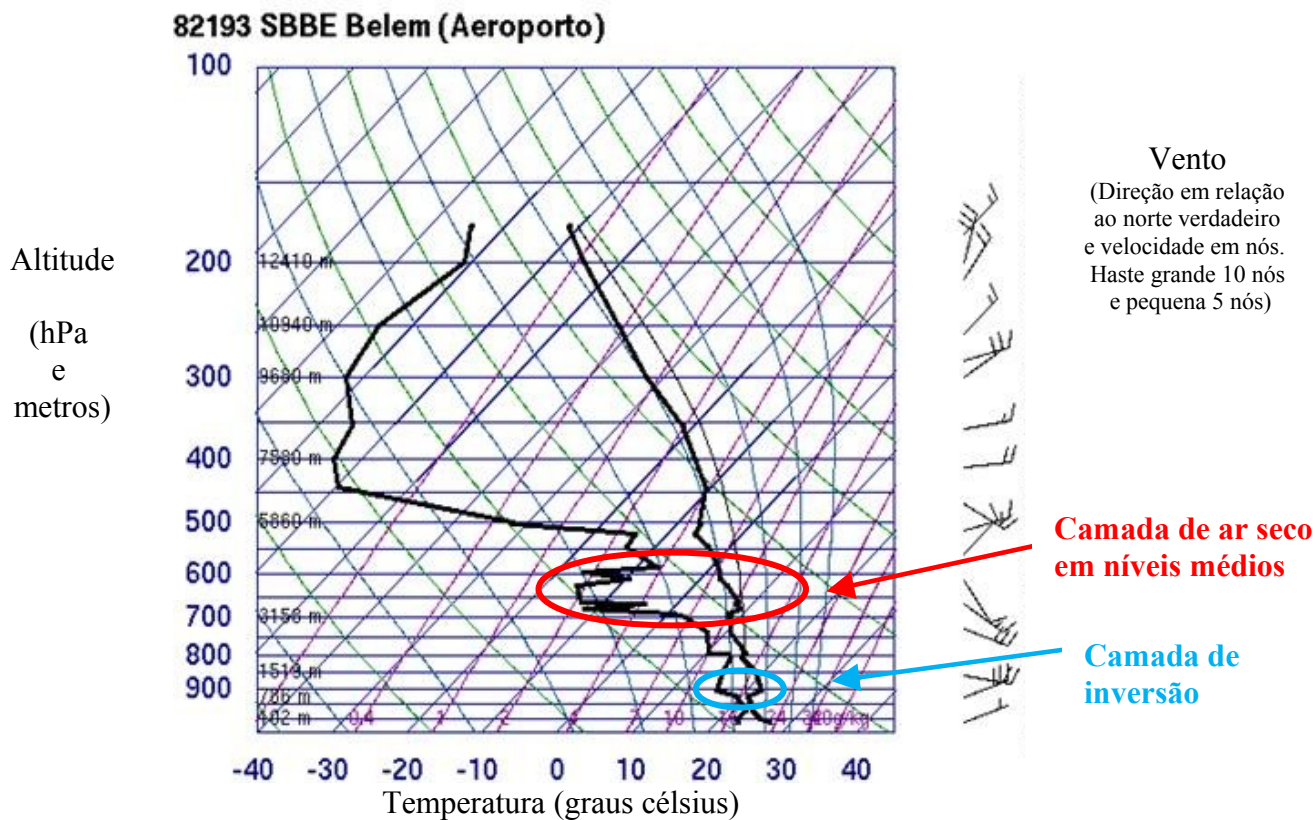


Fonte: University of Dundee (2011)

A CAPE com valor aproximado de 3.500 J/kg, CINE de 300 J/kg e precipitação máxima de 66,5 mm ocorreram no dia 5 (Figura 14). A CAPE correspondia a formação de uma de convecção profunda forte (Tabela 4). A inversão térmica que existia entre 910 e 920 hPa na sondagem das 12 UTC (Figura 16) e a CINE > 100 J/kg não foram suficientes para inibir a atividade convectiva neste dia tendo em vista que a forçante dinâmica, LI, (Figura 17), influenciou significativamente as condições de tempo em Belém, favorecendo o desenvolvimento de nuvens. Existia ainda, uma camada de ar seco, em níveis médios (Figura 16), que ajudou a promover instabilidade convectiva, pois produziu, por evaporação, correntes descendentes que foram capazes de desenvolver outros cumulonimbus e com isso sustentar a tempestade. Aliado a estes fatores existia uma frente fria, na Região Sudeste do Brasil, que colaborou para a intensificação da nebulosidade em Belém conforme ilustra as imagens do

Satélite GOES, nos canais infravermelho e vapor d'água do dia 05 às 1200UTC, 1800UTC e 2100UTC (figura 16) e também a carta sinótica do dia 05 às 1800UTC (Figura 18).

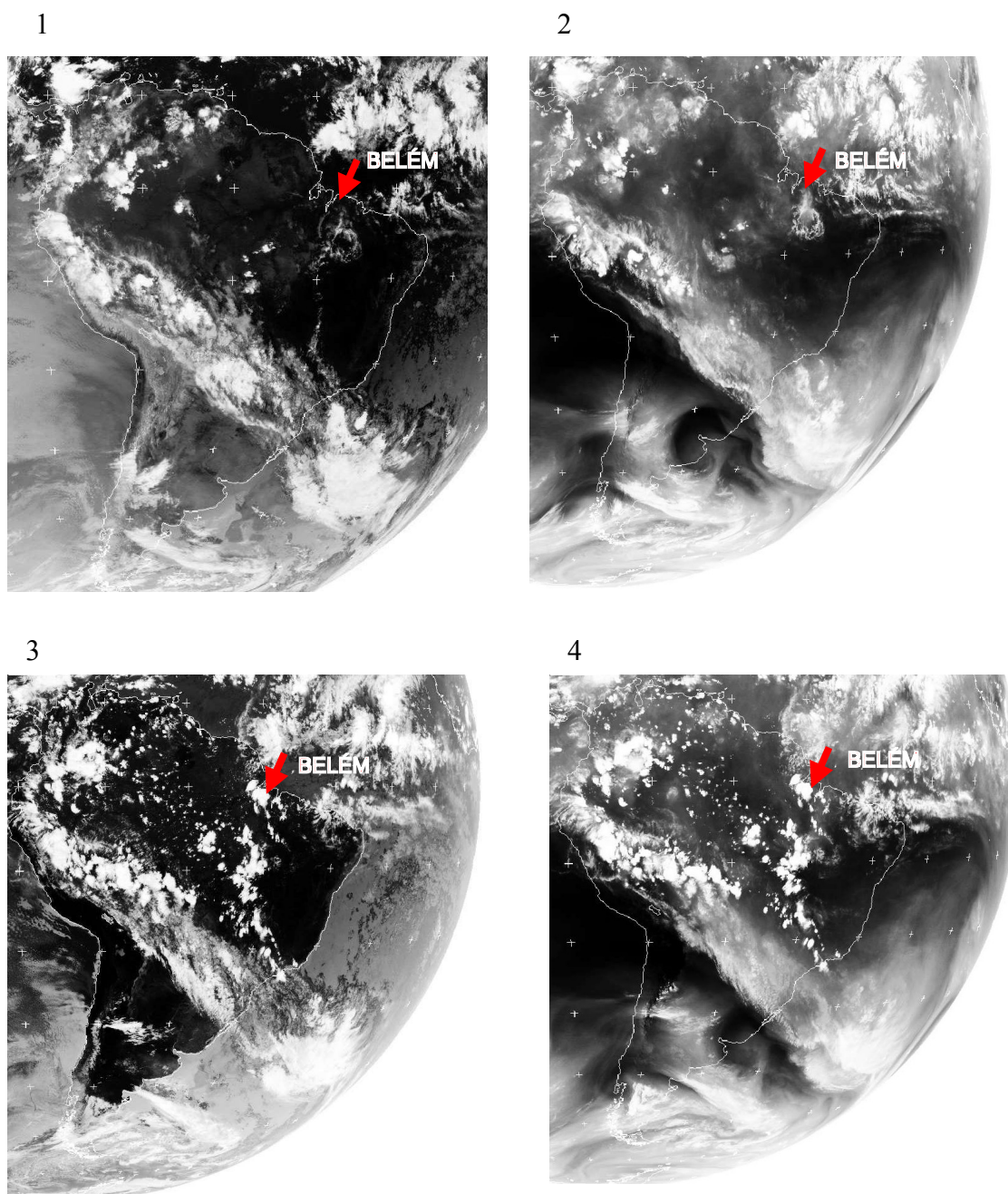
Figura 16 - Diagrama SKEW T LOG P de Belém do dia 05/10/2008 às 1200UTC.



Fonte: University of Wyoming (2011)

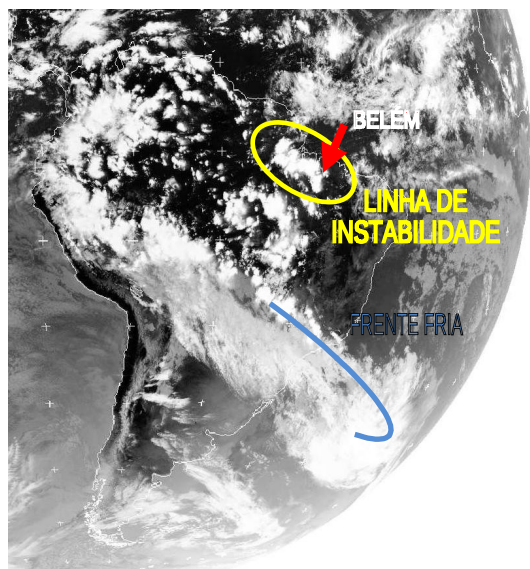


Figura 17 - Imagens do Satélite GOES do dia 05/10/2011:  
1) 1200UTC canal infravermelho, 2) 1200UTC canal vapor de água, 3) 1800UTC canal infravermelho, 4) 1800UTC canal vapor de água, 5) 2100UTC canal infravermelho e 6) 2100UTC canal vapor de água.

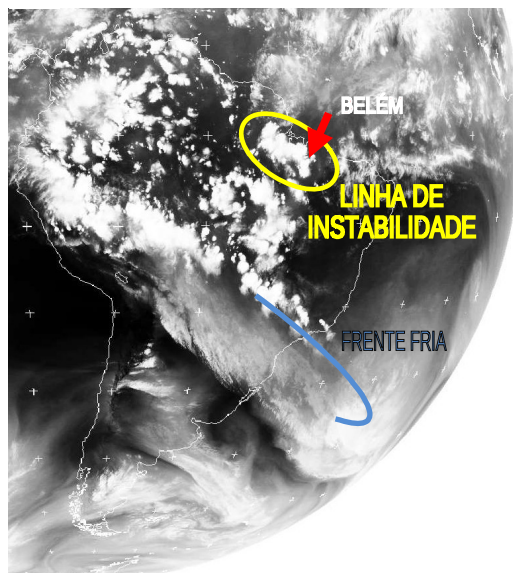




5

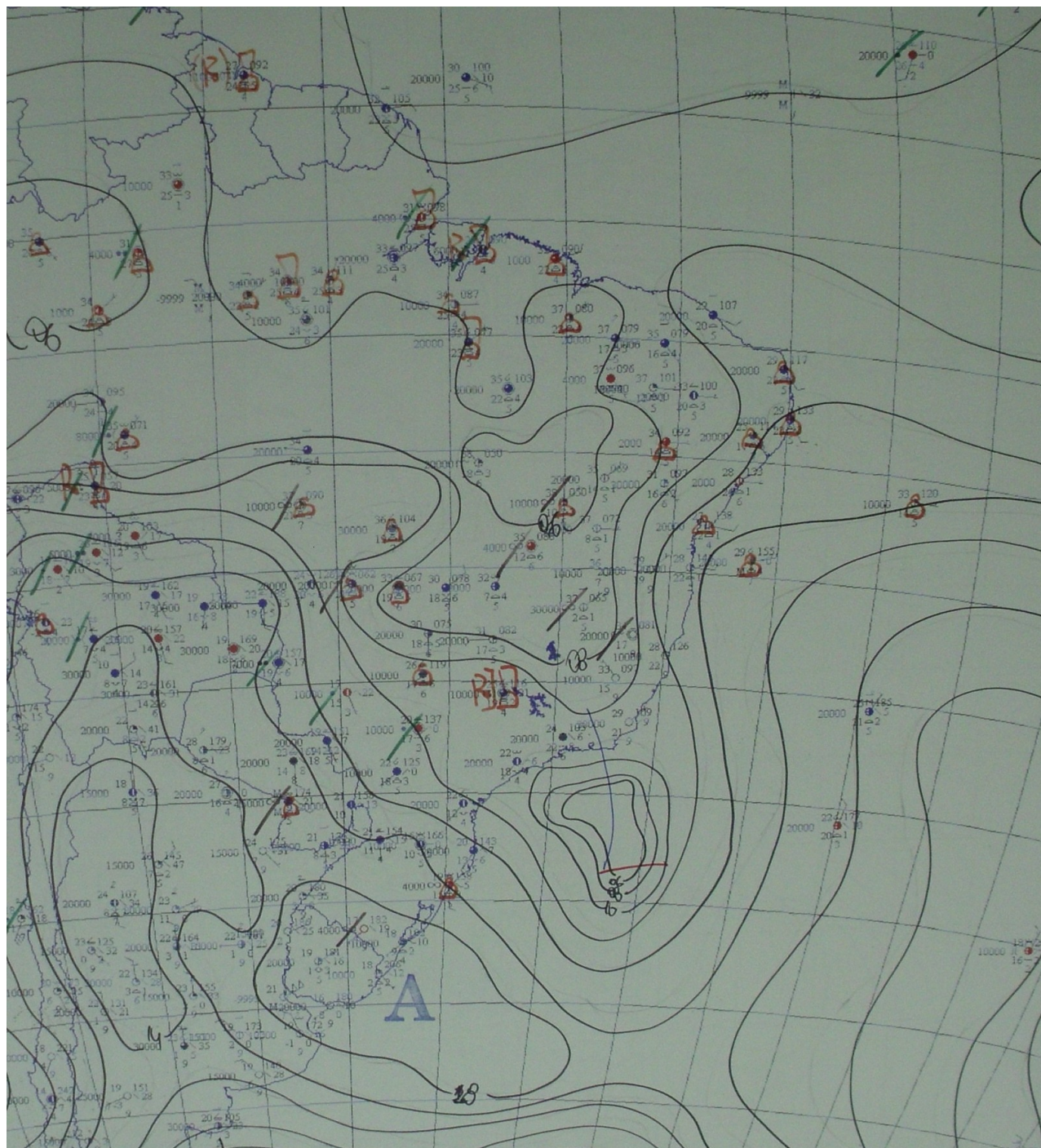


6



Fonte: University of Dundee (2011).

Figura 18 - Carta Sinótica do dia 05 de outubro às 1800UTC.



Fonte: Centro Nacional de Meteorologia Aeronáutica – Brasília(2008)

A combinação das forçantes termodinâmica e dinâmica, mencionadas anteriormente, determinou uma grande quantidade de precipitação em toda a Cidade de Belém e em sua região metropolitana. A Cidade de Ananindeua e a UFPA tiveram uma precipitação extrema de 66,5 mm e 50,4 mm, respectivamente. O INMET, DTCEA, Montese 1 e 2, Mangueirão, Santa Bárbara, Jurunas, Marambaia e Terra Firme 1 e 2 tiveram respectivamente, 11,5 mm, 28,0 mm, 20,5 mm, 29,4 mm, 42,2 mm, 20,1 mm, 17,4 mm, 27,3 mm, 20,5 mm e 29,4 mm de precipitação.

No dia 14 ocorreu uma precipitação de 29,5 mm somente na localidade de Carananduba. A forçante termodinâmica, deste dia, não apresentava condições propícias para a formação de nebulosidade cumuliforme, tendo em vista que a CAPE de 450 J/kg, não favorecia a convecção profunda e a CINE de 1.000 J/kg inibia fortemente a convecção na região. Mais uma vez a CAPE baixa e a CINE alta prejudicou a elevação da parcela de ar a partir da superfície e o processo de precipitação ficou dependente de uma forçante dinâmica forte. Apesar da presença da forçante dinâmica as condições termodinâmicas, da atmosfera, representadas pelos valores da CAPE e da CINE não contribuíram para a convecção profunda forte. Isto posto, verifica-se que a precipitação ocorreu, somente a tarde, em apenas um (01) dos quinze (15) pontos de coleta de dados pluviométricos.

No período compreendido entre os dias 15 e 18 o comportamento da CAPE e da CINE foi análogo ao dia 14. Os valores médios, da CINE estiveram próximos a 800 J/kg e a da CAPE 500 J/kg. Devido a forte inibição presente, CINE alta, e a ausência da convecção profunda forte evidenciada pelos valores baixos da CAPE, conforme verifica-se na figura 14, a parcela de ar não subiria com facilidade e desta forma a nebulosidade cumuliforme não se formou com o desenvolvimento ideal para a ocorrência de precipitação severa. A precipitação ocorrida, nos dias 15, 16 e 18 5,2 mm, 6,8 mm e 23,8 mm ocorreram devido a influência da LI. Esta maior precipitação, do dia 18 teve, ainda, a contribuição de uma frente fria, que estava na Região Sudeste do Brasil a qual influenciou as condições de tempo em toda a Região Norte.

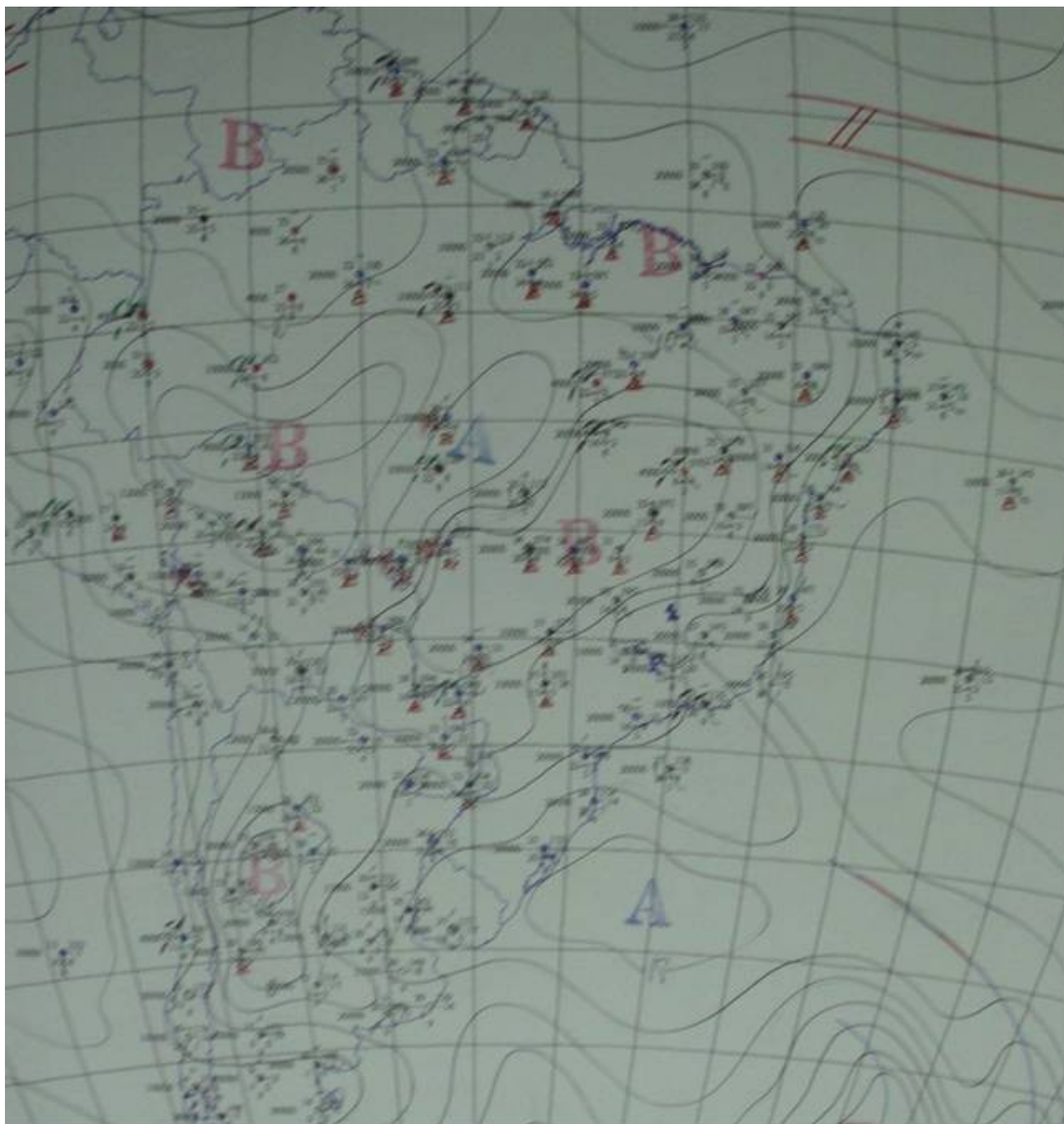
Quando a sonda é lançada no momento da precipitação ou logo depois dela os valores da CAPE e da CINE estarão diferentes do que se normalmente se observa durante o processo de convecção profunda severa, ou seja CAPE alta e CINE baixa. No dia 21 durante a

sondagem das 1200UTC foi observado que a CAPE apresentou um valor de 0 J/kg e uma CINE de 1309 J/kg, sendo que neste dia ocorreu uma precipitação máxima de 13,1 mm na localidade de Carananduba (Figura 14), Esta situação de CAPE e CINE observadas neste dia enfatizam o consumo da CAPE durante a precipitação, neste caso, oriunda de uma célula simples.

No período compreendido entre os dias 22 e 26 praticamente não houve precipitação. Nos dias 22, 23 e 24 a CAPE estava bem maior que a CINE. A CAPE atingiu 2.200 J/kg. Este aumento da CAPE ocorreu devido a um sistema de baixa pressão que influenciava as condições de tempo em Belém, conforme análise da carta sinótica do dia 24 às 1800UTC (Figura 19). A fraca precipitação de 1,7 mm, do dia 23, e a ausência de precipitação dos outros dias ocorreu porque a CINE teve um valor médio de 500 J/kg inibindo a convecção e o efeito da brisa não esteve presente.



Figura 19 - Carta Sinótica do dia 24 de outubro às 1800UTC.



Fonte: Centro Nacional de Meteorologia Aeronáutica – Brasília (2008)

A ausência de precipitação, dos dias 25 e 26, ocorreu em função de diversos fatores. A CAPE alcançou valores ínfimos 60 J/kg e 160 J/kg, respectivamente. A CINE, nestes dias, teve um valor médio de 400 J/kg inibindo fortemente a convecção. O baixo valor da CAPE e o valor alto da CINE contribuíram para a fraca convecção e por consequência para o não desenvolvimento da nebulosidade.

Durante todo o mês de outubro de 2008 se observou atividade convectiva em Belém, mas nem sempre esta atividade foi forte haja vista, que os valores da CAPE só estiveram superiores a 1.500 J/kg em onze (11) dias e a CINE teve um valor médio de 500 J/kg.

A presença da Alta Pressão do Atlântico Sul, mais próxima ao continente, inibiu a geração da CAPE, a formação de nuvens e a chuva, caracterizando o período seco desta região (MOTA; NOBRE, 2006). Verificou-se, também, que a CINE no mês de outubro, período seco, inibiu fortemente a convecção, pois em apenas 04 (quatro) dias seu valor esteve inferior a 300 J/kg e seu valor máximo chegou a, aproximadamente, 1.035 J/kg. A CAPE variou entre 10 J/kg e 3500 J/kg e em ambos extremos da CAPE a precipitação esteve presente, a qual ocorreu em função de forçantes termodinâmicas e dinâmicas.

Através das análises realizadas neste mês, se verifica que quando o processo de formação da precipitação dependeu, exclusivamente, da CAPE, efeito puramente termodinâmico, como no dia 03, foi necessário haver um valor alto, 3.300 J/kg, para poder gerar convecção profunda e por consequência chuva. Todavia quando o processo de precipitação teve a contribuição da forçante dinâmica, não foi necessário um valor tão significativo da CAPE, como foi o caso dos dias 04, 14, 15, 16 e 17, onde a CAPE não ultrapassou o valor de 1.000 J/kg.

Quando o processo de precipitação depende, exclusivamente, da CAPE, efeito termodinâmico, este tem que ser alto (Mota e Nobre 2006), a nuvem fica com um desenvolvimento vertical mais acentuado, sua eletrização é maior devido as correntes ascendentes e descendentes e para produzir chuva depende, ainda, da quantidade de umidade

disponível na atmosfera, principalmente na estação seca tendo em vista que nesta época a atmosfera está mais dilatada em função da temperatura.

A forçante termodinâmica, CAPE alta e CINE baixa, associada a forçante dinâmica, LI, gerou grande quantidade de precipitação em toda a Cidade de Belém e região metropolitana no dia 5. A forçante dinâmica acelera a parcela que vai encontrar o NE mais baixo, produzindo nuvens de menor desenvolvimento vertical, porém com uma maior quantidade de água líquida o que acarreta chuvas mais abundantes e de maior duração.

## 5 CONCLUSÃO

As análises da CAPE, CINE, precipitação, imagens de satélite e cartas sinóticas realizadas, neste trabalho, tiveram o objetivo de verificar a importância dos fatores termodinâmicos na ocorrência de eventos extremos de precipitação, na Cidade de Belém (PA) e região metropolitana, no período de agosto de 2008 a dezembro de 2009. A contribuição da termodinâmica nos eventos extremos de precipitação nos locais referenciados, distinguindo-os na estação seca e na estação chuvosa, visa descobrir metodologias que contribuam para uma previsão, mais precisa, destes eventos extremos de precipitação. E assim, mitigar as perdas materiais e proteger o bem que é o mais sagrado, a vida.

O levantamento, dos dados de precipitação, aponta o período de janeiro a junho como o período de maior precipitação, período chuvoso, e de julho a agosto o período de menor precipitação, período seco, sendo que o mês de maior precipitação foi o mês de março. Este resultado é um pouco diferente do encontrado por outros autores que classificam como período chuvoso o período compreendido entre dezembro e maio, e período seco de junho a novembro, sendo abril o mês mais chuvoso. Esta diferença está relacionada ao tamanho da amostra considerada, agosto de 2008 a dezembro de 2009, e, também, por causa dos dados de precipitação oriundos do Projeto Entendendo o Clima no Estado do Pará, os quais apresentam dados de precipitação em locais nunca medidos anteriormente, o que mostrou ser de grande importância para o desenvolvimento da presente pesquisa.

Fica patente que, na estação chuvosa, os eventos extremos de precipitação estão associados a presença da ZCIT, forçante de grande escala, e a sua marcha climatológica entre os hemisférios norte e sul. Nesta estação, além da precipitação em forma de pancadas, de curta duração, grande parte da precipitação ocorre de forma contínua, ou seja, com duração superior a uma (01) hora. Esta precipitação está intimamente ligada a nebulosidade estratiforme da ZCIT e ocorre preferencialmente durante a madrugada. O somatório das precipitações em forma de pancada, nuvens cumuliformes, com a precipitação contínua, oriunda da nebulosidade estratiforme, ocasionam os eventos extremos de precipitação deste período.



No período seco, a maioria, dos eventos extremos está associada ao efeito da brisa, que formam LI que invadem a costa trazendo mais umidade para o continente e aceleram a subida vertical da parcela de ar. As frentes frias em seu deslocamento, também influenciam as condições de tempo em Belém acarretando uma maior convergência em baixos níveis e também um maior cisalhamento do vento.

Os valores da CAPE, que estão relacionados com a ocorrência de um evento extremo de precipitação no período chuvoso, foram menores que no período seco, ou seja, a CAPE medida antes da ocorrência de um evento extremo de precipitação no período chuvoso é menor que a do período seco. A fim de ratificar o que foi mencionado acima se verifica que na maioria dos eventos extremos, do período chuvoso, os valores da CAPE estiveram menores que 1500 J/kg e que dos dez (10) maiores eventos extremos de toda a série um (01) tinha CAPE menor que 1.000 J/kg ocorrido em 09/04/2009, período chuvoso. Observa-se, ainda, que dos quarenta e dois (42) eventos extremos de precipitação, em apenas sete (07) eventos os valores da CAPE estiveram inferiores a 700 J/kg, sendo que seis (06) deles ocorreram período chuvoso.

Ainda, em relação a CAPE, se constata que, nem sempre, altos valores estão relacionados a ocorrência significativa de precipitação. Nestas ocasiões a ausência/pequena precipitação ocorreu devido a pouca quantidade de vapor de água disponível na atmosfera e/ou pela falta de um mecanismo forçante para elevar a parcela de ar.

A CINE observada foi, notadamente, menor no período chuvoso, pois apresenta valores médios mensais menores que 300 J/kg em todos os meses. Já, no período seco, seus valores, relacionados aos eventos extremos estiveram maiores que 250 J/kg em 50% dos eventos e a sua média mensal esteve superior a 300 J/kg em todos os meses deste período. De importância relevante, também, em relação a CINE, do período seco, é que valores mensais superiores a 400 J/kg apresentam uma precipitação média mensal inferior a 100 mm, evidenciando assim que a CINE é fundamental para o desenvolvimento das nuvens, mas não pode ser extremamente grande, se o for, a nebulosidade não terá o desenvolvimento vertical necessário para proporcionar uma precipitação significativa. Com a inibição presente, a instabilidade vai crescendo ao longo do dia devido ao aquecimento superficial. Assim alguns

pontos mais isolados, onde os inibidores enfraquecem primeiro, serão os pontos preferenciais para o disparo da tempestade, logo elas poderão utilizar uma maior energia disponível, contribuindo com isso para o crescimento da nebulosidade cumuliforme.

Para fins operacionais, uma análise em mesoescala das condições termodinâmicas poderá ser realizada da seguinte forma:

Quando a instabilidade estiver alta, na Cidade de Belém e região metropolitana, e existir o mecanismo inibidor (CINE), em uma grande área, os locais que são mais propícios aos disparos das tempestades são os pontos onde:

- 1) A CINE e o NCE começam a diminuir; e
- 2) A inversão térmica, que por vezes acontece, começa a ser quebrada.

Destarte, estes pontos, onde a CINE começa a se enfraquecer devem ser colocados em alerta.

Estas condições, citadas acima, combinadas com o efeito dinâmico, ZCIT (período Chuvoso) e das linhas de instabilidade e frentes (período seco) são os ingredientes que contribuem para a ocorrência do evento extremo de precipitação na região estudada.

É importante ressaltar, ainda, que os valores da CAPE ou da CINE não determinam a probabilidade maior ou menor de ocorrer a tempestade, mas indicam que caso a tempestade ocorra naquele local, eles deverão ser intensos. Sua utilização é uma ferramenta importante, mas complementar, para que juntamente com os outros métodos de previsão operacional formem as condições necessárias para uma acurada elaboração da previsão de tempo. Em outras palavras, tais índices não devem ser utilizados isoladamente para elaborar uma previsão de tempo. Eles devem ser utilizados como uma ferramenta para, juntamente, com os demais métodos de previsão operacional, auxiliar na tomada de decisão quando da elaboração da previsão de tempo.

Os resultados encontrados neste trabalho deixam evidente a importância da termodinâmica para a convecção, formação de nuvens e para o processo da precipitação na Cidade de Belém e Região Metropolitana o que justifica um maior investimento da comunidade científica para se realizar um estudo mais amplo e detalhado acerca da

termodinâmica tropical a fim de se melhorar o nível da previsão de eventos extremos na região.

#### SUGESTÃO DE TRABALHOS FUTUROS

- 1) Realizar a climatologia da CAPE e da CINE de maneira que se possa formar uma tabela própria das condições termodinâmicas e de convecção profunda para a Cidade de Belém;
- 2) Considerar, também, a sondagem das 0000UTC para investigar, com maiores detalhes, as condições termodinâmicas da região estudada;
- 3) Aumentarmos pontos de coleta de precipitação para melhor identificar a ocorrência de chuvas, que acontecem de forma isolada, oriunda de células simples ou até de linhas multicelulares; e
- 4) Realizar um estudo sinótico a fim de entender o comportamento dos elementos climáticos que proporcionam a formação da Linha de Instabilidade, no período seco.

## REFERÊNCIAS

- BETTS, A. K.; SILVA DIAS, M.A.F. Progress in Understanding Land – Surface – Atmosphere coupling from LBA Research. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 2, n. 1, art 6<sup>o</sup>, p.01-20. 2009.
- BOLTON, D. The Computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, v.108, n. 7, p. 1046-1053. 1980.
- BROWNING, K. A.; LUDLAM, F. H. Airflow in convective storms. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 88, n.376, p.117-135. 1962.
- CASTRO, E. Geopolítica da água e novos dilemas a propósito da Amazônia e seus recursos naturais. In: ARAGON, L. E.; CLÜSENER-GODT, M. (Orgs.) **Problemática do uso local e global da água da Amazônia**. Belém: NAEA, 2003. p. 334.
- CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA DIAS, M.A.F.; JUSTI, M.G.A. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- 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**., n. 123, p. 3163–3174. 1995.
- COMANDO DA AERONÁUTICA. **Imagens de satélite**. Disponível em: <<http://www.redemet.aer.mil.br>>. Acesso em 15/3/2011.
- CORRÊA, C. S. **Estudo estatístico da ocorrência de jatos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera e a sua relação com eventos de intensa precipitação pluvial no Rio Grande do Sul**. 2005. xvii, 140f. Tese (doutorado) - UFRGS, 2005. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10183/6032>>. Acesso em 22/4/2011.
- EMANUEL, K. A.; NEELIN, J. D.; BRETHERTON, C. S. On large-scale circulations in convecting atmospheres. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 519, p. 1111-1143. 1994.
- ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE ALTITUDE DE BELÉM (EMA-BE). Disponível em: <<http://www.google.com.br>>. Acesso em 13/03/2011.
- FU, R.; ZHU, B.; DICINSON, R. E. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the Tropical Amazon, **Journal of Climate**, v.12, p. 1306-1321. 1998.
- GRECO, S. et al. Coauthors, Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **Journal Geophys. Res.**, 95, p.17 001–17 014. 1990.

GRECO, S.; SCALA, J.; HALVERSON, J.; MASSIE JR., H.L.; TAO, W.; GARSTANG, M. Amazon coastal squall lines. Part II: Heat and moisture transports. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, p.623-635. 1994.

GARSTANG, M. et al. The Amazon Boundary-Layer Experiment (ABLE 2B): a meteorological perspective. **American Meteorological Society**, v. 71, p. 19–32. 1990.

GARSTANG, M.; MASSIE JR, H. L.; HALVERSON, J.; GRECO, S. ; SCALA, J. Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics, **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, p. 608-622, April. 1994.

GAMACHE, J.F.; HOUZE, R.A. Water budget of a meso-scale convective system in the tropics. **Journal of Atmospheric Sciences**, n. 40, p. 1835-1850. 1983.

GARSTANG, M.; FITZJARRALD, D. R. **Observations of surface to atmosphere interactions in the Tropics**. New York: Oxford University Press, 1999. 405 p.

GILMORE, M. S.; WICKER, L. J. The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution, **Monthly Weather Review**, n. 126, p. 943-958. 1994.

HOLTON, J. R. **An Introduction to dynamic meteorology**. ed. 3. [New York: Academic], 1992. 511p.

JAMES, R. P. ; MARKOWSKI, P. M. A numerical investigation of the effects of dry air aloft on quase-linear convective systems, **Monthly Weather Review**, v. 138, , nº: 1, p 140-161. 2010.

JOHNS, R. H.; HIRT, W. D. Widespread convectively induced windstorms, **Weather Forecasting**, v. 2, p. 32-49. 1987.

JONES, C.; WEARE, B. A time series analysis of evaporation and wind speed over the Amazon Basin. In: SYMP. ON GLOBAL CHANGE STUDIES, Fourth, 1993, Anaheim, CA, [Proceedings]. Anaheim, CA: American Meteorological Society, 1993. p. 423–426. (Preprints).

KAYANO, M. T. **Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagem de Manaus e Belém**. 1979. 82 f. INPE-1559-TDL/013, São Jose de Campos, Brasil, 1979.

KNUTSON, T. R.; WEICKMANN, K. M. 30–60 day atmospheric oscillations: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1407–1436. 1987.

LACKMANN, G. M. Cold-frontal potential vorticity maxima, the low-level jet, and moisture transport in extratropical cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 130, p. 59-74. 2002.

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.

LIMA, D. R.O. **Diagnóstico de chuvas e previsão meteorológica para a bacia hidrográfica do rio manso**. 2005. Dissertação (mestrado em engenharia civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ, 2005.

MALONE, T.F. **Compendium of meteorology**. [Boston]: American Meteorological Society, 1951. 1334p

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.; LAURENT, H.; LIMA, A.A. The diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20 (8064), LBA 31.1 – 31.15. 2002.

McMURDIE, L.; HOUZE, R.A. Weather system, In: WALLACE , J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**, Boston, Academic Press, 2 ed., p. 313-373, 2006.

MOTA, M.A.S.; NOBRE, C.A. Relação da variabilidade da energia potencial convectiva disponível (CAPE) com a precipitação e a Alta da Bolívia durante a campanha “Wet-AMC/LBA”. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Brasil, v.21, n.3b, p. 344-355. 2006

MOTA, M.A.S. Importância das condições termodinâmicas na variabilidade da precipitação da Amazônia, água e meio ambiente na Amazônia. In: SEMINÁRIO ÁGUA E MEIO AMBIENTE NA AMAZÔNIA, Belém, 2007. **Anais...** Belém: [s.n.], 2007. p.68-80.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.1, 121-140. 2004.

NECHET, D. Variabilidade diurna de precipitação e de trovoadas em Belém-PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 7., Salvador-BA, 1990. **Anais...** Brasília: SBMET, 1990. p. 393-396.

NEELIN, J. D.; HELD, I. M. Modeling tropical convergence based on the moist staticenergy budget. **Montly Weather Review**, v.115, p.3-12. 1987

NEELIN, J. D. Implications of convective quasi-equilibrium for the large-scale flow. In: SMITH, R.K. (ed). **The Physics and parameterization of moist atmospheric convection**. Germany: Kluwer Academic, 1997. p. 413–446.

- NEWTON, C. W. Structure and mechanism of the prefrontal squall line, **J. Meteor.**, v. 7, p. 210-222. 1950.
- PARSONS, D. B.; SHAPIRO, M. A.; MILLER, E. Mesoscale structure of a nocturnal dryline and of a frontal dryline Merger. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 11, p. 3824-3838. 2000.
- PIMENTA, R. **Brasil** - a República consolidada. Disponível em: <<http://www.brasilrepublica.com/para.htm>>. Acesso em 13/3/2011.
- RENNÓ, N.O.; WILLIAMS, E. An Analysis of the instability of the Tropical Atmosphere. **American Meteorological Society**, v. 121, n.1, p. 21-35. 1993.
- RENNÓ, N. O.; INGERSOLL, A. P. Natural convection as a heat engine: a theory for CAPE, **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 53, p. 572-585. 1996.
- RIEHL, H. **Tropical meteorology**. [New York]: Mc Graw-Hill, 1954.
- ROGASH, J.A.; RACY, J. Some meteorological characteristics of significant tornado events occurring in proximity to Flash Flooding. **Weather and Forecasting**, v. 17, n 2, p.155-200. 2005.
- SÁ GILLE, F.S.S. Meteorologia na COMARA - otimização de recursos. **Revista da Universidade da Força Aérea**, p. 1-33, 2005.
- SPIEGEL, M. R. **Estatística**: resumo da teoria, 875 problemas resolvidos, 619 problemas propostos. São Paulo: Mc Graw-Hill do Brasil, 1976. (Coleção Schaum).
- STENSRUD, D. J. Importance of low-level jets to climate: a review. **Journal of Climate**, v.9, p. 1698-1711. 1996.
- SOUSA, J.R.A.; SOUZA, P.F.S.; NECHET, D.; OLIVEIRA, M.C.F. Precipitação intensa na cidade de Belém-PA: estudo de caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., Florianópolis-SC, 2006. **Anais...** Brasília: SBMET, 2006. 1 CD-ROM.
- TARAKANOV, G.G. **Tropical meteorology**. Moscou: Mir Published, 1982.
- TAVARES, J.P.N. **Tempestades severas na região metropolitana de Belém**: avaliação das condições termodinâmicas e impactos sócio-econômicos. 2009. 101f. Dissertação (mestrado em ciências ambientais) – Universidade Federal do Pará/EMBRAPA/Museu Emílio Goeldi, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Belém, 2009.
- THUNIS, R.L.; BORNSTEIN, R. Hierarchy of mesoscale flow assumptions and equations. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.53, p. 380-397. 1996.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ. **Apostila de meteorologia**. Cap 8 p. 1 Disponível em: <<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap8/cap8-1.html>>. Acesso em 13/3/2011.

UNIVERSITY OF DUNDEE. **Imagens de satélite**. Disponível em: <<http://www.sat.dundee.ac.uk>>. Acesso em 15/3/2011.

UNIVERSITY OF WYOMING. **Radiossondagens**. Disponível em: <<http://www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>>. Acesso em 15/3/2011.

WHITEMAN, C. D.; XINDI B.; SHIYUAN Z. Low-level Jet climatology from enhanced Rawinsonding observations at a site in the Southern Great Plains. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, p.1363-1376. 1997.

XAVIER, T.M.; XAVIER, A.F.S.; ALVES, J.M.B. **Quantis e eventos extremos** – aplicações em ciências da terra e ambientais. Fortaleza: RDS Editora; Livrarias Livro Técnico, 2007. 278p.

YE, B.; DEL GENIO, A.D.; LO, K.K.W. CAPE Variations in the current climate and in a climate change. **Journal of Climate**, v. 11, n. 8, p.1997-2015. 1998.

ZAWADZKI, I.; TORLASCHI, I.E.; SAUVAGEU, R. The relationship between mesoscale thermodynamics variables and convective precipitation. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.38, p. 1535-1540. 1981.

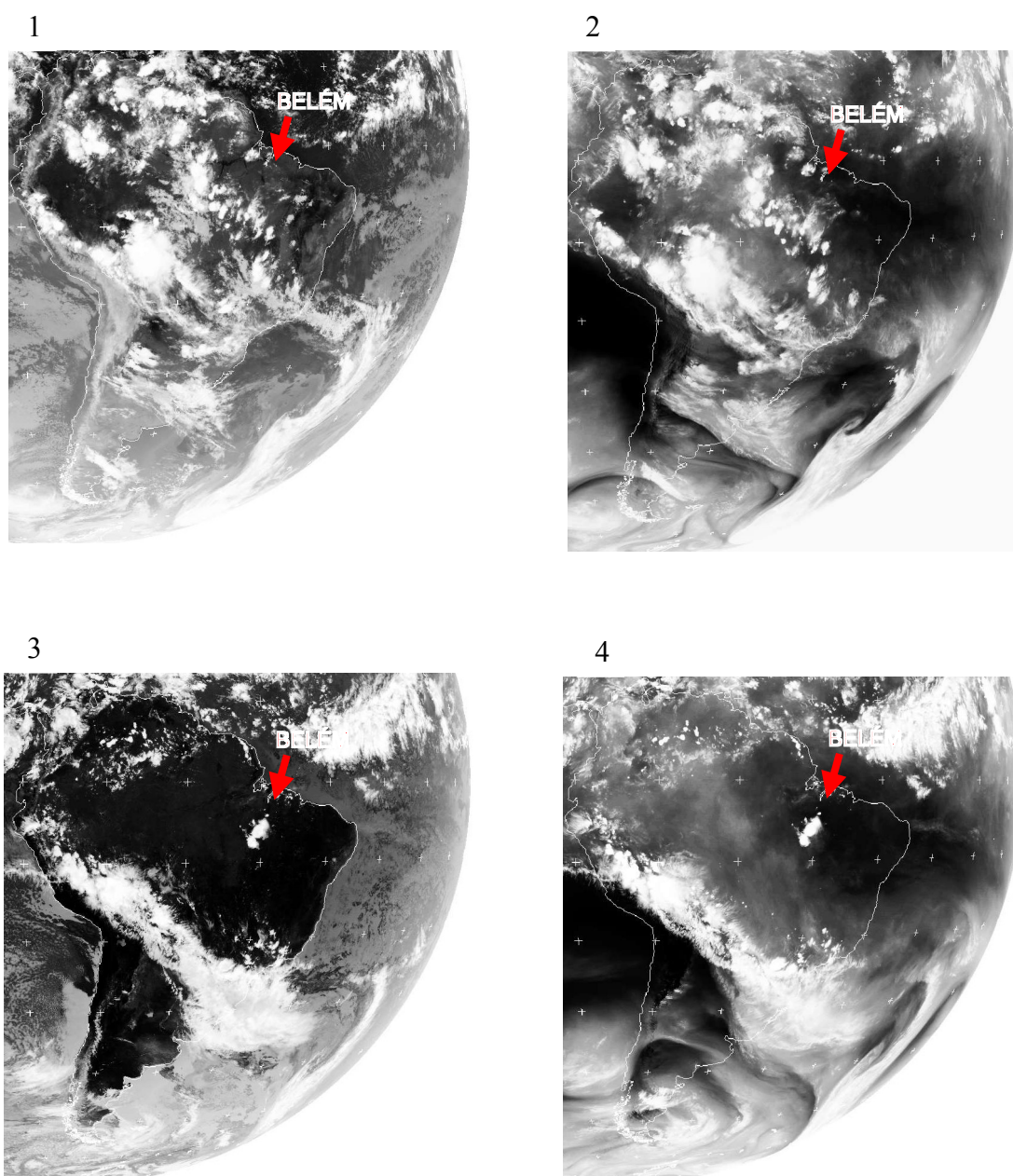


## APÊNDICES

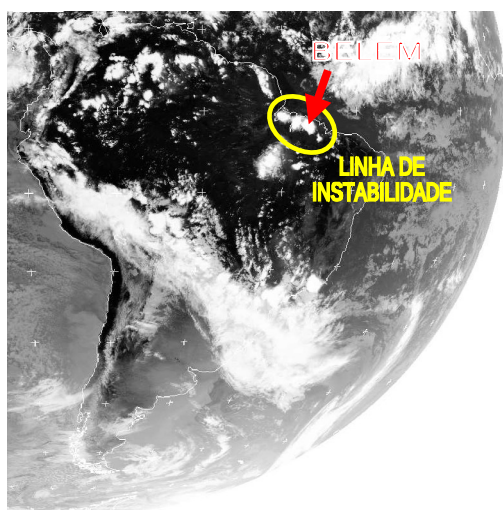
## APÊNDICE A

### Figura A1 - IMAGENS DO SATÉLITE GOES:

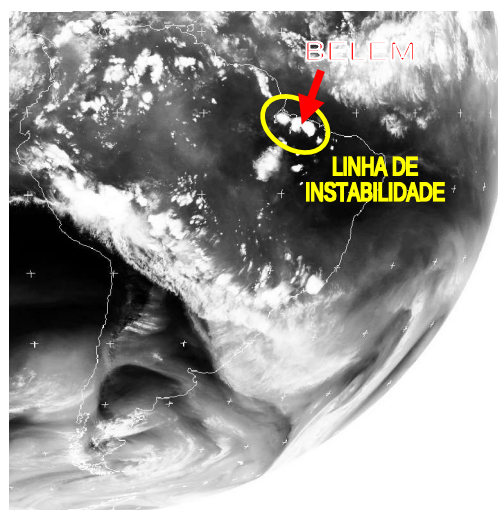
- 1) Dia 04/10/2008 - 1200UTC canal infravermelho, 2) Dia 04/10/2008 - 1200UTC canal vapor de água, 3) Dia 04/10/2008 - 1800UTC canal infravermelho, 4) Dia 04/10/2008 - 1800UTC canal vapor de água, 5) Dia 04/10/2008 - 2100UTC canal infravermelho, 6) Dia 04/10/2008 - 2100UTC canal vapor de água, 7) Dia 05/10/2008 - 0000UTC canal infravermelho e 8) Dia 05/10/2008 - 0000UTC canal infravermelho



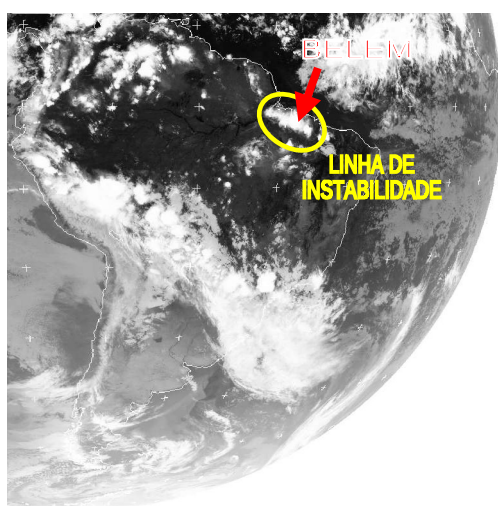
5



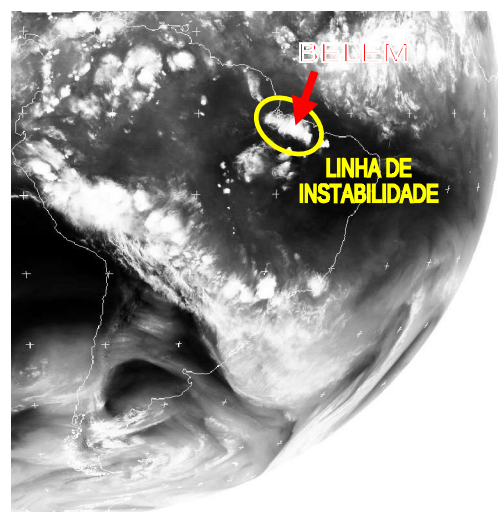
6



7



8



Fonte: University of Dundee (2011)