



MUSEU PARAENSE  
EMILIO GOELDI

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ – UFPA  
MUSEU PARAENSE EMILIO GOELDI – MPEG  
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS -  
PPGCA**

**JOÃO PAULO NARDIN TAVARES**

**TEMPESTADES SEVERAS NA REGIÃO METROPOLITANA DE  
BELÉM: AVALIAÇÃO DAS CONDIÇÕES TERMODINÂMICAS E  
IMPACTOS SÓCIO-ECONÔMICOS**

**BELÉM-PA  
2009**

**JOÃO PAULO NARDIN TAVARES**

**TEMPESTADES SEVERAS NA REGIÃO METROPOLITANA DE  
BELÉM: AVALIAÇÃO DAS CONDIÇÕES TERMODINÂMICAS E  
IMPACTOS SÓCIO-ECONÔMICOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA-Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.  
Área de Concentração: Física do Clima.  
Orientador: Prof<sup>a</sup>. Dra. Maria Aurora Santos da Mota.

**BELÉM-PA  
2009**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

---

Tavares, João Paulo Nardin

T231t      Tempestades severas na região metropolitana de Belém:  
avaliação das condições termodinâmicas e impactos sócio-  
econômicos / João Paulo Nardin Tavares. – 2009

101f. : il.

Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) –  
Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais,  
Instituto de Geociências, Universidade Federal do  
Pará/EMBRAPA/Museu Emílio Goeldi, Belém, 2009.

Orientador, Maria Aurora Santos da Mota.

1. Tempestades. 2. Convecção. 3. CAPE. 4. Índices de  
Instabilidade. 5. Impactos sócio-econômicos. I. Universidade  
Federal do Pará II. Mota, Maria Aurora Santos da, Orient. III.  
Título.

CDD 20º ed.: 551.554

---

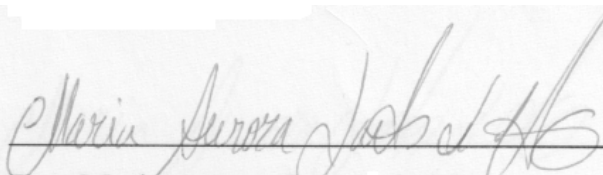
**JOÃO PAULO NARDIN TAVARES**

**TEMPESTADES SEVERAS NA REGIÃO METROPOLITANA DE  
BELÉM: AVALIAÇÃO DAS CONDIÇÕES TERMODINÂMICAS E  
IMPACTOS SÓCIO-ECONÔMICOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA-Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

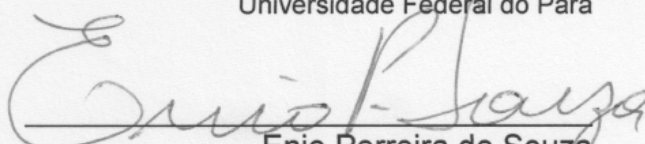
**Data de Aprovação:** 17 /04 / 2009

**Banca Examinadora:**

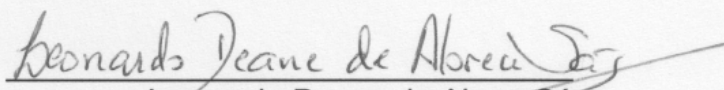


Dra. Maria Aurora Santos da Mota


Universidade Federal do Pará



Enio Perreira de Souza  
Universidade Federal de Campina Grande



Leonardo Deane de Abreu Sá  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais



Everaldo Barreiros de Souza  
Universidade Federal do Pará

Dedicatória  
À Nossa Senhora de Nazaré.

## **AGRADECIMENTOS**

À Professora Aurora Mota, pela orientação neste trabalho.

Aos Professores Dimitrie Nechet, José Ricardo, Galdino Mota e Oriana Almeida pela ajuda neste trabalho.

À Financiadora de Estudos e Projetos – FINEP pelo financiamento da pesquisa.

Ao CNPq pela bolsa DTI.

À Embrapa Amazônia Oriental, Universidade Federal do Pará, Departamento de Controle do Espaço Aéreo de Belém (DTCEA-BE), Universidade de Wyoming, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC-INPE) e Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), pela concessão de dados.

À Thamiris Luiza Campos, pela ajuda no levantamento no Arquivo Público da Biblioteca Arthur Vianna, da Fundação Cultural Tancredo Neves, das notícias em jornais sobre eventos extremos que atingiram a população de Belém.

À Defesa Civil Municipal de Belém pelas informações sobre os atendimentos dos dias em que ocorreram eventos extremos.

Ao Professor Everaldo pela ajuda nas análises estatísticas.

Ao colega Alex pela ajuda na utilização do software Bioestat.

Ao pesquisador Marcos Mendonça pelo fornecimento das análises do NCEP.

Ao amigo Olívio Neto pela ajuda nas figuras.

À minha esposa, Clívia, e minha família, pelo apoio.

Aos bibliotecários, funcionários e bolsistas da biblioteca do Instituto de Geociências da UFPa pelo apoio e dedicação na orientação e disseminação da informação e pela atenção recebida.

Aos colegas do Laboratório de Modelagem da Amazônia – LAMAZ, pela ajuda mútua e amizade.

E a todos que direta ou indiretamente colaboraram com esta jornada de mestrado.

“Procure um trabalho onde você faz o que gosta, e você não trabalhará nem um dia de sua vida.”

*Confúcio*

## RESUMO

A região de Belém, capital do estado do Pará, localiza-se numa região sujeita à incidência de tempestades, durante o ano todo. As chuvas fortes trazem inúmeros problemas à população, como o alagamento de ruas e casas, interrupção no fornecimento de energia elétrica e telecomunicações, problemas de saúde, de transporte, e em alguns casos, até mortes. Esta pesquisa procurou responder às seguintes questões: Quais os mecanismos que provocam eventos extremos de precipitação, na estação chuvosa, e na estação seca? Os índices de instabilidade termodinâmicos estão adequados para a previsão de tempestades e chuva forte na região? O efeito de “Ilha de Calor” da cidade está influenciando na convecção, provocando aumento no número e intensidade das tempestades? Qual o comportamento dos eventos extremos em anos de El Niño e La Niña? Quais os principais impactos sócio-econômicos decorrentes das tempestades? Analisando-se basicamente a série temporal de precipitação diária, dados de sondagens e notícias publicadas nos jornais locais, a respeito dos prejuízos causados pelas tempestades, é que se procurou responder a tais questões. Os resultados obtidos mostram que na estação chuvosa, a precipitação extrema é provocada pela interação entre escalas, a forçante dinâmica (Zona de Convergência Intertropical) e a forçante termodinâmica. Sendo que, em alguns casos entra nesta interação a forçante de mesoescala. Os resultados são enormes prejuízos à população. A análise dos dados de sondagens, mostra que os índices de instabilidade estão adequados para a estação chuvosa e devem sofrer ajustes para a estação seca, mas podem servir de subsídio à elaboração de modelos regionais. Quando analisados juntamente com a CAPE, imagens de satélite e observações do campo de vento, tornam possível a previsão de tempestades severas, auxiliando aos órgãos tomadores de decisões.

**Palavras-chave:** Tempestades. Convecção. CAPE. Índices de Instabilidade. Impactos sócio-econômicos.



## ABSTRACT

The region of Belém, capital of the state of Pará, is a location vulnerable to the impact of storms during the year. The heavy rains bring problems to the population, as the flooding of streets and houses, disruption in the power supply and telecommunications, health problems, transportation, and in some cases, even death. This research sought to answer the following questions: What are the mechanisms that cause extreme events of precipitation in the rainy season and dry season? Are the thermodynamic instability indexes appropriated for predicting storms and heavy rain in the region? Is the effect of "Heat Island" affecting the convection in the city, causing an increase in the number and intensity of storms? What is the behavior of extreme events in years of El Niño and La Niña? What are the main social-economic impacts from the storms? Studying basically a time series of daily rainfall, data from soundings and reports published in local newspapers about the damage caused by storms, is that we tried to answer such questions. The results show that, in general, the Convective Available Potential Energy (CAPE) for extreme events in the dry season is greater than in rainy season, because the precipitation in the dry season is very much dependent on the thermodynamic forcing, then, to occur, there must be forcing of a mesoscale (instability line) and the CAPE and the indexes of instability must be very high. In the rainy season extreme precipitation is caused by the interaction between scales, the forcing dynamics (intertropical convergence zone) and thermodynamic forcing, in some cases into the interaction of the mesoscale forcings. The results are huge losses to the population. The data analysis of soundings shows that the indexes of instability are suitable for the rainy season and should be changed to the dry season, but may provide a subsidy for development of regional models, and when analyzed together with CAPE, satellite images and observations of wind field, makes possible the forecast of severe storms, helping decision-makers bodies.

**Keywords:** Thunderstorms. Convection. CAPE. Instability indexes. Social impacts.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera mostrando as células de Hadley	14
Figura 1.2	Principais sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul, em baixos níveis	16
Figura 1.3	Estado do Pará, mostrando a capital, Belém	21
Figura 2.1	A CAPE, representada na área sombreada do gráfico dos perfis verticais de temperatura potencial equivalente e temperatura potencial equivalente saturada	33
Figura 3.1	Distribuição de Frequência da Precipitação em Belém, durante o período de 1987 a 2007 (a), à estação chuvosa (b) e estação seca (c)	41
Figura 3.2	Variabilidade da precipitação total mensal em Belém, de 1987 a 2007	42
Figura 3.3	Normalização ano a ano da precipitação total em relação ao desvio padrão da série de 1896 a 2007	43
Figura 3.4	Precipitação total anual (barras) e eventos de precipitações diárias extremas, em Belém, no período 1987-2007	45
Figura 3.5	Variabilidade da precipitação e CAPE, para os eventos extremos na estação chuvosa em Belém, período 1987 a 1996 (a); 1997 a 2007 (b)	47
Figura 3.6	Variabilidade da precipitação e índice K, para os eventos extremos na estação chuvosa em Belém, período 1987 a 1996 (a), 1997 a 2007 (b)	50
Figura 3.7	Variabilidade da precipitação e índice TT, para os eventos extremos na estação chuvosa em Belém, período 1987 a 1996 (a), 1997 a 2007 (b)	52
Figura 3.8	Variabilidade da precipitação e índice LI, para os eventos extremos na estação chuvosa em Belém, período 1987 a 1996 (a), 1997 a 2007 (b)	54
Figura 3.9	Perfil vertical médio da temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\theta_{es}$ ), para as sondagens de eventos extremos realizadas às 12:00 UTC em Belém, na estação chuvosa, no período 1987- 2007	55
Figura 3.10	Distribuição de precipitação acumulada em 24h (mm), CAPE e ocorrências, por evento da estação chuvosa: 1987 a 1996 (a), 1997 a 2007 (b)	58
Figura 3.11	Variabilidade da precipitação e CAPE, para os eventos extremos na estação seca em Belém, período 1987 a 2007.	62
Figura 3.12	Variabilidade da precipitação e Índice K, para os eventos extremos na estação seca em Belém, período 1987 a 2007.	64
Figura 3.13	Variabilidade da precipitação e Índice TT, para os eventos extremos na estação seca em Belém, período 1987 a 2007	65
Figura 3.14	Variabilidade da precipitação e Índice LI, para os eventos extremos na estação seca em Belém, período 1987 a 2007.	66

Figura 3.15	Médias dos Perfis verticais de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\theta_{es}$ ), para as sondagens realizadas às 12:00 UTC em Belém, na estação seca, no período 1987- 2007	68
Figura 3.16	Distribuição da quantidade de eventos de raios nuvem-terra e o número de seções de serviço da Telepará, em Belém, paralisadas nos anos de 1995-1996 por ocorrência de descargas elétricas	69
Figura 3.17	Distribuição de chuva e ocorrências para a estação seca em Belém, período 1987-2007	71
Figura 4.1	Reprodução de foto de um dos locais atingidos pela forte chuva do dia 20 de dezembro de 1989.	73
Figura 4.2	Imagem do Satélite GOES-7, no canal infravermelho, às 21:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989	74
Figura 4.3	Campo de Divergência para 00:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989. (a) 1000 hPa; (b) em 250 hPa.	76
Figura 4.4	Campo de Vorticidade para 00:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989. (a) 1000 hPa; (b) em 250 hPa.	77
Figura 4.5	Campo de vento em 1000 hPa para 00:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989.	78
Figura 4.6	Perfil Vertical médio de Temperatura Potencial Equivalente ( $\theta_e$ ), Temperatura Potencial Equivalente da parcela ( $\theta_{ep}$ ) e Temperatura Potencial Equivalente Saturada ( $\theta_{es}$ ) das sondagens realizadas no horário das 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC no dia 20/12/1989	79
Figura 4.7	Varição temporal da Precipitação na estação da Embrapa e CAPE no período de 03:00 HL do dia 20 a 09:00 HL do dia 21 de dezembro de 1989, em Belém-PA	80
Figura 4.8	Varição temporal dos índices K (linha contínua) e TT (linha tracejada) no dia 20 de dezembro de 1989, em Belém-PA.	81
Figura 4.9	Varição temporal do índice LI no dia 20 de dezembro e madrugada do dia 21 de dezembro de 1989, em Belém-PA.	81
Figura 4.10	Hodógrafo para a sondagem das 12:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989, em Belém	82
Figura 4.11	Imagem do satélite GOES-7 às 00:00 UTC do dia 24 de agosto de 1993. FONTE: CPTEC	84
Figura 4.12	Campo de divergência em 1000 hPa, para o horário de 00:00 UTC do dia 23 de agosto de 1993 (a); e em 250 hPa (b).	85
Figura 4.13	Campo de vorticidade em 1000 hPa, para o horário de 00:00 UTC do dia 23 de agosto de 1993 (a); e em 250 hPa (b).	86
Figura 4.14	Linhas de Corrente no nível de pressão de 1000 hPa, para o horário de 00:00 UTC de 23/08/1993.	87
Figura 4.15	Perfil Vertical de $\theta_{es}$ e $\theta_e$ da sondagem realizada às 12:00 H UTC no dia 23/08/1993 em Belém	88

Figura 4.16 Variação temporal da Precipitação e CAPE no período de 22 a 25 de agosto de 1993, em Belém-PA. 88

Figura 4.17 Hodógrafo para a sondagem em Belém, das 12:00 UTC do dia 23 de agosto de 1993 89

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Valores do índice K	30
Tabela 2	Valores do índice TT	31
Tabela 3	Valores do índice LI	32
Tabela 4	Valores de CAPE e condições de instabilidade	36
Tabela 5	Regimes Convectivos e Precipitação	38
Tabela 6	Classificação termodinâmica das sondagens	38
Tabela 7	Variação temporal dos Índices de Instabilidade K, TT e LI e precipitação no período de 22 a 25 de agosto de 1993, em Belém-PA	88

## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b>	14
2	<b>DADOS E METODOLOGIA</b>	24
2.1	DADOS	24
2.2	METODOLOGIA	24
2.2.1	<b>Escolha dos eventos para estudo</b>	24
2.2.2	<b>Análise Sinótica e Dinâmica da Região</b>	27
2.2.3	<b>Análise das Condições Termodinâmicas</b>	27
2.2.4	<b>Análise dos Impactos Sócio-Econômicos</b>	38
3	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	40
3.1	VARIABILIDADE DOS EVENTOS EXTREMOS NO PERÍODO DE 1987 A 2007	40
3.2	EVENTOS EXTREMOS OCORRIDOS NA ESTAÇÃO CHUVOSA	45
3.2.1	<b>Características Termodinâmicas</b>	46
3.2.1.1	Variabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)	46
3.2.1.2	Variabilidade dos Índices de Instabilidade	48
3.2.1.3	Perfil Vertical médio das Temperaturas Potenciais Equivalentes dos eventos extremos de precipitação	55
3.2.2	<b>Impactos Sócio-Econômicos da Estação Chuvosa</b>	56
3.3	EVENTOS EXTREMOS OCORRIDOS NA ESTAÇÃO SECA	60
3.3.1	<b>Características Termodinâmicas</b>	61
3.3.1.1	Variabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)	61
3.3.1.2	Variabilidade dos Índices de Instabilidade	63
3.3.2	<b>Impactos Sócio-Econômicos da Estação Seca</b>	68
4	<b>ESTUDOS DE CASO</b>	73
4.1	EVENTO EXTREMO OCORRIDO NA ESTAÇÃO CHUVOSA, ENTRE OS DIAS 20 E 21 DE DEZEMBRO DE 1989	73
4.1.1	<b>Análise Sinótica-Dinâmica</b>	74
4.1.2	<b>Condições Termodinâmicas</b>	78
4.2	EVENTO EXTREMO OCORRIDO NA ESTAÇÃO SECA, EM 23 DE AGOSTO DE 1993	82
4.2.1	<b>Análise Sinótica-Dinâmica</b>	83
4.2.2	<b>Condições Termodinâmicas</b>	87
5	<b>CONCLUSÃO</b>	91
	<b>REFERÊNCIAS</b>	95

## 1 INTRODUÇÃO

A região tropical ocupa a maior parte da superfície do globo terrestre e tem um lugar privilegiado na dinâmica do clima global e no balanço de energia. Por ser a região que recebe a maior quantidade de radiação solar, nela ocorrem as principais trocas de energia que condicionam o clima da Terra. Na região tropical há um excesso de calor e umidade próximo à superfície, que é transportado para latitudes mais altas para compensar o déficit que há nessas regiões, garantindo o equilíbrio. A atividade convectiva se encarrega de transferir o calor latente e a umidade para níveis mais altos. A partir daí, são transportados pelos ventos superiores para as latitudes mais altas (AHRENS, 2004). Para que a continuidade de massa seja satisfeita, simultaneamente ocorre movimento vertical na atmosfera com ar quente subindo e ar frio descendo, o que resulta numa circulação solenoidal termicamente direta, formando células de circulação de grande escala, conhecidas como Células de Hadley (Figura 1.1).

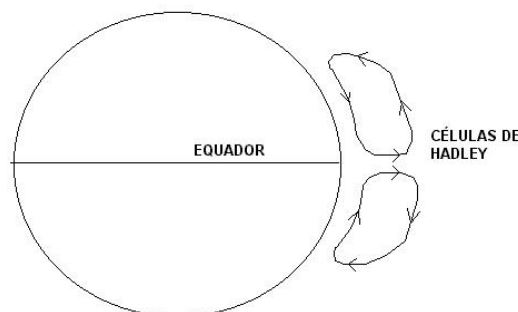


Figura 1.1 – Modelo de Circulação Geral da Atmosfera mostrando as células de Hadley.

Os movimentos ascendentes que ocorrem na região equatorial, devido ao maior aquecimento da superfície, desenvolvem uma zona de baixa pressão à superfície que coincide com uma região de temperaturas de superfície do mar (TSMs) mais altas, intensificando a evaporação da água do mar. Nesta região ocorre também a convergência do movimento horizontal em baixos níveis dos ventos alísios de nordeste do Hemisfério Norte (HN) e de sudeste do Hemisfério Sul (HS). Essas características intensificam a atividade convectiva e propiciam a formação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT tem migração latitudinal durante o ano, acompanhando a marcha do aquecimento radiativo (RIEHL, 1979).

Outra célula de circulação de grande escala, esta no sentido zonal (leste-oeste) que ocorre na região tropical é a Célula de Walker (MOLION, 1987). O forte aquecimento da superfície com liberação de calor sensível e calor latente, este último devido à condensação de umidade através de toda a coluna troposférica, produz uma célula de circulação direta forçada termicamente com ar quente e úmido subindo (convecção) sobre o continente e ar seco e frio descendo (subsistência) sobre as áreas oceânicas adjacentes. A circulação termicamente forçada sobre a região aquecida induz convergência de massa e baixa pressão atmosférica nos baixos níveis e o oposto nos altos níveis. Observa-se principalmente no verão na América do Sul, um Anticiclone em altos níveis, localizado, aproximadamente, sobre o centro da América do Sul e que, por essa razão, é conhecido como Alta da Bolívia (NOGUES-PAEGLE; MO, 1997)

A Figura 1.2 esquematiza os principais sistemas dinâmicos atuantes na América do Sul, durante todo o ano.



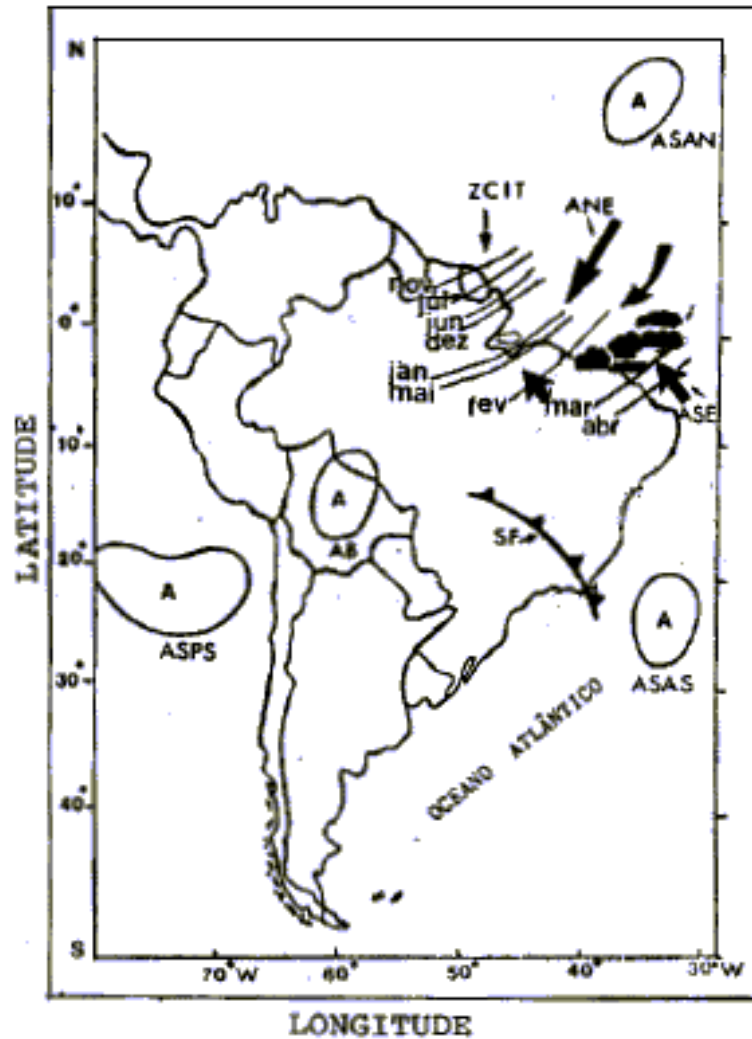


Figura 1.2 - Principais sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul, em baixos níveis. ZCIT = Zona de Convergência Intertropical; ASAN = Alta Semipermanente do Atlântico Norte; ANE = Alísios de Nordeste; ASE = Alísios de Sudeste; ASPS = Alta Semipermanente do Pacífico Sul; AB = Alta da Bolívia; ASAS = Alta Semipermanente do Atlântico Sul; SF = Superfície Frontal.  
**FONTE:** Adaptado de (SATYAMURTY; NOBRE; SILVA DIAS, 1998).

Dentro da região tropical da América do Sul, está inserida a Amazônia, que, devido à grande quantidade de umidade e forte aquecimento, tem a maior parte da sua cobertura total de nuvens do tipo cumulus, as quais, para se desenvolverem, precisam de uma força termodinâmica (fonte de calor e umidade) e uma força dinâmica (vento). Os fatores que governam o desenvolvimento de nuvens cumuliformes nos trópicos são: convergência horizontal de massa, estrutura vertical do vento, profundidade e estrutura da camada subnuvens, instabilidade, orografia (mecanismo de levantamento) e/ou características da superfície (LUDLAM, 1966, RIEHL, 1979)

Como a convecção profunda se desenvolve em uma área muito pequena na forma de células, o método da parcela pode ser empregado para avaliar a instabilidade da atmosfera e a formação de nuvens (WILLIAMS; RENNO, 1993).

O método pode ser explicado da seguinte maneira: se uma parcela de ar se expande e resfria, ou se comprime e se aquece, sem troca de calor com o ambiente, essa situação é chamada de processo adiabático (AHRENS, 2004, p.111). Mas como o ar na parcela não está saturado (a umidade relativa é inferior a 100%), a taxa de aquecimento ou resfriamento adiabático permanece constante e é de aproximadamente 10°C a cada 1000 metros de altura na vertical. Essa taxa, que só se usa para o ar não-saturado, é chamada de razão adiabática seca ou *lapse rate* seco. Mas, como o ar que sobe se resfria, sua umidade relativa aumenta e a temperatura da parcela se aproxima da temperatura do ponto de orvalho. A condensação acontece quando a temperatura da parcela atinge o valor da temperatura do ponto de orvalho (umidade relativa de 100%). Ou seja, a partir desse ponto ocorre a saturação do ar. Então, a nuvem começa a se formar e o calor latente é liberado à medida que a parcela de ar ascende. Como o calor adicionado durante a condensação neutraliza parte do resfriamento devido à expansão, o ar não se resfria na razão da adiabática seca, mas numa taxa menor, chamada de razão adiabática saturada. A liberação de calor latente aquece o ar, tornando-o ainda mais leve, e, estando mais quente que o ambiente, a situação é ainda mais instável, e a flutuabilidade aumenta, fazendo com que a nuvem convectiva cresça ainda mais.

A convecção atmosférica pode ser vista como uma máquina natural de calor. Como a atmosfera se aquece por baixo e a pressão diminui com a altura, há uma tendência natural de movimentos ascendentes e o sistema é capaz de realizar trabalho. A integral do trabalho produzido por essa máquina de calor convectiva fornece uma medida da quantidade de equilíbrio estático, que é a Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE) e que deve estar presente na atmosfera para que os movimentos convectivos possam ser mantidos contra a dissipação devido à viscosidade (RENNO; INGERSOLL, 1996).

O ciclo diurno da convecção é forçado pelos fluxos de superfície (BETTS; JAKOB, 2002). E a fonte de calor da superfície é parcialmente transferida para a alta troposfera através das nuvens do tipo “torres quentes”, chamadas de Cumulonimbus (Cb). O aumento no teor de umidade relativa na baixa troposfera,

devido à presença de nuvens cumulus, se estende até a média troposfera (nível de menor temperatura potencial equivalente). Acima deste nível são as "torres quentes" que provêm a fonte de energia, transportando calor e umidade para níveis mais elevados (RIEHL, 1979, GARSTANG; FITZJARRALD, 1999).

Em geral, as parcelas da camada subnuvem não podem se deslocar de seu nível original até o nível de condensação sem nenhuma forçante externa. Por essa razão, grandes quantidades de CAPE podem existir sem que tempestades convectivas sejam formadas. Mas, na região tropical, o nível de condensação é mais baixo e a convecção ocorre mais facilmente, como evidenciada pela grande quantidade de nuvens cumuliformes. Machado et al (2002) observaram que, na região Amazônica, na maioria dos casos, a convecção é iniciada durante a manhã por correntes ascendentes de micro escala durante o período de mínima cobertura de nuvens, quando os valores de temperatura potencial equivalente são elevados (alta CAPE, camada instável bastante profunda e de inibição muito pequena), resultando em numerosas células convectivas durante a tarde e início da noite. Pois um sistema de tempo que produz intensa precipitação, sempre está relacionado à atividade convectiva e é o resultado da interação de mecanismos físicos de diferentes escalas (ROCKWOOD; MADDOX, 1988).

Então, o ambiente favorável ao desenvolvimento de um sistema que gere chuvas intensas depende principalmente dos processos de grande escala que contribuam para desestabilizar o ambiente local, e de processos de escala menor, que fornecem condições para o levantamento inicial a fim de se restabelecer o equilíbrio por meio da atividade convectiva (ARAKAWA; SCHUBERT, 1974). No entanto, a instabilidade das parcelas do ponto de vista termodinâmico não é suficiente para definir o caráter da tempestade, ou do Cb, como um todo (SILVA DIAS, 1987). Em termos mais simples, a CAPE é a energia necessária, mas não suficiente, para formação da tempestade e precipitação (MOTA; NOBRE, 2006). A grande escala instabiliza o ambiente, produzindo CAPE, mas a convecção profunda precipitante consome a CAPE. Então, toda vez que chove, os valores da CAPE, na hora da chuva ou depois, são menores que os anteriores.

A maioria da precipitação que ocorre na região amazônica, é proveniente de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). Greco et al (1994), verificaram que 82% do total de chuva na região amazônica são produzidos nos dias dominados pela presença de grandes sistemas convectivos, como os SCMs. O SCM é

definido como um sistema de precipitação que tem escala espacial horizontal de 10-500 km e inclui convecção significativa durante alguma parte de sua vida. A vida de um SCM é da ordem de 10 horas. Além da contribuição pela componente convectiva na precipitação de um SCM, uma parte significativa da precipitação total (cerca de 50%) também pode ser devido as nuvens estratiformes que frequentemente se estendem da bigorna da convecção profunda (RUTLEDGE, 1991). SCMs são um problema significativo para a previsão de curto prazo, pois possuem características tais como: escala espacial de tamanho sub-sinótico e ciclo de vida de grande duração. Tais características os tornam difíceis de localizar, solucionar e prever com a rede de observação disponível. SCMs são frequentemente caracterizados por fenômenos de tempo severo, como granizo, rajadas de ventos, tornados, inundações e raios. SCMs tropicais frequentemente se referem a agrupamentos de nuvens, e são responsáveis pela maioria das chuvas nessas regiões, e tem sido assunto de interesse, não só pelo impacto no balanço de calor troposférico na energética global, como também no impacto sócio-econômico. Maddox (1980) sugere que os SCMs podem ser classificados de acordo com suas características físicas, organização e localização de ocorrência, desta maneira tem-se as Linhas de Instabilidade (LI), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), os ciclones tropicais, etc.

Vários estudos mostram que as Linhas de Instabilidade na Amazônia são responsáveis por grande parte da precipitação, principalmente na região costeira e durante a época seca (COHEN et al., 1995; GARSTANG et al., 1994; GRECO et al., 1994; MOLION, 1987). Cohen et al. (2004) classificaram as LI em dois tipos: de origem costeira, que se formam paralelamente à costa ; e de origem continental, que se formam no interior do continente (entre os estados do Pará e Maranhão) e se orientam quase perpendicularmente à costa. Para as LI de origem costeira, a iniciação está associada à circulação de brisa marítima, com formação em torno de 21:00 UTC, enquanto a propagação para o interior do continente depende de fatores como ação de distúrbios ondulatórios de leste e/ou a presença de fonte de calor (convecção), e está associada a um forte cisalhamento do vento em baixos níveis (BARBOSA et al, 2006).

Marengo e Hastenrath (1993) mostram que padrões de circulação de grande escala, influenciados pela temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Pacífico e Atlântico, como as circulações de Walker e da célula de Hadley, afetam

a duração e a intensidade da estação chuvosa na Amazônia. Desta maneira, modulam a posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul, que é o principal mecanismo produtor de chuva na Amazônia Ocidental, e da Zona de Convergência Intertropical, que é o principal mecanismo produtor de chuva na Amazônia Oriental. Em anos em que há anomalias climáticas de precipitação extrema (precipitação total mensal muito acima da média), houve condições de grande escala que favoreceram a formação e intensificação dos sistemas convectivos. Estes casos foram chamados de “Cenário Favorável” por Souza (2006). Ou seja, para o leste da Amazônia, a ocorrência da La Niña e o gradiente térmico apontando para o sul do Atlântico, caracterizam o cenário favorável para ocorrência de precipitação extrema. Com a configuração de La Niña, há um predomínio do ramo ascendente da célula de Walker sobre a região leste da Amazônia, o que intensifica a convecção, e, com TSMs mais quentes no Atlântico Sul, próximo à costa amazônica, há um predomínio do ramo ascendente da célula de Hadley sobre a região, o que favorece o posicionamento da ZCIT. Esses dois mecanismos climáticos ocorrendo simultaneamente, intensificam a convecção na região, fazendo com que a época chuvosa tenha uma maior duração e com chuvas bem acima da normal climatológica.

Os eventos de precipitação extrema com curta duração (~1 hora) estão entre os fenômenos meteorológicos mais devastadores, já que eles são frequentemente acompanhados por tempestades com relâmpagos, rajadas de vento forte à superfície, intenso cisalhamento vertical do vento e, eventualmente, granizo. Consequentemente, precipitações severas têm impactos significativos na sociedade, causando prejuízos econômicos, perda de vidas humanas, doenças devido às enchentes, danos à infra-estrutura dos serviços básicos, interrupção no fornecimento de água, luz e telefone, ruas e estradas destruídas ou intransitáveis. Esses impactos devido ao tempo severo são complexos. Ou seja, variam de caso para caso e dependem da trajetória, intensidade e tempo de duração do fenômeno, e de como a população lida com essas adversidades (DOSWELL III, 2003).

Os processos sociais, como o desenvolvimento econômico, modificam a vulnerabilidade da população aos eventos extremos. O tipo de construção das casas, a assistência médica e a estrutura da população mitigam ou aumentam indiretamente os impactos dos eventos extremos. Além da vulnerabilidade, devem

ser incluídos a desinformação e o descaso das autoridades e da própria população em relação aos eventos extremos (RIEBSAME et al, 1986).

Nos países em desenvolvimento, tanto os danos materiais quanto a mortalidade devidos a desastres naturais estão aumentando (RIEBSAME et al, 1986). Diversas investigações realizadas no Brasil, nos anos 90 e 2000, ressaltam a idéia de que a ocorrência de tempestades severas no país, ainda que pouco frequente, não é tão raro como anteriormente suposto. O tornado e/ou a tempestade que o gera (supercélula), representam os mais ameaçadores dos fenômenos severos, e são abordados em diversos trabalhos brasileiros como em Silva-Dias e Grammelsbacher (1991), Massambani et al (1992), Dyer (1994), Antonio (1995), Menezes (1998), Nechet (2002), entre outros.

Com o aquecimento global e as mudanças climáticas, é muito provável que os eventos extremos se tornem cada vez mais frequentes e mais intensos (IPCC, 2007).

O Município de Belém (Figura 1.3) se localiza numa das regiões mais chuvosas da Amazônia (precipitação > 2000mm/ano), devido à forte atividade convectiva da região. Para Castro (2003, p.334), a cidade de Belém possui a maior aglomeração urbana em toda a região amazônica. Os municípios da Grande Belém comportam aproximadamente 3 milhões de habitantes.



Figura 1.3 – Estado do Pará, mostrando a capital, Belém.

Neste subespaço, foram registrados nos anos 1980 - 2000, as mais altas taxas de ocupação humana na Amazônia. Grande parte da cidade, de terreno alagadiço, foi ocupada desordenadamente. Por isso, em qualquer época do ano, uma precipitação extrema pode acarretar vários problemas à população da cidade.

Riebeek (2006) levanta a hipótese de que as grandes cidades podem criar suas próprias nuvens convectivas e chuva, quando a interação entre processos locais e os de escala maior dominam as condições de tempo. Ou seja, as cidades agem como fonte de calor para tornar o ar ainda mais instável, favorecendo a convecção e a ocorrência de precipitação. Atkinson (1971) fez um estudo de caso sobre uma tempestade com deslocamento rápido que, ao atingir Londres em 9 de setembro de 1955, se intensificou, produzindo um volume de chuva maior que nos seus arredores, devido ao efeito de “Ilha de Calor” da cidade, ou seja, um núcleo onde a temperatura é maior que nas vizinhanças.

Tavares et al (2007) estudaram a variabilidade das temperaturas extremas (máxima e mínima) em Belém ao longo do período 1987-2006 e encontraram uma tendência de aumento nas temperaturas extremas, o que está de acordo com o observado aquecimento global. Assim, com maior temperatura, principalmente no período da tarde, há uma maior evaporação e uma maior convecção, então é de se esperar que ocorram mais chuvas convectivas, concordando com os estudos de Atkinson (1971) e Riebeek (2006) e com as previsões dos modelos do IPCC (2007).

Ribeiro e Mota (1994) elaboraram a classificação termodinâmica das sondagens de Belém segundo a proposta de Betts (1974a) para o ano de 1987, com base na precipitação observada em quatro estações meteorológicas (UFPA, EMBRAPA, INMET, DECEA). Assim, verificaram que, quanto maior o regime de precipitação, maiores são os valores dos perfis verticais da temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ), com máximos que podem ultrapassar 335K, e menores os valores dos perfis verticais de temperatura potencial equivalente saturada ( $\theta_{es}$ ). Ou seja, a atmosfera apresentava alta temperatura, alta umidade e muita instabilidade. A situação em que ocorrem grandes volumes de precipitação sofre a influência de sistemas de grande escala, que intensificam a atividade convectiva. Então, em Belém, há principalmente duas situações que podem provocar eventos extremos: Na estação chuvosa, quando a grande escala (ZCIT) está atuando sobre a região, e podem ocorrer grandes volumes de precipitação, que causam alagamentos em grande parte da cidade; e na estação seca, quando as linhas de instabilidade atuam para empurrar a parcela e grandes tempestades podem ser formadas, causando precipitações violentas de curta duração, rajadas de ventos fortes à superfície, descargas elétricas e granizo.

Portanto, pesquisar a ocorrência de tais fenômenos e como eles se desenvolvem é importante para ajudar a sociedade de uma maneira geral. Então considerando essa necessidade é que foi desenvolvido este trabalho, que tem como objetivo principal analisar a influência das condições termodinâmicas na formação e desenvolvimento de tempestades severas na região metropolitana de Belém, e quais os impactos sócio-econômicos na sociedade. E os objetivos específicos são:

- Verificar se os índices de instabilidade utilizados na previsão e alerta de eventos extremos estão adequados para Belém;
- Quais as condições de grande escala e termodinâmicas favoráveis ao desenvolvimento de eventos extremos, na estação chuvosa e na seca;
- Qual a tendência desses eventos extremos ao longo dos últimos vinte anos;
- Quais os impactos sócio-econômicos decorrentes desses eventos;
- Como tais eventos contribuem para inundações na Grande Belém;

O trabalho está organizado da seguinte maneira: no capítulo 2 são efetuadas as descrições dos dados e materiais que foram utilizados na pesquisa, bem como a metodologia empregada para o desenvolvimento do trabalho. No capítulo 3 serão apresentados os resultados e discussões, as análises termodinâmicas e impactos sócio-econômicos para a estação chuvosa e a seca. O Capítulo 4 apresenta dois estudos de caso de precipitação extrema e seus impactos sócio-econômicos, um para a estação chuvosa e o outro para a estação seca. Finalmente, o capítulo 5 apresenta as conclusões e sugestões para pesquisas futuras.



## 2 DADOS E METODOLOGIA

### 2.1 DADOS

Os dados observacionais e informações utilizados na pesquisa foram:

- Precipitação acumulada em 24 horas em Belém obtidas nos seguintes órgãos: INMET, Embrapa Amazônia Oriental e UFPA no período de 1987 a 2007;
- Radissonagens realizadas em Belém, pela Aeronáutica, no período de 1987 a 2007;
- Campo de vento, vorticidade e divergência, em grande escala, para a América do Sul, provenientes das análises do NCEP, para alguns casos;
- Imagens de satélite geostacionário da série GOES, no canal infravermelho, que mostrem a região norte do Brasil, para alguns casos;
- Informações sobre prejuízos, acidentes e mortes causados pelo tempo severo em Belém, provenientes dos jornais locais, no período de 1987 a 2007, que estão disponíveis em microfilme no Arquivo Público da Biblioteca Arthur Vianna, da Fundação Cultural Tancredo Neves.
- Relatórios de atendimento da Defesa Civil do Município de Belém, para alguns casos.

### 2.2 METODOLOGIA

#### 2.2.1 Escolha dos eventos para estudo

Para a escolha dos eventos que foram analisados, inicialmente, faz-se necessário explicar a diferença entre evento climático extremo e evento meteorológico extremo. Eventos climáticos são fenômenos que ocorrem em uma grande escala, com duração de meses a anos e cobrindo uma área horizontal de milhares de quilômetros quadrados. Marengo e Hastenrath (1993) definem como eventos climáticos extremos na Amazônia, secas ou períodos chuvosos muito prolongados e com valores de precipitação anual considerados como anomalias.

Eventos meteorológicos extremos são aqueles que têm curta duração (no máximo alguns minutos ou poucas horas) e cobrem uma área horizontal de centenas de metros ou alguns poucos quilômetros. Incluem-se nessa escala as tempestades convectivas, rajadas de ventos, tornados, chuvas torrenciais, granizo e ocorrência de raios nuvem-solo (MALONE, 1951).

Neste trabalho foram estudados os eventos meteorológicos extremos, particularmente as precipitações extremas. Para definir precipitação extrema, foi adotado o método dos decis (XAVIER et al, 2007). Se um conjunto de dados (ex., precipitação diária) é ordenado em ordem de grandeza, o valor médio que divide a série em duas partes iguais é a mediana. Por extensão desse conceito, pode-se pensar nos valores que dividem o conjunto em quatro partes iguais. Esses valores denominam-se primeiro, segundo e terceiro quartis, respectivamente, sendo o segundo quartil igual à mediana. Semelhantemente, os valores que dividem os dados em dez partes iguais denominam-se decis e são representados por  $D_1, D_2, \dots, D_9$ . 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 de precipitação extrema, aqueles que, embora sejam em número muito reduzido, correspondem a 10% do total de chuva de toda a série. Em outras palavras, alguns poucos eventos extremos correspondem à mesma quantidade de chuva que milhares de eventos de pouca chuva. Este critério também foi utilizado por Xavier et al (2007) para definir eventos extremos.

Os decis foram calculados da seguinte maneira:

$$D_k = l_i + \left( \frac{\frac{k \sum f_i}{10} - f_{ant}}{f_i} \right) h \quad (1)$$

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.

Assim, a série de precipitação acumulada em 24 horas coletada por pluviômetro nas estações em Belém, da Embrapa Amazônia Oriental (EMBRAPA), Universidade Federal do Pará (UFPA) e Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), no período de 1° de janeiro de 1987 a 31 de dezembro de 2007 foi organizada em ordem crescente e dividida em 10 partes iguais. O valor limite da precipitação em Belém, para ser considerado extremo varia conforme a época do ano, por isso o método dos decis foi empregado separadamente para a época chuvosa (meses de dezembro, janeiro, fevereiro, março, abril e maio (DJFMAM)) e época seca (junho, julho, agosto, setembro, outubro e novembro (JJASON)) conforme a climatologia de precipitação para a região nordeste da Amazônia (FIGUEROA; NOBRE, 1990).

Então, para a estação chuvosa foram selecionados os eventos observados no 9° decil (a partir de 67,1mm), os quais são os eventos extremos a que se pretendia chegar neste trabalho, que causam muitos impactos sócio-econômicos. Para a estação seca, foram analisados alguns eventos ocorridos a partir do 8° intervalo (precipitações entre 25,1 e 32,0 mm), alguns do 9° intervalo (32,1 – 45,0 mm) e alguns do 10° intervalo (45,1 – 95,2 mm). A razão para se escolher casos ocorridos a partir do 8° intervalo para a estação seca e não fazer o mesmo para a estação chuvosa, foi porque na estação seca os fenômenos extremos são um pouco diferentes da estação chuvosa: as tempestades são muito mais intensas e de curtíssima duração, e podem provocar muitos estragos, sem que produzam tanto volume de precipitação.

A precipitação acumulada em 24 horas, é da observação realizada às 12:00 UTC nas estações meteorológicas, segundo a determinação da Organização Meteorológica Mundial (OMM), uma convenção para que as observações com fins sinóticos sejam feitas no mesmo horário em todas as estações meteorológicas dos países associados à Organização das Nações Unidas (ONU). Ou seja, em Belém a observação é feita às 09 horas local (HL). Dessa forma, a precipitação acumulada em 24 horas corresponde ao total de precipitação ocorrido desde 09:00 HL de um dia até as 09:00 HL do dia seguinte.

A partir da seleção dos eventos extremos foram pesquisadas notícias históricas publicadas nos jornais locais da época, no período 1987 – 2007, a respeito dos prejuízos e/ou transtornos causados à população relacionados às tempestades

severas, como interrupções no fornecimento de energia elétrica, alagamentos, congestionamento do tráfego na cidade, etc. Os jornais locais para o período estudado estão disponíveis em microfilme no Arquivo Público da Biblioteca Arthur Vianna, da Fundação Cultural Tancredo Neves.

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

Uma vez selecionados os eventos extremos, foram analisadas as condições sinótica e dinâmica da região que podem ter favorecido a ocorrência do evento extremo. A análise consistiu na verificação das características que favoreceram o desenvolvimento da convecção úmida profunda, por exemplo, campo de divergência e vortacidade, em baixos e altos níveis.

Imagens no canal infravermelho, do satélite geoestacionário da série GOES, que mostrem a região norte do Brasil nos dias e horários de ocorrência de eventos extremos, serviram para analisar a nebulosidade presente sobre a região, a fim de se identificar aglomerados de nuvens convectivas dos sistemas atuantes na região.

Auxiliaram esta análise, informações sinóticas discutidas nos boletins Climanálise, publicados pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE). Os boletins apresentam a análise sinótica dos sistemas meteorológicos sazonais atuantes no Brasil, discutindo a evolução, intensificação e enfraquecimento dos sistemas.

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

Para a análise das condições termodinâmicas, utilizaram-se dados das radiossondagens que foram realizadas diariamente em Belém, nos horários das 00:00 e 12:00 UTC, no período de 1987 a 2007, pelo Departamento de Controle do Espaço Aéreo de Belém - DTCEA-Be. Foram usados, ainda, dados de radiossondagens obtidos durante as campanhas dos experimentos científicos: Amazon Boundary Layer Experiment –2b (ABLE-2b), realizado no período de 13 de abril a 13 de maio de 1987 e Fluxo de Umidade na Amazônia (FLUAMAZON), realizado entre 23 de novembro a 21 de dezembro de 1989. Durante essas

campanhas foram lançadas 4 (quatro) radiossondas, sempre que possível em intervalos de aproximadamente 6 horas entre elas, nos horários de 00, 06, 12 e 18 UTC. O sistema de radiossondagem utilizado para obtenção de dados de ar superior, tanto nas campanhas como pelo DTCEA-Be, foi o Vaisälä RS 80-15. Com esses dados, calcularam-se os parâmetros termodinâmicos e índices de instabilidade a partir das radiossondagens pré-evento, durante o evento e pós-evento. A análise termodinâmica consistiu basicamente em avaliar a instabilidade da atmosfera, pelo método da parcela, a fim de se obter um diagnóstico de ambiente favorável à formação de tempestades e chuva. Se a superfície alcança a temperatura crítica ou se houver uma forçante de mesoescala, a parcela de ar pode ascender mesmo sem nenhuma forçante de grande escala. Conseqüentemente, o nível de convecção espontânea fica em um nível mais baixo, os ventos à superfície aumentam pela convergência na camada-limite, o que aumenta a evaporação. A convecção, assim, rapidamente se desenvolve. Os critérios propostos por Betts (1974a) e Aspliden (1976) foram utilizados para classificar as sondagens em distúrbio, convecção desenvolvida, severa, etc.

### 2.2.3.1 Parâmetros Termodinâmicos

Para o cálculo dos parâmetros termodinâmicos, tais como temperatura potencial ( $\theta$ ), temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) e a temperatura potencial equivalente saturada ( $\theta_{es}$ ), utilizaram-se as equações propostas por Bolton (1980), como segue:

Temperatura Potencial: é a temperatura que uma parcela de ar teria se fosse levada adiabaticamente seca até o nível de 1000 hPa.

$$\theta = T (1000 / P)^{(0.2854 (1 - 0.28 \times 10^{-3} q))} \quad (2)$$

Temperatura Potencial Equivalente ( $\theta_e$ ): é a temperatura que uma parcela de ar teria se toda sua umidade fosse condensada por um processo pseudo-adiabático e depois levada adiabaticamente seca até o nível de 1000 hPa.

$$\theta_e = \theta \exp (Bq/T_l) \quad (3)$$

Temperatura Potencial Equivalente Saturada ( $\theta_{es}$ ): É a temperatura potencial alcançada por uma parcela de ar saturada se todo o vapor d'água disponível fosse condensado e removido do sistema.  $\theta_{es}$  é conservativo para o ar saturado. Esse parâmetro é dado pela Equação (4):

$$\theta_{es} = \theta \exp (Bq_s/T) \quad (4)$$

Para as equações (2), (3) e (4):

T é a temperatura absoluta do ar (K);

q é a razão de mistura (g/kg);

$q_s$  é a razão de mistura saturada (g/kg);

P é a pressão atmosférica em hPa;

$B=L/C_p= 2,64$  é o parâmetro de Betts e

$T_l$  é a Temperatura absoluta no Nível de Condensação por Levantamento.

### 2.2.3.2 Descrição dos Índices de Instabilidade utilizados

Índice K - É usado para a estimativa do potencial de tempestades e de precipitação. É baseado na taxa de variação vertical da temperatura, no conteúdo de umidade na baixa troposfera e na extensão vertical da camada úmida. A estimativa da taxa vertical de variação de temperatura é dada pela diferença entre as temperaturas de 850 e 500 hPa. O conteúdo de umidade é dado pela temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa. A extensão vertical é

dada pela depressão entre a temperatura do ar e do ponto de orvalho em 700 hPa. Estes parâmetros mostram a estrutura vertical da atmosfera, de forma a caracterizar os processos físicos na geração de convecção e, por isso, este índice é muito utilizado para prever chuvas fortes, pois a presença de camada úmida entre 850 e 700 hPa implica em bastante água precipitável. Este índice tende a capturar condições favoráveis à ocorrência de tempestades em ambientes úmidos em toda a troposfera, como é típico de ambientes tropicais, e apresentar valores relativamente baixos quando da intrusão de ar seco em níveis baixos a médios, aumentando a depressão do bulbo úmido em 700 hPa (NASCIMENTO, 2005).

O índice K pode ser calculado através da fórmula de George (1960):

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d\ 850} - (T_{700} - T_{d\ 700}) \quad (5)$$

onde T é a temperatura do ar e  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho, ambas em graus Celsius. Os números 850, 500 e 700 são os níveis nos quais devem ser obtidas as temperaturas. Quanto maior o índice K, maior a possibilidade de formação de nuvens Cumulonimbus (Tabela 1). O limite inferior é 25 e valores maiores que 40 indicam formação de aglomerados de CBs.

Tabela 1 – Valores do índice K.

Índice K	Condições associadas
20-25	Pouco favorável à formação de tempestades
26-29	50% de probabilidade de formação de tempestades esparsas
30-35	85% de probabilidade de formação de tempestades severas
>36	100% de probabilidade de formação de tempestades severas

Índice Total Totals (TT) – Introduzido por Miller (1972), o índice Total Totals é calculado através da fórmula:

$$TT = T_{850} + T_{d850} - 2 \cdot (T_{500}) \quad (6)$$

Onde  $T_{850}$  e  $T_{500}$  é a temperatura do ar no nível de 850 hPa, e 500 hPa, respectivamente;

$T_{d850}$  é a temperatura do ponto de orvalho no nível de 850 hPa.

O Índice TT combina três informações básicas: a *lapse rate* de níveis médios, umidade ambiental em 850 hPa e a temperatura ambiental em 500 hPa. De uma forma geral, valores de TT a partir de 40 indicam situações favoráveis a tempestades, e acima de 45 indicam chances de tempestades severas. Entretanto, analisar isoladamente o TT para a previsão convectiva não é adequado uma vez que um *lapse rate* alto em níveis médios pode levar a um TT alto mesmo sem o fornecimento de umidade em baixos níveis (NASCIMENTO, 2005).

Tabela 2 – Valores do índice TT.

Índice TT	Condições associadas
<40	Tempo estável
41-43	Instabilidade moderada
44-46	Formação de tempestades esparsas
47-49	Formação de tempestades severas isoladas
>50	Formação de tempestades severas aglomeradas

Índice de Instabilidade por Levantamento (Lifted Index – LI) – O índice de instabilidade por levantamento é definido como (GALWAY, 1956):

$$LI = T_{500} - T_{500}' \quad (7)$$

Onde, originalmente,  $T_{500}$  é a temperatura do ar ambiente em 500 hPa e  $T_{500}'$  é a temperatura de uma parcela de ar em 500 hPa (ambas em graus Celsius) após ascender – via curva adiabática seca, e úmida após a saturação – a partir da superfície, com a temperatura para o horário em que o perfil é obtido. (Valores negativos de LI indicam condições instáveis, por exemplo, a parcela de ar ascendente é flutuante em níveis médios); LI abaixo de -5 indica situação muito instável, e extremamente instável se abaixo de -10. O índice LI é uma informação



importante para analisar o grau de instabilidade atmosférica, especialmente quando combinada com a CAPE (NASCIMENTO, 2005).

Tabela 3 – Valores do Índice LI.

Índice LI	Condições associadas
>2	Condições de estabilidade sem atividade convectiva significativa
$0 < LI < 2$	Possibilidade de ocorrência de convecção rasa
$-2 < LI < 0$	Possibilidade de ocorrência de convecção profunda
$-4 < LI < -2$	Possibilidade de chuvas e trovoadas
$LI < -4$	Possibilidade de tempestades severas com chuvas fortes

Rogash e Racy (2005) fizeram a estatística dos índices de instabilidade K e LI de sondagens em ambientes precursores de tempestades severas nos Estados Unidos, em um período de 40 anos, e encontraram como valores superiores desses índices 34 e  $-9$ , respectivamente. Esses índices de instabilidade são puramente termodinâmicos, como o nome já diz, avaliam a instabilidade da atmosfera pelo método da parcela, como forma de prognosticar um ambiente favorável à formação de tempestades e chuva.

Embora esses índices de instabilidade tenham sido originalmente concebidos para as latitudes médias do Hemisfério Norte, eles podem ser úteis para a previsão de sistemas convectivos no Brasil, em particular para a região sul do país. Para as regiões tropicais do país existe a necessidade de adequá-los, utilizando estes índices como base conceitual. (NASCIMENTO, 2005).

#### CAPE (Energia Potencial Disponível para Convecção)

Como a pressão varia de acordo com a Equação Hidrostática, uma parcela de ar que se desloca verticalmente, experimenta uma mudança de temperatura específica, que é denominada Temperatura Potencial. A temperatura Potencial é, então, um parâmetro conservativo para o ar seco. À medida que vai ascendendo, a pressão vai diminuindo e a razão  $1000/P$  da sua fórmula vai aumentando,

multiplicada pela temperatura, por isso a temperatura potencial aumenta com a altura em vez de diminuir.

A temperatura potencial equivalente é a temperatura potencial alcançada por uma parcela de ar, inicialmente não saturada, ao ser levada primeiramente por um processo adiabático seco até atingir a condensação e, a partir daí, todo o vapor disponível é condensado por um processo adiabático saturado, e depois removido do sistema. Enquanto a temperatura potencial equivalente saturada é a temperatura potencial que uma parcela de ar saturada teria, se todo o vapor disponível no sistema fosse condensado e removido (através da precipitação) em qualquer nível. É, então, um parâmetro conservativo para o ar saturado. No processo pseudo-adiabático, o vapor d'água condensado é removido do sistema. Ele considera que toda a condensação devida à ascensão da parcela cai em forma de precipitação. Ele não é verdadeiramente adiabático, porque a precipitação carrega uma quantidade de calor que aquece o sistema (MOTA, 2007, informação verbal)<sup>1</sup>. Em suma, o significado físico de se levantar uma parcela de ar a partir de sua condensação usando a temperatura potencial equivalente constante e dela subtraindo a temperatura potencial equivalente saturada de cada nível, é que a parcela não troca calor com o ambiente, e, estando mais quente que o ambiente, continua a subir, se não, há uma força oposta associada à condição de estabilidade.

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 da camada limite, assumindo-se ascensão adiabática, e essa condição dá um limite superior para a velocidade vertical da corrente ascendente em uma nuvem convectiva (YE et al, 1998). Graficamente, é a área positiva de diagrama termodinâmico, que indica a quantidade de energia disponível para convecção. A área positiva existe quando a diferença entre a temperatura potencial equivalente da parcela ( $\theta_{ep}$ ) e a temperatura potencial equivalente saturada do ambiente ( $\theta_{es}$ ) for positiva (Figura 2.1).

---

<sup>1</sup> Mota, M.A.S. *Meteorologia física*/Curso Ministrado na Universidade Federal do Pará, para o Curso de Graduação em Meteorologia, no período de agosto-novembro de 2007.

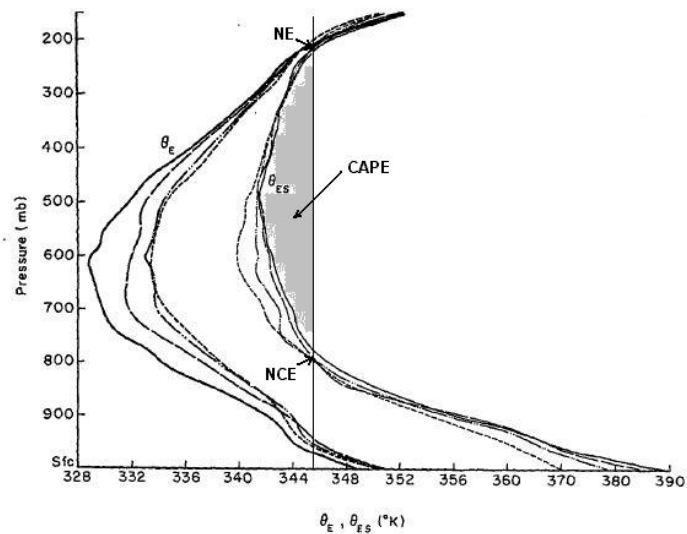


Figura 2.1 – A CAPE, representada na área sombreada do gráfico dos perfis verticais de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\theta_{es}$ ). NCE corresponde ao Nível de Convecção espontânea e NE corresponde ao Nível de Equilíbrio. Enquanto  $\theta_{es}$  estiver diminuindo com a altura, a condição é de instabilidade. Fonte: Adaptado de Betts (1974a).

Isto significa que quando a curva pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar estiver mais quente que o ambiente, a atmosfera estará 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.

A energia potencial para uma parcela que ascende na atmosfera tropical depende sensivelmente das condições termodinâmicas, incluindo a precipitação e se e quando ocorre congelamento e exatamente onde a parcela tem sua origem (EMANUEL, 1994, p.469). O nível de origem das parcelas é considerado como o nível onde há a maior temperatura potencial equivalente na camada subnuvens. Assim a flutuação é a máxima possível. E como a água condensada aumenta a densidade e diminui a temperatura da nuvem, quando a nuvem precipitante remove essa água através da precipitação, ela ganha flutuabilidade, e se torna convecção profunda, num processo de realimentação (XU; EMANUEL, 1989). Por isso, a origem da parcela adotada neste trabalho é no nível de 1000 hPa. CRAVEN et al (2002) sugerem que a temperatura do ar e ponto de orvalho médias dos 100 hPa nos níveis mais baixos é a maneira mais apropriada de se escolher a origem da parcela, pois apresentou os resultados mais realísticos, em

estudos observacionais, quando foram comparadas a altura da base da nuvem observada e a estimada pelo cálculo do NCE utilizando-se a média de temperatura do ar e do ponto de orvalho dos 100 hPa inferiores.

Williams e Renno (1993) fazem uma discussão de como deve ser calculada a CAPE para as sondagens na região tropical. A conclusão foi a de que nenhum dos três métodos de determinação da CAPE (Processo Reversível, pseudo-adiabático e incluindo a fase de gelo) é totalmente correto, dadas as limitações do método da parcela. Há, entretanto, a opinião de que os cálculos do processo reversível com fase de gelo é melhor que os processos reversíveis com água líquida apenas. A persistência de água superresfriada, a dificuldade na seleção do nível de congelamento, junto com as complicações da mudança de fase do gelo nos cálculos analíticos desencorajam o uso da fase de gelo nos cálculos termodinâmicos. Mesmo assim, os cálculos de CAPE com gelo mostram que a atmosfera tropical é condicionalmente instável. E a mesma está mais para neutra em relação à razão adiabática úmida do que pela razão adiabática seca.

Usando as temperaturas potenciais, Xu e Emanuel, (1989); Emanuel, (1994), definiram a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) sob processo pseudo-adiabático.

Nas sondagens feitas na região tropical, os valores de CAPE calculados tanto para parcelas levantadas de próximo à superfície até o nível de equilíbrio, através do processo reversível incluindo gelo, como pelo processo pseudo-adiabático não incluindo gelo, são aproximadamente iguais, indicando que as altas temperaturas resultantes do calor latente de fusão compensam o aquecimento do calor latente de condensação do processo reversível (EMANUEL, 1994).

Uma CAPE de pelo menos 1000 J/kg é necessária na região tropical para sustentação da convecção, dadas as perdas dissipativas (WILLIAMS, RENNO, 1993). Para definir limite aos valores de 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. A Tabela 4 sintetiza os valores-limite de CAPE para a região tropical.

Tabela 4 – Valores de CAPE e condições de instabilidade

CAPE (J/kg)	Condições de Instabilidade
>0 - 1000	Limite para formação da convecção profunda
1000 - 2500	Convecção profunda moderada
2500 - 4000	Convecção profunda forte
> 4000	Convecção Severa

A CAPE pode ser calculada através da fórmula (EMANUEL, 1994):

$$CAPE = \int_{NCE}^{NE} g \left( \frac{T_{vp} - \overline{T_v}}{\overline{T_v}} \right) dZ \quad (8)$$

Onde:

$T_{vp}$  = Temperatura virtual da parcela

$\overline{T_v}$  = Temperatura virtual média entre dois níveis de referência.

Z = Altura Geopotencial (m)g

g = Gravidade (9,8 m.s<sup>-2</sup>)

O limite inferior da integral é o nível de condensação espontânea (NCE), nível no qual a parcela condensaria caso sofresse convecção forçada. A parcela, uma vez atingido o NCE continuaria em ascensão por um processo pseudo-adiabático até que atingisse um nível de equilíbrio (NE) onde a temperatura da parcela e do ambiente seriam a mesma e a parcela não estaria mais instável. O NE é o limite superior da integral.

A fórmula da CAPE também pode usar temperaturas potenciais ao invés das virtuais. A escolha das temperaturas potenciais para o cálculo da CAPE neste estudo foi baseada na discussão de Betts (1974b): A importância de se utilizar temperaturas potenciais equivalentes no cálculo da CAPE se deve ao fato de que, dessa maneira, a máxima energia cinética disponível é gerada e nada é dissipado localmente no volume atmosférico escolhido. Em outras palavras, as temperaturas potenciais equivalentes se conservam em processos saturados. A escolha de temperaturas potenciais equivalentes também facilita a análise e a

classificação das sondagens observando-se o perfil das mesmas (BETTS, 1974a).

#### 2.2.3.4 Classificação das sondagens

Devido à convergência de umidade em escala sinótica e à ascensão de massa associada, o perfil médio de temperatura potencial equivalente de toda a troposfera aumenta, mas o perfil se torna mais uniforme, como resultado da umidificação vertical (RIEHL, 1979, p. 169). Esta observação já tinha sido usada por BETTS (1974a) para propor uma classificação dos regimes convectivos para atmosfera tropical, utilizando dados de um experimento realizado na Venezuela (VHIMEX) onde o regime convectivo de distúrbio, com convecção pronunciada e grandes precipitações, apresenta grande umidificação vertical, com os perfis de temperatura potencial equivalente e temperatura potencial equivalente saturada bem próximos entre si, enquanto o regime seco, com convecção inibida e quase nenhuma precipitação, apresenta os perfis verticais de temperatura potencial equivalente e temperatura potencial equivalente saturada bem afastados um do outro.

A classificação termodinâmica das sondagens segundo a proposta de Betts (1974a), é feita analisando-se os perfis verticais de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\theta_{es}$ ). Quanto mais estão afastados um do outro, mais seca está a atmosfera, significando inibição para formação da nuvem. Quanto mais próximos, mais úmida está a atmosfera, possibilitando a formação de nuvem e, conseqüentemente, a precipitação.

Então, a diferença entre os perfis verticais de  $\theta_e$  e  $\theta_{es}$  pode ser interpretada como uma medida da saturação da atmosfera. Assim, o regime convectivo pode ser classificado como seco, convecção diurna, convecção desenvolvida e distúrbio, como mostra a Tabela 5.

Tabela 5 – Regimes Convectivos e Precipitação

Regime Convectivo	Precipitação (mm)
I. Seco	< 0,1
II. Convecção Diurna	0,1 – 1,0
III. Convecção Desenvolvida	1,0 – 5,0
IV. Distúrbio	> 5,0

**Fonte:** BETTS, 1974a

Aspliden (1976) classifica as sondagens verificando o comportamento do perfil vertical de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ). Desta maneira, quanto mais quente o perfil, maior é o grau de convecção que pode desenvolver a formação da nuvem convectiva. De acordo com essa classificação, o regime convectivo pode ser classificado desde Convecção extremamente inibida, até Convecção Severamente Desenvolvida, (Tabela 6).

Tabela 6 – Classificação termodinâmica das sondagens

Modo I	Convecção Extremamente inibida: Sem chuva e $\theta_e$ tem valores mínimos entre 800-750 hPa.
Modo II	Convecção moderadamente inibida: Sem chuva e $\theta_e$ tem valores mínimos entre 750-700 hPa.
Modo III	Convecção levemente inibida: chuva média < 0,1 mm e $\theta_e$ tem valores mínimos entre 700-600 hPa.
Modo IV	Convecção levemente desenvolvida: são observados alguns pequenos Cbs, pancadas de chuva leve com precipitação menor que 1 mm e $\theta_e$ tem valores mínimos entre 600-500 hPa.
Modo V	Convecção moderadamente desenvolvida: Cu congestus e várias Cbs com chuva moderada. $\theta_e$ mínimo apresenta valores entre 330 e 335 K.
Modo VI	Convecção Severamente desenvolvida: chuvas fortes, maior parte dos valores de $\theta_e$ superiores a 335 K.

**Fonte:** Adaptado de ASPLIDEN (1976)

#### 2.2.4 – Análise dos Impactos Sócio-Econômicos

Vários autores, pesquisando eventos extremos frequentes nos Estados Unidos, como tornados, utilizaram como fonte de informação dos prejuízos causados à sociedade, estatísticas do governo, mais especificamente do *Bureau of Reclamation*, e do *Storm Data*, que não existem no Brasil. Eles relacionam cada

evento de tempestade severa com os prejuízos econômicos e perdas materiais, e obtêm uma estatística geral de eventos e respectivos estragos causados.

A Defesa Civil, mais especificamente a do Estado do Pará, não tem registros de atendimento arquivados. A única fonte de informação histórica são as notícias publicadas nos jornais regionais. Com as informações dos jornais, foi possível avaliar:

- Que diferença existe entre os impactos sócio-econômicos ocorridos na estação chuvosa e na seca;
- Qual é a estatística de eventos extremos e estragos causados;
- Quais são as áreas mais atingidas;
- Que tipo de problemas são mais frequentes, e quais suas consequências.



### 3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise dos eventos extremos durante o período de 1987 a 2007, mostrou que ocorrem muito mais eventos na estação chuvosa, porém os que ocorrem na estação seca são mais intensos. Isso se deve pelo fato de que na estação chuvosa, a forçante dinâmica de grande escala (ZCIT) favorece a formação da convecção profunda precipitante, então as nuvens não têm grande desenvolvimento vertical (não alcançam grandes alturas) todavia as chuvas são mais abundantes. Já na estação seca, os eventos extremos estão em sua maioria associados a linhas de instabilidade (COHEN et al, 1995). Também foi verificado que em anos de La Niña, ocorrem mais eventos extremos que em anos de El Niño. Isso decorre do fato de que a configuração de La Niña é um cenário dinâmico favorável à ocorrência de precipitação acima da média. Este capítulo apresenta as principais diferenças nos eventos extremos ocorridos em cada período.

#### 3.1 VARIABILIDADE DOS EVENTOS EXTREMOS NO PERÍODO DE 1987 A 2007.

A série de chuva em Belém para o período 1987 – 2007 que apresentou maior consistência foi a da Embrapa Amazônia Oriental, por isso esta foi utilizada para os tratamentos estatísticos e as demais séries foram utilizadas para alguns estudos de caso. A Figura 3.1 apresenta a distribuição de frequência dos eventos de chuvas durante o período de 1987 a 2007, (a) todo os meses, (b) estação chuvosa (DJFMAM) e (c) estação seca (JJASON). Assim, os eventos ocorridos no décimo intervalo de classe da distribuição de frequência, são considerados extremos. Percebe-se que ocorreu um total de 7668 eventos de chuva (Fig. 3.1a,) sendo que a maioria dos eventos está classificada no primeiro intervalo (precipitação menor que 18,4 mm), com poucos eventos que causam grande quantidade de chuva, desta maneira a população não está preparada para lidar com essa situação, que sempre acontece inesperada e repentinamente.

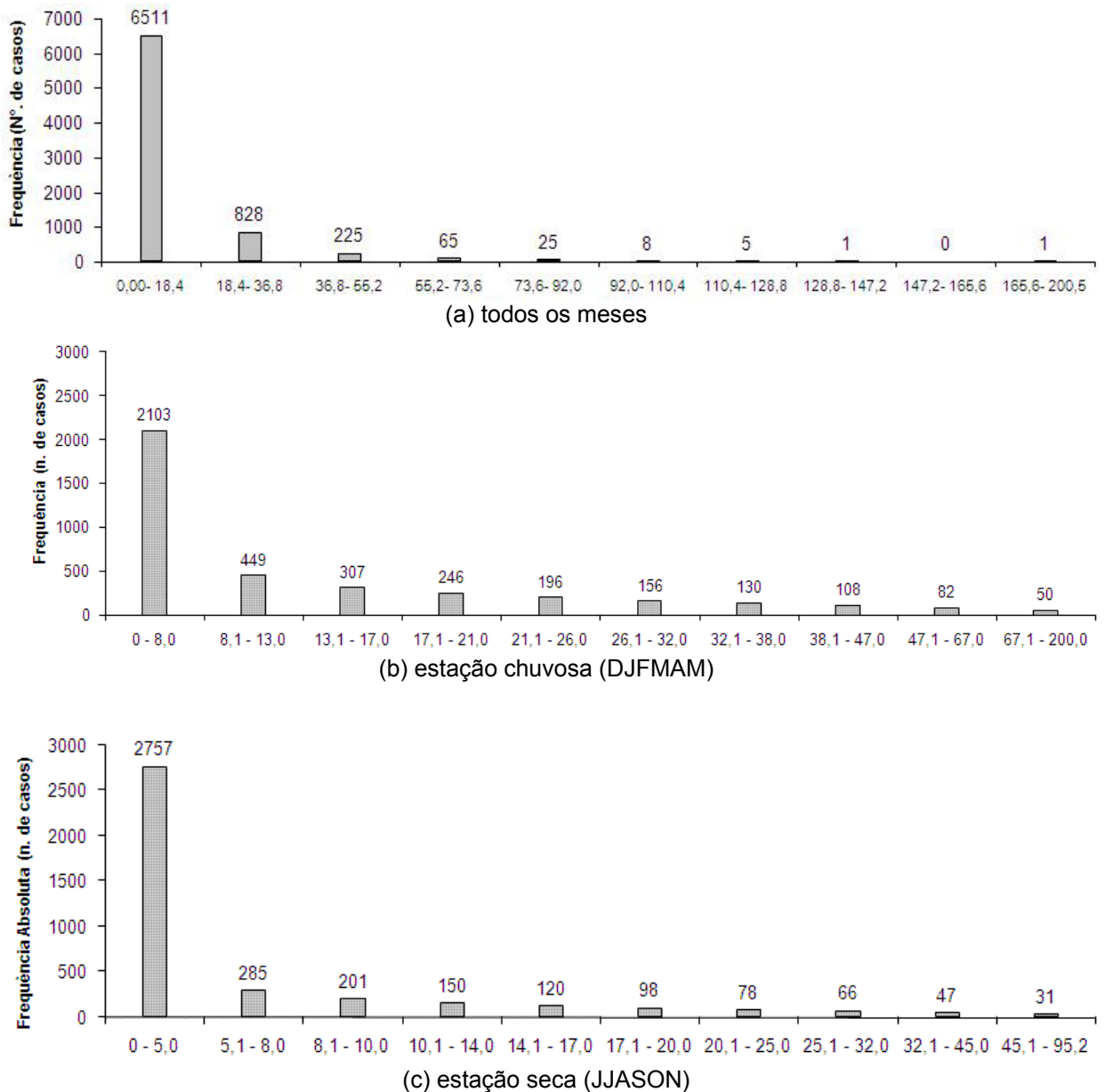


Figura 3.1 – Distribuição de Frequência da Precipitação em Belém, para o período de 1987 a 2007, todos os meses (a), estação chuvosa (b) e estação seca (c). No eixo y está a frequência (número de casos) e no eixo x está o intervalo de precipitação, em mm de chuva.

Também pode ser notado que a maioria dos eventos extremos ocorrem durante a estação chuvosa, 50 eventos de precipitação entre 67,1 e 200 mm (Fig. 3.1b), enquanto que na estação seca ocorreram 31 eventos extremos (chuvas entre 45,1 e 95,2 mm) - Figura 3.1c. A ocorrência ou não de precipitação é uma resposta a uma série de fatores, que incluem: a instabilidade condicional da atmosfera, fonte de calor, fonte de umidade e um mecanismo de levantamento que provoque a ascensão da parcela de ar, além de outros fatores microfísicos de formação de gotas de chuva. Na estação chuvosa, todos os elementos

necessários para a ocorrência da precipitação estão presentes, o que nem sempre ocorre na estação seca.

A variabilidade de precipitação total anual em Belém de 1987 a 2007, e a média climatológica de 1896 a 2007 (111 anos de dados) são apresentados na Figura 3.2. Observa-se que nem sempre precipitações maiores que a média ocorreram em anos de La Niña, que foram: final de 1988 e todo o ano de 1989, final de 1995 e começo de 1996, segunda metade de 1998 e todo o ano de 1999, todo o ano de 2000 e início de 2001 e segunda metade de 2007. Em anos de La Niña, o cenário é favorável à formação da precipitação, porque as condições de grande escala ajudam a intensificar a convecção profunda e precipitante na região.

Precipitações acima da média também foram observadas em anos de El Niño (1987, 1991/1992, 1994, 1997/1998, 2002/2003 e 2004) e em anos neutros, ou seja, nem sempre as condições de grande escala que ocorrem sobre o Pacífico influenciam a região. Belém está localizada muito próxima à costa Atlântica, portanto é mais influenciada pelo que ocorre no Oceano Atlântico e ZCIT. Se o gradiente térmico inter-hemisférico (dipolo) do Atlântico estiver apontando para o sul, as forçantes de grande escala favorecem a convecção e a precipitação que estão localizadas sobre a região norte/nordeste do Brasil, influenciando a região de Belém.

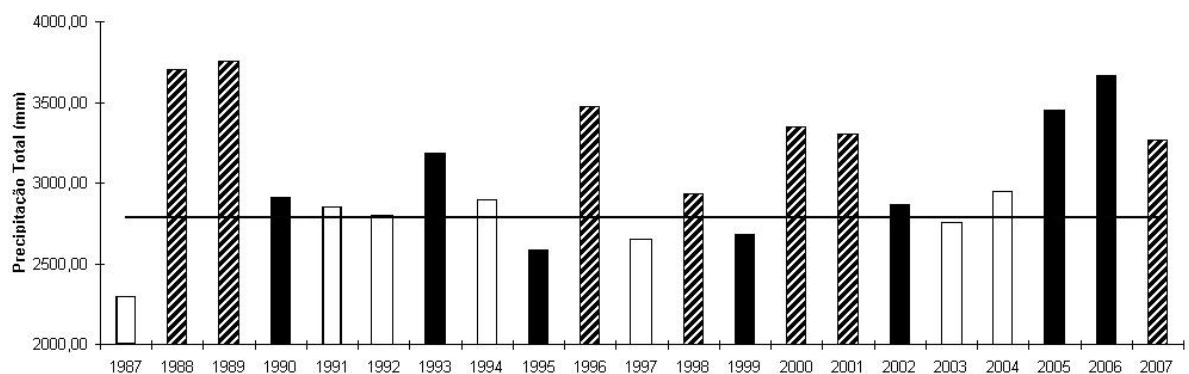


Figura 3.2 – Variabilidade da precipitação total anual em Belém, de 1987 a 2007.

Na Legenda, os anos de La Niña são representados pela cor listrada, anos de El Niño, cor branca e anos neutros, cor preta.

A figura 3.3 apresenta a variabilidade da precipitação em Belém, no período de 1896 a 2007, normalizada. Observa-se que a precipitação vem aumentando,

alcançando, em alguns casos, duas vezes a média climatológica. O período 1987-2007, particularmente, permaneceu quase todo acima da média, apenas com alguns anos (1994, 1997 e 1998) em que a precipitação ficou ligeiramente abaixo da média, anos de ocorrência de El Niño. Os anos de ocorrência de El Niño afetaram a região, reduzindo a quantidade de precipitação. Os anos de 1988, 1989, 1995, 1996, 2000 e 2001 foram de anomalias positivas, ou seja, precipitações acima da média (SOUZA et al, 2006).

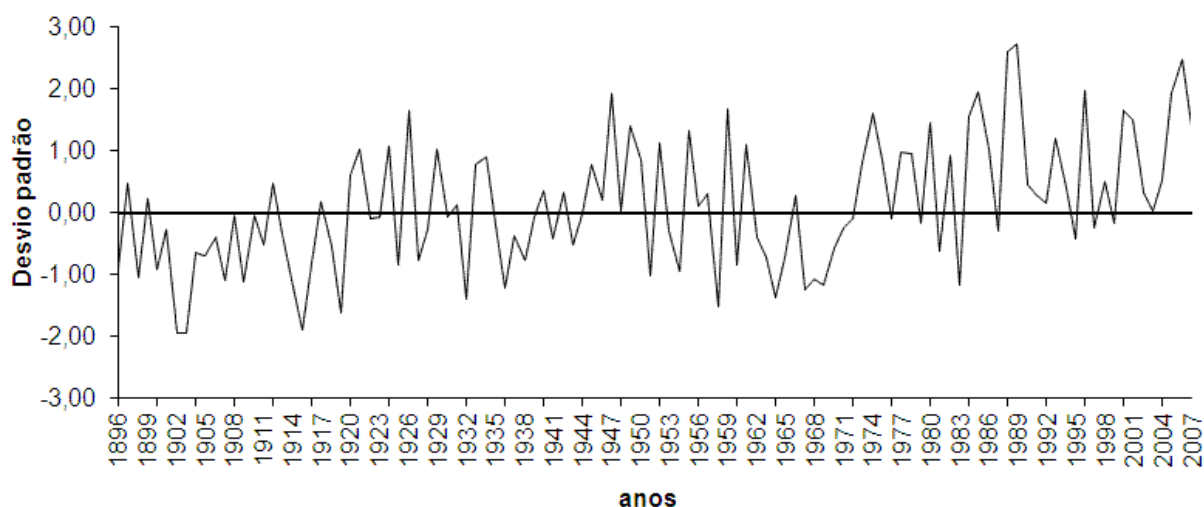


Figura 3.3 - Normalização ano a ano da precipitação total em relação ao desvio padrão da série de 1896 a 2007.

Tal aumento da precipitação pode estar relacionado com uma série de fatores, dentre eles o aumento da temperatura e as propriedades físicas da cobertura do solo. A ocupação intensa da Amazônia começou no início da década de 1970, devido aos incentivos fiscais para ocupar a área. Embora áreas extensas ainda permaneçam intactas, a taxa de perda da floresta é dramática, em especial no “arco do desmatamento”, ao longo das bordas sul e leste (FEARNSIDE, 2005), onde a cidade de Belém está incluída.

O crescimento das cidades induz agressões ao meio ambiente, como o desmatamento, que provoca aquecimento no ar próximo à superfície. Como essa camada é a que está envolvida nos processos convectivos de formação de nuvens e chuva, essa é uma das razões de por que foi observado aumento nas chuvas. Segundo o IPCC (2007), essas alterações no meio ambiente, afetam todo o balanço de energia e estão causando as mudanças climáticas e é *muito provável* que extremos de calor, ondas de calor e eventos de forte precipitação

continuem sendo mais freqüentes nos próximos cem anos. Pelo menos na região tropical, na região de Belém, os eventos de forte precipitação já estão sendo cada vez mais freqüentes e mais intensos.

Os eventos extremos sempre causam algum tipo de problema à população de Belém e região metropolitana, tais como: inundações repentinas nas partes mais baixas da cidade, interrupções no fornecimento de luz, telefone e água, congestionamentos de trânsito, acidentes, proliferação de doenças veiculadas pela água, derrubada de árvores, postes e muros, destelhamento de casas e outras construções e até mortes, de acordo com as notícias dos jornais.

Quando se trata de eventos extremos diários, estes podem ocorrer tanto em anos de La Niña, como em anos neutros ou até mesmo de El Niño, mas, de uma maneira geral, o aumento da ocorrência de eventos extremos acompanha o aumento do volume de chuvas. A variabilidade de precipitação total anual em Belém, e os eventos extremos (precipitações maiores que 67,1 mm para a estação chuvosa e maiores que 30 mm para a estação seca), no período 1987-2007 são apresentados na Figura 3.4, onde as barras representam a precipitação total anual e a curva de linha contínua representa a quantidade de eventos extremos para a estação chuvosa e a curva tracejada, para a estação seca. Chama-se a atenção para os interessantes casos de 1992, por exemplo, em que a precipitação total anual foi uma das mais baixas (2800,3 mm) mas ocorreram muitos eventos extremos (10 casos). A explicação é análoga à da ocorrência desses eventos na estação seca, as nuvens dependem quase que exclusivamente da forçante termodinâmica, então tem grande desenvolvimento vertical e são altamente eletrificadas com granizo e rajadas de vento.

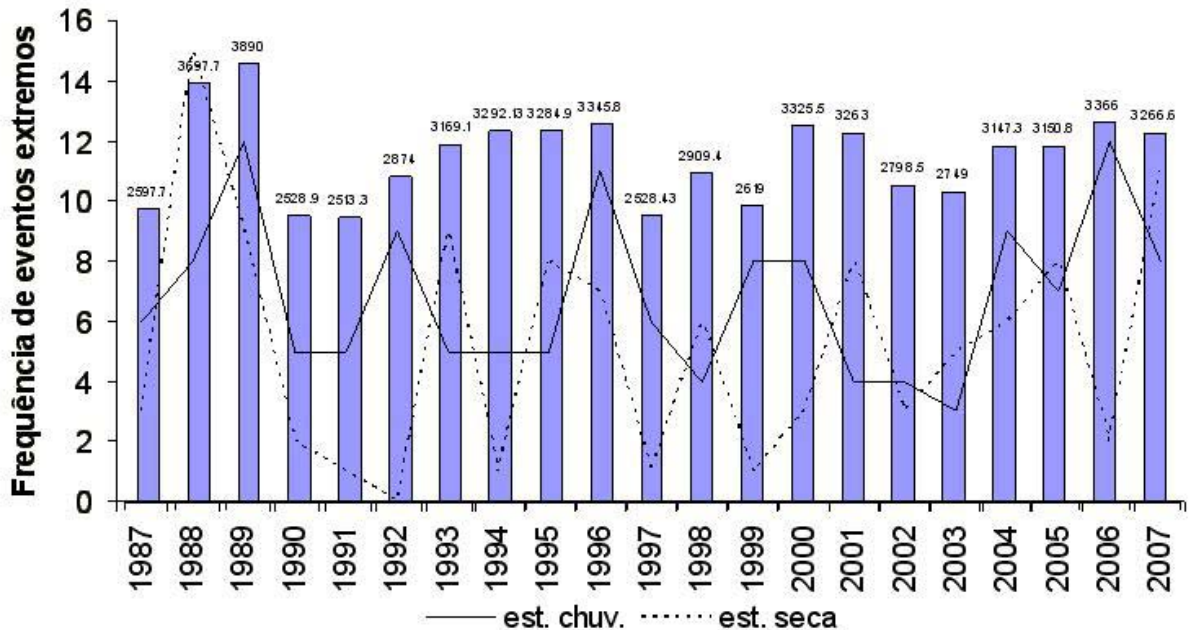


Figura 3.4 – Precipitação total anual (barras) e eventos de precipitações diárias extremas, em Belém, no período 1987-2007. A curva de linha contínua o número de eventos extremos para a estação chuvosa e a curva tracejada o número de eventos extremos para a estação seca.

### 3.2 EVENTOS EXTREMOS OCORRIDOS NA ESTAÇÃO CHUVOSA

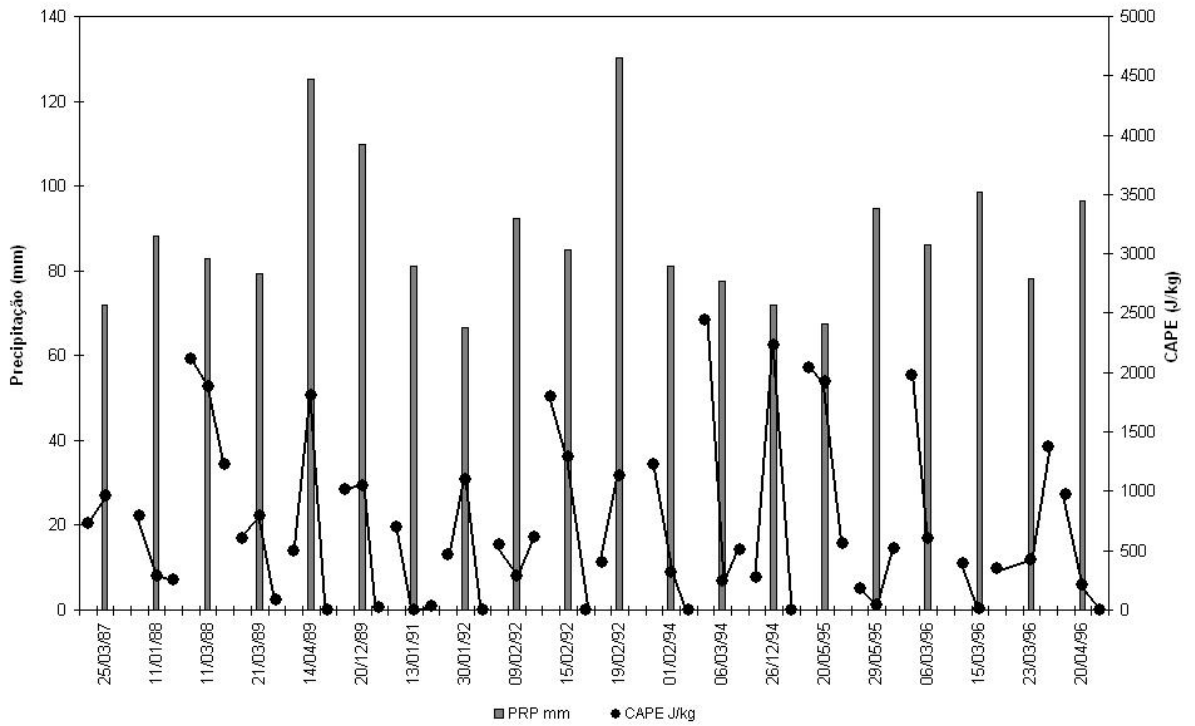
Esta seção apresenta as características termodinâmicas e os impactos sócio-econômicos dos eventos extremos de precipitação em Belém (no 9º decil, acima de 67,1 mm para a estação chuvosa) que foram analisados individualmente no período de 1987 a 2007. Pela natureza variável da atmosfera, era esperado que, embora fossem enquadrados numa só categoria, a de evento extremo, todos os eventos com precipitação acima de 67,1mm, suas características termodinâmicas (CAPE e índices de instabilidade) foram diferentes de um evento para outro. Em outras palavras, todos os eventos que foram considerados extremos produziram chuva maior que 67,1mm. Mas, fatores como o vento, influência da Zona de Convergência Intertropical, interação entre esta e linhas de instabilidade, entre outros sistemas, causam diferenças na CAPE e índices de instabilidade de um evento para outro. Obviamente, não só a CAPE e os índices de instabilidade variam de um evento para outro, como a quantidade e intensidade de precipitação

produzida. Apesar de o limite inferior adotado ser 67,1mm, houve chuvas que totalizaram 200mm em um só dia, o que corresponde a quase 3 vezes esse limite.

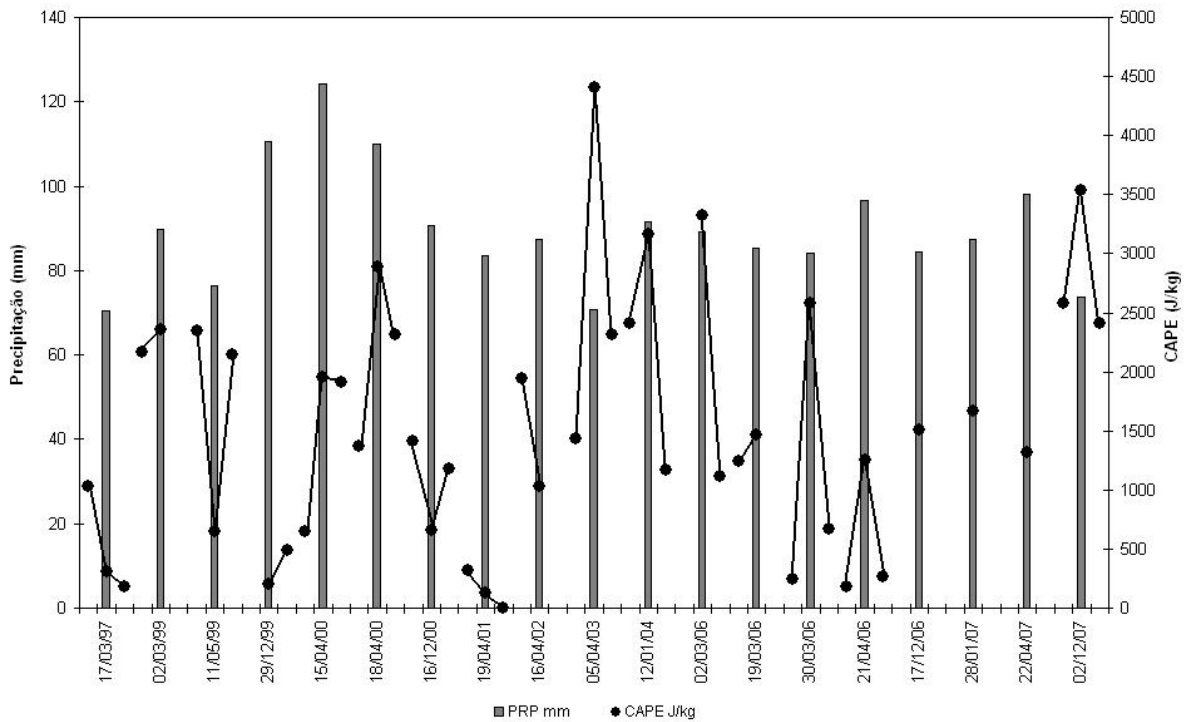
### 3.2.1 Características Termodinâmicas

#### 3.2.1.1 Variabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)

A Figura 3.5 apresenta a variabilidade da precipitação e CAPE, as barras representam a chuva e a linha contínua a CAPE, de 39 eventos extremos ocorridos na estação chuvosa, no período de 1987 a 2007, em Belém. Dias em que não houve dados de radiossondagens, foram excluídos. De uma maneira geral, a CAPE apresentou uma variabilidade muito grande, com valor máximo entre 1000 e 4000 J/kg. A atmosfera sempre esteve instável, variando entre o limite para formação da convecção profunda e a convecção profunda forte, o que justificaria os eventos extremos pelo ponto de vista termodinâmico. A quantidade de CAPE encontrada para os eventos extremos, é adequada para condições de equilíbrio estático para uma atmosfera convectiva, onde uma CAPE de pelo menos 1000 J/kg é necessária na região tropical para sustentação da convecção profunda, considerando as perdas dissipativas (WILLIAMS e RENNO, 1993). Valores altos de CAPE (1400 J/kg – 3200 J/kg) também foram encontrados por Rogash e Racy (2005), quando fizeram uma estatística das condições termodinâmicas de ambientes precursores de tornado e enchentes repentinas nos Estados Unidos, num período de 40 anos (1955-1995). Portanto a existência da CAPE é fundamental para o desenvolvimento de eventos extremos, e quanto mais alta, maior a possibilidade de ocorrência do evento extremo. A forçante dinâmica de grande escala (ZCIT) que, nesta estação, atua fortemente na região faz com que as parcelas sejam aceleradas mais rapidamente, o que implica em atingir o nível de equilíbrio mais cedo e as nuvens têm menor desenvolvimento vertical, mas as chuvas são mais abundantes (MOTA e NOBRE, 2006).



(a)



(b)

Figura 3.5 – Variabilidade da precipitação (colunas) e CAPE (linha), para os eventos extremos na estação chuvosa em Belém, período 1987 a 1996 (a); 1997 a 2007 (b). A descontinuidade na linha da CAPE se deve ao fato de que os eventos não são contínuos. Os pontos que aparecem entre as barras representam a CAPE antes, durante e depois da chuva.

Em Belém, na estação chuvosa, as chuvas chegam a durar mais que 24 horas, caracterizando os eventos extremos, cuja precipitação contínua atinge elevados



valores e alagam várias partes da cidade. A precipitação transforma a estrutura termodinâmica da camada inferior da troposfera, a qual apresenta uma menor energia estática. O ar que desce da base da nuvem junto com a precipitação, frio e mais denso, substitui o ar dos níveis inferiores da atmosfera, causando uma diminuição na temperatura, que por sua vez faz com que os valores dos parâmetros termodinâmicos e índices de instabilidade diminuam (BETTS, 1974b). Assim, a CAPE produzida é continuamente consumida pela precipitação, como se pode observar nos gráficos da Figura 3.5. Máximos valores de CAPE ocorrem antes da precipitação, e caem durante e/ou após a mesma. Por exemplo, o evento do dia 11 de Março de 1988, dia em que a convecção elevada (CAPE = 1883,2 J/kg) produziu uma tempestade com chuva forte, 82,8 mm, e raios, que provocaram a perda de uma vida humana, na sondagem seguinte após a chuva a CAPE diminuiu para 1228,44 J/kg. Nos dias 13 de janeiro de 1991, e 15 de março de 1996, a CAPE encontrada foi 692,8 e 391,2, respectivamente. As notícias do jornal informavam que a chuva começou de madrugada (do dia em questão) e choveu sem parar até o dia seguinte. A precipitação contínua da ZCIT consumiu a CAPE gerada. Por isso, a CAPE não atingiu grandes valores. Nesses dias, a precipitação causou alagamentos em várias partes da cidade e muitos prejuízos. Por outro lado, o evento extremo do dia 19 de fevereiro de 1992, com 130 mm de chuva em pouco mais de 3 horas, foi o pior de todos, principalmente na questão sócio-econômica, ocorreram muitos prejuízos para sociedade e duas mortes. Nesse evento, a CAPE encontrada foi de 1127 J/kg, o que indica que a atmosfera apresentava grande potencial para desenvolvimento da convecção severa, além da atuação da forçante dinâmica de grande escala (ZCIT). Do ponto de vista climatológico, a chuva acumulada em 24 horas do dia 24 de abril de 2005, de 200,4 mm, foi a maior chuva nos últimos cento e dez anos (1896 – 2005) e trouxe muitos problemas à população da cidade. Infelizmente, não ocorreram sondagens no mês de abril daquele ano para estudar o caso detalhadamente.

### 3.2.1.2 Variabilidade dos Índices de Instabilidade

Os índices de instabilidade também apresentaram grande variabilidade de evento para evento, mas, em média, estiveram dentro dos limites definidos para

instabilidade e chuva forte. Como esses índices levam em conta a temperatura e umidade em baixos níveis, e a instabilidade da parcela, para prognosticar ambientes precursores de chuvas fortes, e durante a estação chuvosa na região tropical (onde as temperaturas são sempre elevadas) e há grande quantidade de umidade em toda a troposfera, então os índices forneceram o sinal de que o ambiente era instável e favorável à formação de chuvas fortes.

Os índices de instabilidade são uma medida local das condições termodinâmicas, e o aquecimento da superfície gera uma resposta nesses índices, que apresentarão maiores valores. O aquecimento da cidade devido ao seu crescimento no período estudado, teve como resposta um aumento nos valores dos índices de instabilidade medidos para eventos extremos. Principalmente na década de 90, os índices foram mais fortes, mais indicativos de chuvas fortes.

O Índice K médio foi de aproximadamente 33,5, valores de K acima de 30 são considerados significativos, na América do Norte, e comumente são associados à alta probabilidade de ocorrência de tempestades com chuvas fortes. Este índice mostra as condições favoráveis à ocorrência de tempestades, principalmente quando a troposfera se apresenta com bastante umidade.

Entretanto, no evento do dia 11 de janeiro de 1988, o índice K foi baixo (21,3), não prognosticando chuvas fortes, mas a chuva forte ocorreu (88,3 mm). Provavelmente podia estar chovendo na hora da sondagem, o que estabiliza termodinamicamente o ambiente pelas correntes descendentes e chuva, diminuindo a temperatura em baixos níveis.

Valores muito altos do índice K, acima de 35, foram registrados durante os meses de janeiro, fevereiro e março de 1992 (ano de El Niño), 02 de março e 11 de maio de 1999 (ano neutro, mas com chuvas abaixo da média), em 15 e 18 de abril de 2000 (ano de El Niño) e em 16/04/02 (ano neutro) e 05/04/2003 (La Niña). Então, altos valores do índice K, relacionados a eventos extremos, podem ocorrer em qualquer cenário dinâmico (favorável ou não à precipitação acima da média). Nos demais eventos de chuva acima de 67 mm, o índice K sempre esteve indicando a possibilidade de chuvas fortes.

A Figura 3.6 mostra os eventos de precipitação extrema e os índices K calculados a partir das sondagens das 12:00 UTC de cada evento em Belém, para o período de 1987 a 1996 (a) e 1997 a 2007 (b).

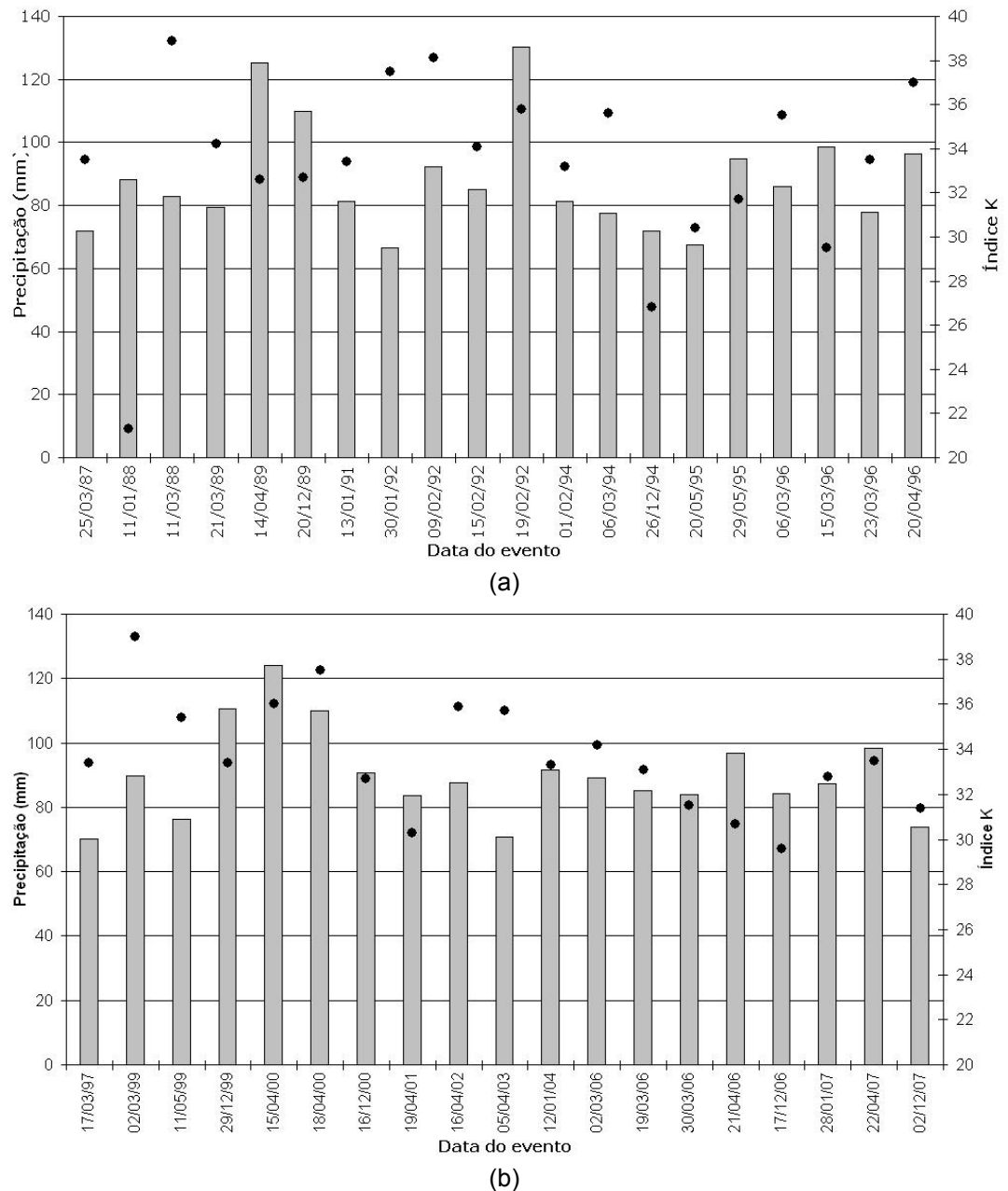


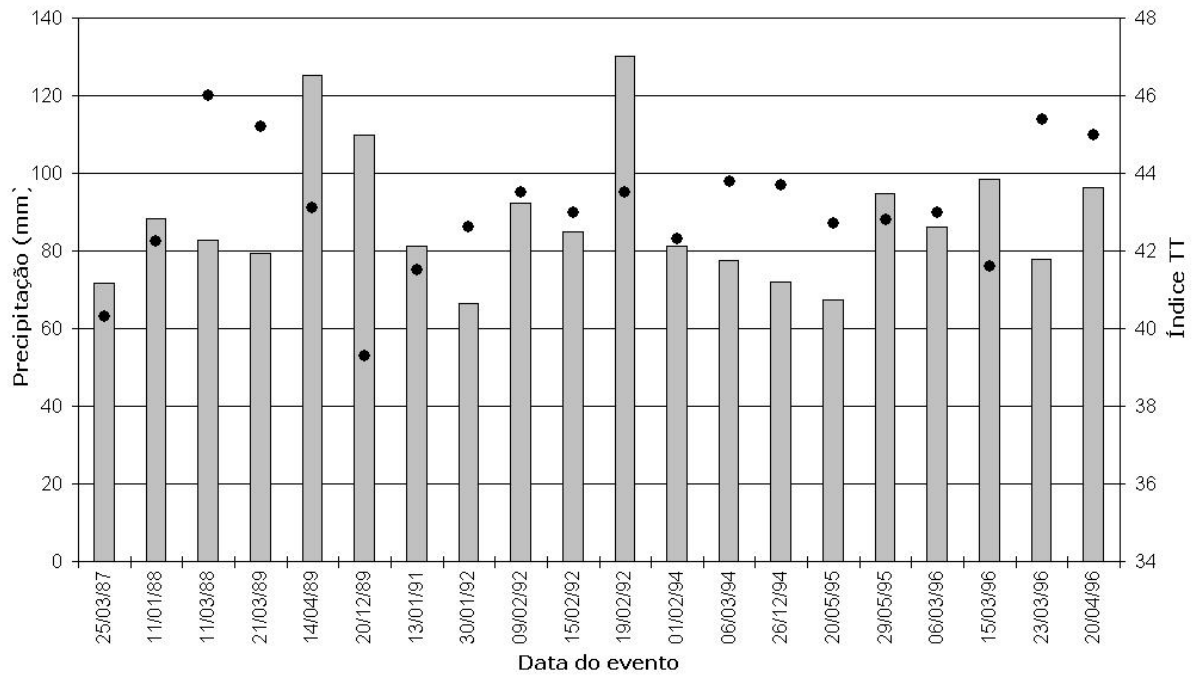
Figura 3.6 – Variabilidade da precipitação (colunas) e índice K (linha), para os eventos extremos na estação chuvosa em Belém, período 1987 a 1996 (a), 1997 a 2007 (b).

Uma vez que não existe ainda uma base climatológica deste índice (e dos demais) para o Brasil, nesta análise são usados os mesmos limiares indicados pelos proponentes do método, mas sem, com isto, sugerir que tais limiares sejam necessariamente os mais adequados para o Brasil, especialmente para a região Amazônica.

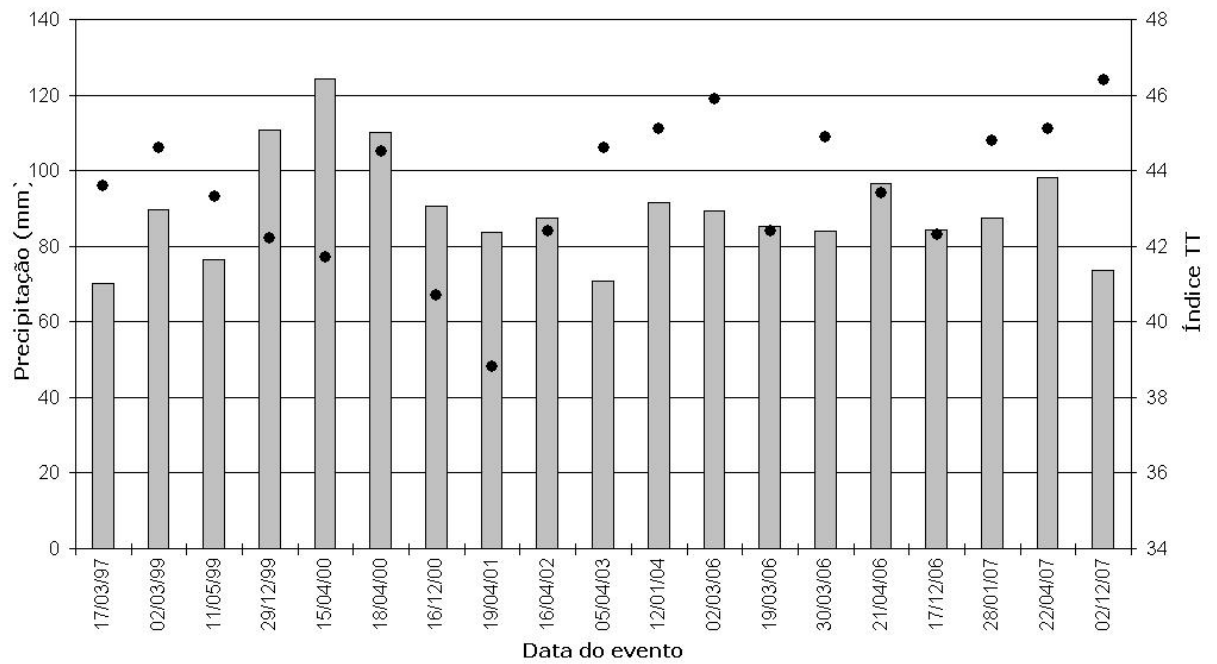
O Índice Total (TT), combina três características da atmosfera, que são a *lapse rate* dos níveis médios, umidade do ambiente em 850 hPa e a temperatura do ambiente em 500 hPa. Ele foi calculado a partir das sondagens das 12:00 UTC do

dia de evento extremo, e apresentou variação, entre 38 e 46, com média 43 (Figura 3.7). O índice TT acima de 40 indica forte instabilidade, uma característica necessária ao desenvolvimento da convecção profunda. Ou seja, na estação chuvosa a umidade é elevada em toda a troposfera e a temperatura do ar em 500 hPa é alta, devido à localização da coluna de ar (região tropical), isso contribui para o aumento da instabilidade da atmosfera e aumento do Índice TT. Observa-se na Figura 3.7, que apenas dois eventos tiveram TT abaixo de 40, foram nos dias 20 de dezembro de 1989 (TT = 39,3; chuva = 109,8 mm) e 19 de abril de 2001 (TT = 38,8; chuva = 83,6 mm), mas nestes dois eventos o índice TT estava mais alto antes da chuva (seus valores eram de 43 e 42,3; respectivamente) e a chuva demorou mais de dez horas. Como discutido anteriormente, a chuva resfria a atmosfera, fazendo com que os valores dos parâmetros e índices de instabilidade termodinâmicos diminuam, pois ela está na condição de quase-equilíbrio (atmosfera neutra). 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).

Os mais altos valores do índice TT se mantiveram entre 45 e 46, nos dias 11/03/88, 21/03/89, 23/03/96, 20/04/96, 12/01/04, 02/03/06, 22/04/07 e 02/12/07. Observa-se que a maioria dos eventos ocorreu nos meses de março e abril, quando a instabilidade é muito forte devido a presença da Zona de Convergência Intertropical sobre a região. E da mesma forma que o índice K, altos valores do índice TT, relacionados a precipitações extremas, podem ocorrer em qualquer cenário.



(a)



(b)

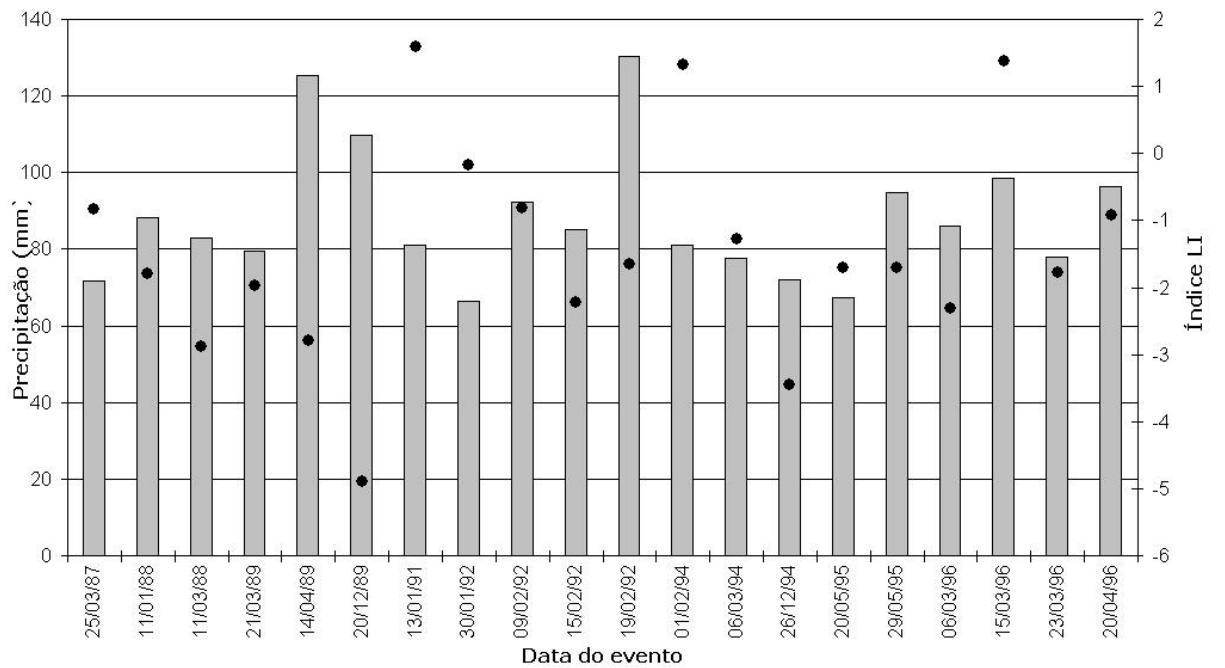
Figura 3.7 – Variabilidade da precipitação (colunas) e índice TT (linhas), para os eventos extremos na estação chuvosa em Belém, período 1987 a 1996 (a), 1997 a 2007 (b).

A Figura 3.8 apresenta a variabilidade da precipitação e do índice LI, para os eventos extremos na estação chuvosa em Belém, no período de 1987 a 2007. Valores negativos de LI indicam condições favoráveis à ocorrência de tempestades severas com chuva forte. A CAPE e o LI têm relação inversa: quanto mais alta a CAPE, maior o valor negativo do LI. A explicação é que, grandes

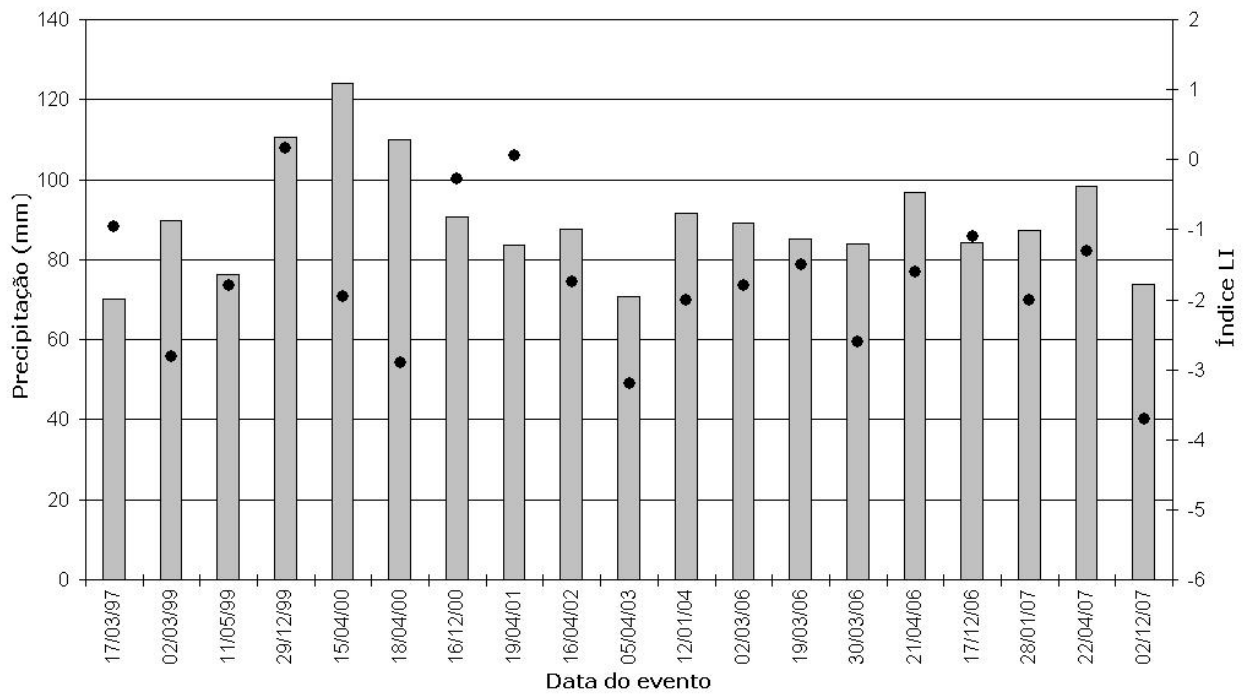
diferenças negativas entre a temperatura do ambiente e a temperatura da parcela de ar ascendente nos níveis médios (diferenças estas representadas por LI bem negativo), tendem a contribuir para valores altos de CAPE, o que indica instabilidade condicional que favorece a formação de tempestades com intensas correntes ascendentes.

Observa-se na Figura 3.8, que os maiores valores de LI (tendendo a valores mais negativos) não correspondem exatamente às maiores precipitações. Isso se explica pelo fato de que este é um índice puramente termodinâmico e as precipitações, nessa estação do ano, são influenciadas pela forçante de grande escala, não são exclusivamente termodinâmicas. Ou seja, as chuvas podem ocorrer, mesmo com uma pequena forçante termodinâmica, que é condição necessária, mas não suficiente. O índice LI variou entre, aproximadamente, 2 e -4, mesmo se tratando de precipitações maiores que 70 mm, porque quando a precipitação é muito demorada, ocorre uma estabilização do ambiente e diminuição nos valores dos índices de instabilidade termodinâmicos.

Valores extremos do índice LI, menores que -3, foram encontrados nos dias 20/12/89 (chuva=130mm), 26/12/94 (chuva=71,9mm); 05/04/2003 (chuva=70,8mm) e 02/12/2007 (chuva=73,7mm). Entretanto, houve outros eventos de precipitação extrema com índice LI não tão forte. Isso indica que, nos casos em que o índice estava forte, a atmosfera se encontrava bastante instável desde a manhã, com condições propícias ao desenvolvimento da convecção severa, como classificaram Betts (1974a) e Aspliden (1976), e nos casos onde o índice não foi tão forte, a precipitação ocorreu devido à grande escala.



(a)



(b)

Figura 3.8 – Variabilidade da precipitação (colunas) e índice LI (linha), para os eventos extremos na estação chuvosa em Belém, período 1987 a 1996 (a), 1997 a 2007 (b).

### 3.2.1.3 Perfil Vertical médio das Temperaturas Potenciais Equivalentes dos eventos extremos de precipitação

A Figura 3.9 mostra a média dos perfis verticais de temperatura potencial equivalente ( $\Theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\Theta_{es}$ ) das sondagens das 12:00 UTC de eventos extremos na estação chuvosa em Belém, no período de 1987 a 2007. A “sondagem média” indica uma estrutura típica de ambientes atmosféricos precursores de tempestades severas, cuja característica principal é o grande conteúdo de umidade em toda a troposfera. A “sondagem média” da estação chuvosa no período de 1987 a 2007 apresentou CAPE de aproximadamente 1300 J/kg.

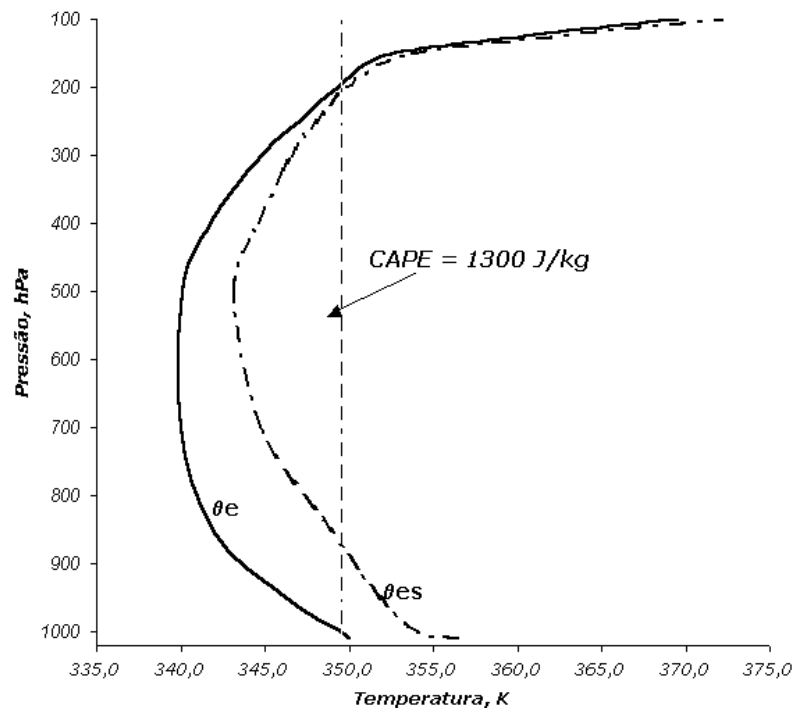


Figura 3.9 – Perfil vertical médio da temperatura potencial equivalente ( $\Theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\Theta_{es}$ ), para as sondagens de eventos extremos realizadas às 12:00 UTC em Belém, na estação chuvosa, no período 1987- 2007.

Nos casos da estação chuvosa a troposfera tinha o caráter notadamente úmido em toda sua estrutura vertical, e isto pode ter influído de forma fundamental para que convecção profunda tenha ocorrido de forma generalizada, provocando assim uma grande liberação de calor latente em escala sinótica e contribuindo fortemente para que os sistemas tenham tido um tempo de vida bastante longo (de vários dias).



Os perfis de temperatura potencial equivalente ( $\Theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\Theta_{es}$ ) estão muito próximos um do outro, devido ao alto teor de umidade na baixa troposfera. Como as curvas de  $\Theta_e$  e  $\Theta_{es}$  se aproximam com o aumento da precipitação, quanto maior a precipitação, mais os valores de  $\Theta_e$  aumentam e os valores de  $\Theta_{es}$  diminuem na baixa troposfera. Essas características indicam um ambiente com muita umidade em uma grande extensão vertical, o que favorece a formação de nuvens convectivas profundas.

A presença de umidade na atmosfera faz a mesma passar de condições secas para saturada e isso afeta totalmente a energia potencial disponível para uma parcela que ascenda sob qualquer condição. A situação de Distúrbio sofre influência de sistemas de grande escala, que intensificam a atividade convectiva e há ocorrência de grandes precipitações sobre a área da sondagem (BETTS, 1974 a). Por isso, na classificação de Betts (1974 a), as sondagens estão caracterizadas nos regimes convectivos III (Convecção Elevada) e IV (Distúrbio). As mudanças no teor de umidade são responsáveis, quase exclusivamente, pelas mudanças na energia (CAPE). Isto é uma característica única da atmosfera tropical, a qual é aquecida por baixo por uma vasta fonte de calor e é penetrada por torres convectivas que carregam calor latente para os altos níveis.

Como a CAPE depende de  $\Theta_e$  da parcela que ascende, Aspliden (1976) propôs uma classificação das sondagens tropicais com base no menor valor observado de  $\Theta_e$ . Observa-se, na Figura 3.9, que o perfil de  $\Theta_e$  apresenta os menores valores, acima de 340 K na média troposfera (aproximadamente 600 hPa). Esta característica permite classificar as sondagens da estação chuvosa em Belém no Modo VI (Convecção Severamente Desenvolvida) sugerido por Aspliden (1976), que classifica nesse modo os ambientes com  $\Theta_e$  acima de 335 K, os quais produzem tempestades severas com chuvas fortes.

### 3.2.2 Impactos Sócio-Econômicos da Estação Chuvosa

A microbacia hidrográfica de Belém, com seus igarapés e lagos, foi desordenadamente ocupada com o crescimento demográfico. Houve uma intensificação do uso do solo às margens dos corpos hídricos, seja devido à

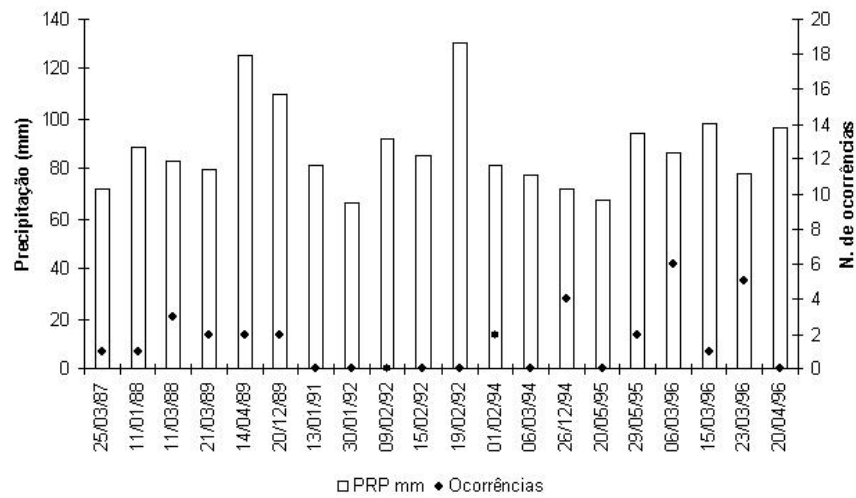
existência de vias, residências, comércios, etc. Existem bairros, como o Guamá, Jurunas, Terrafirme e outros, em que lagos inteiros foram totalmente soterrados. Assim, a microbacia hidrográfica, que já era pequena, teve sua cobertura bastante impermeabilizada. A deficiência na rede de drenagem, a cobertura praticamente impermeável resultam em conseqüente formação rápida de enchentes (*flash floods*), quando ocorrem chuvas fortes. De acordo com UNESCO (2005) as enchentes e inundações afetam cerca de 520 milhões de pessoas no mundo todo a cada ano, causando em média 25000 mortes e prejuízos para a economia mundial da ordem de US\$ 60 bilhões. Os prejuízos econômicos gerados variam de US\$ 5 a 15 hab<sup>-1</sup>.m<sup>-2</sup> (MENDIONDO et al, 2006). Na última década, 96% das mortes relacionadas com desastres naturais, incluindo inundações, ocorreram em países em desenvolvimento.

Os impactos sócio-econômicos dos eventos ocorridos à estação chuvosa são decorrentes das chuvas fortes e contínuas, que causam constantes alagamentos, que fizeram com que muitas pessoas, principalmente as que moram nas baixadas, e que são as mais afetadas por causa de sua baixa renda, perdessem ou danificassem suas casas, carros, seus bens e utensílios domésticos. Além da perda material, há nos piores casos a perda de vidas humanas, que causa um aspecto psicológico negativo e traumas nos familiares e amigos das vítimas, e apreensão de novas chuvas, pela insegurança dos locais das baixadas. Há, ainda, outro aspecto sócio-econômico negativo, que é a perda das aulas ou falta ao trabalho pela população que não tem como sair de casa ou se locomover com as chuvas fortes, causando prejuízos no comércio, mercado de trabalho e no ano letivo das escolas.

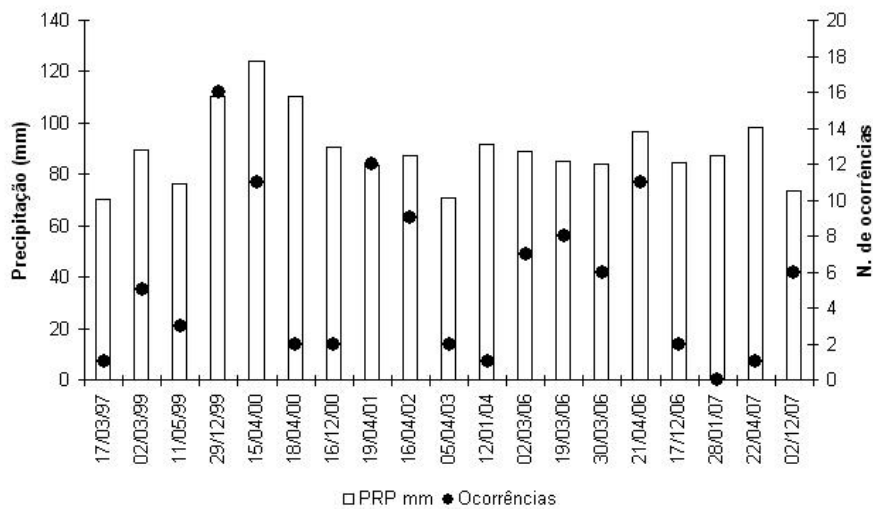
Outro problema trazido pela estação chuvosa em Belém é o aumento no número dos casos de dengue. Apesar de não terem sido obtidas informações da Secretaria de Saúde, todos os anos, durante a estação chuvosa, aumentam os casos notificados da doença (em relação à estação seca) e as autoridades têm que tomar medidas para combater a doença.

A Figura 3.10 apresenta a distribuição de precipitação e ocorrências de transtornos sócio-econômicos para a estação chuvosa (1987-1996 (a) e 1997-2007 (b)). Por ocorrências de transtornos sócio-econômicos entende-se todos os transtornos que o tempo severo causa, como alagamentos, quedas de árvores,

muros e postes, interrupções no fornecimento de energia elétrica, congestionamentos no trânsito e até casos de mortes.



(a)



(b)

Figura 3.10 – Distribuição de precipitação acumulada em 24h (mm) e ocorrências, por evento da estação chuvosa: 1987 a 1996 (a), 1997 a 2007 (b).

A Figura 3.10, mostra que na década de 1997 a 2007 houve mais ocorrências do que na década anterior. O crescimento desordenado da cidade aumentou a sua vulnerabilidade aos eventos extremos. O caso que mais chama a atenção, tanto pelo volume de chuva como pelo número de ocorrências, é o de 24 de abril de 2005. O volume de chuva deste dia (200,8mm) representa a maior chuva acumulada em 24h desde os últimos cem anos. Neste dia, a chuva provocou um caos em toda a cidade, porque a maioria dos bairros ficou alagada. A água invadiu as casas, as pessoas perderam seus móveis e eletrodomésticos, o trânsito parou, a energia elétrica foi cortada, enfim, a cidade parou. A chuva teve

três momentos maiores de pancadas de chuva. A primeira ocorreu entre 11:40 e 12:30 com 51,2 mm, a segunda de menor intensidade entre 13:35 e 14:30 com 27,6 e uma terceira, forte, entre 14:30 e 15:30 com 94,2 mm. Esses três momentos acumularam 171,0 mm. O total do dia de 200,8 representou 35,5% em relação ao total do mês de abril de 2005, que foi de 565,1 mm. Toda essa grande quantidade foi agravada pela coincidência da ocorrência da preamar às 11:14 hora local, não permitindo o escoamento da água para o rio Guamá, para a Baía do Guajará. Infelizmente, não houve sondagens nesse período para estudar o caso mais profundamente, mas, de acordo com SOUSA et al (2006) a chuva foi causada pela atuação da Zona de Convergência Intertropical sobre a região, e o índice K, na região de Belém, (horário desconhecido) apresentava-se, segundo as reanálises do NCEP, com valor de 35, ou seja, indicativo de formação de chuvas fortes e tempestades.

Os piores casos são os de mortes, como em 19/02/92, em que em pouco mais de 3 horas choveu 130,2mm. No caso do dia 02 de março de 1999, muitas ruas ficaram alagadas e mais de 17 chamadas foram recebidas pelos serviços de emergência para socorrer acidentes de trânsito. Ou seja, a chuva congestionou totalmente o trânsito da cidade.

### 3.3 EVENTOS EXTREMOS OCORRIDOS NA ESTAÇÃO SECA

Para a estação seca, foram estudados 31 casos significativos que dispunham de dados de sondagens. A variação temporal das chuvas intensas nessa estação mostra que como ocorrem poucos eventos extremos por mês, estas chuvas estão, em sua maioria, relacionadas com sistemas de mesoescala, como as linhas de instabilidade (COHEN, 1995), que atingem a cidade de Belém com duração de aproximadamente uma hora. A cidade fica então sujeita às chuvas fortes, descargas elétricas, rajadas de vento, e, eventualmente, granizo (TAVARES e MOTA, 2007). Os resultados mostraram que na estação seca da região amazônica, a CAPE apresenta valores maiores que da estação chuvosa, com máximos que foram maiores que 4000 J/kg, o que está de acordo com o observado por MOTA e NOBRE (2006).

Na estação seca, a convecção predominante é do tipo “cumulus de bom tempo”, com uma profundidade da camada convectiva que chega a no máximo 2,5km. Estas nuvens podem formar rápidas pancadas de chuva isoladas no final da tarde/início da noite, que abrangem uma área horizontal muito pequena e contribuem com menos de 20% da chuva total anual (GARSTANG, FITZJARRALD, 1999).

Os eventos extremos, que são poucos e contribuem com a maior parte da precipitação, são os que a convecção está organizada em mesoescala. Durante esta estação, as linhas de instabilidade são os fenômenos que organizam a convecção em mesoescala para a produção dos eventos extremos, caso as condições termodinâmicas e cinemáticas forem favoráveis. Para o desenvolvimento de uma linha de instabilidade, a iniciação na costa está relacionada à circulação de brisa marítima, enquanto a propagação continente adentro se deve a fatores sinóticos (ação de ondas de leste e/ou presença de fonte de calor na Amazônia e está associada a um forte cisalhamento do vento em baixos níveis (COHEN et al, 1989, GARSTANG et al, 1994). Caso não haja a penetração da linha de instabilidade, para que ocorra a convecção profunda e a formação de uma tempestade, deve haver uma enorme quantidade de CAPE para desenvolvimento das nuvens. Essas nuvens são de grande desenvolvimento vertical, altamente eletrificadas e acompanhadas de rajadas de vento forte à superfície e, nos casos mais extremos, ocorrência de granizo.

### 3.3.1 Características Termodinâmicas

#### 3.3.1.1 Variabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)

No cálculo da CAPE para o horário das 12:00 UTC, ou seja, 09:00 HL, horário precedente aos eventos de chuva, que na estação seca ocorrem na maioria das vezes durante o período da tarde/início da noite, observou-se que a CAPE atinge valores máximos antes da precipitação e cai, na maioria dos casos, de modo abrupto, após ser consumida pela precipitação. E a CAPE antes da precipitação atinge grandes valores, dos 31 casos estudados, apenas 6 (23%) tinham CAPE abaixo de 1000 J/kg. Entre os demais, 11 casos (35%) apresentaram CAPE antes do evento variando entre 1000 e 2000 J/kg, 8 casos (26%) apresentaram CAPE entre 2000 e 3000 J/kg e 6 casos (19%) acima de 3000 J/kg.

Isso ocorre porque durante essa estação a convecção tem um ciclo diurno, com aquecimento que começa durante a manhã, formando as primeiras células convectivas, que se intensificam à tarde, formando as nuvens torrenciais com formação de pancadas de chuva (BETTS, JAKOB, 2002).

Por outro lado, embora fujam da categoria de evento extremo, se levar em conta apenas a precipitação, são também extremos os casos dos dias 16 de setembro de 2004 e 31 de agosto de 2007, em que a precipitação foi menor que 10 mm, tais casos foram incluídos porque nesses dias houve a ocorrência de GRANIZO na região metropolitana de Belém, no horário do final da tarde. Observa-se que, nesses dias, houve CAPE muito elevada logo pela manhã (~2370 e 1270 J/kg, respectivamente) e, segundo as notícias publicadas nos jornais e nos boletins meteorológicos (METAR) do aeroporto internacional de Belém, no horário do final da tarde houve chuva forte bastante localizada, o que dificultou a captação da água da chuva pelos pluviômetros instalados no INMET e na EMBRAPA. No dia 18 de agosto de 1990, também houve queda de granizo, no bairro do Umarizal, na região central da cidade, no horário de aproximadamente 16:00 horas local. Na estação meteorológica da Embrapa o volume de chuva foi de chuva forte

(42,4mm). Infelizmente, não havia dados de sondagens para o estudo da termodinâmica do evento.

Em suma, na estação seca a situação é de grande forçante termodinâmica (CAPE com elevados valores), mas a grande escala (Alta Semipermanente do Atlântico Sul) inibe o desenvolvimento da convecção. Quando uma forçante de mesoescala (linha de instabilidade) ajuda a parcela a vencer a inibição, ela gera tempestades severas, com chuvas fortes muito localizadas, que abrangem uma área muito pequena, com muitas descargas elétricas, rajadas de vento à superfície e, eventualmente, granizo.

A Figura 3.11 apresenta a variabilidade da precipitação dos eventos extremos (coluna) e CAPE associada (linha) na estação seca, calculada a partir das sondagens das 12:00 UTC.

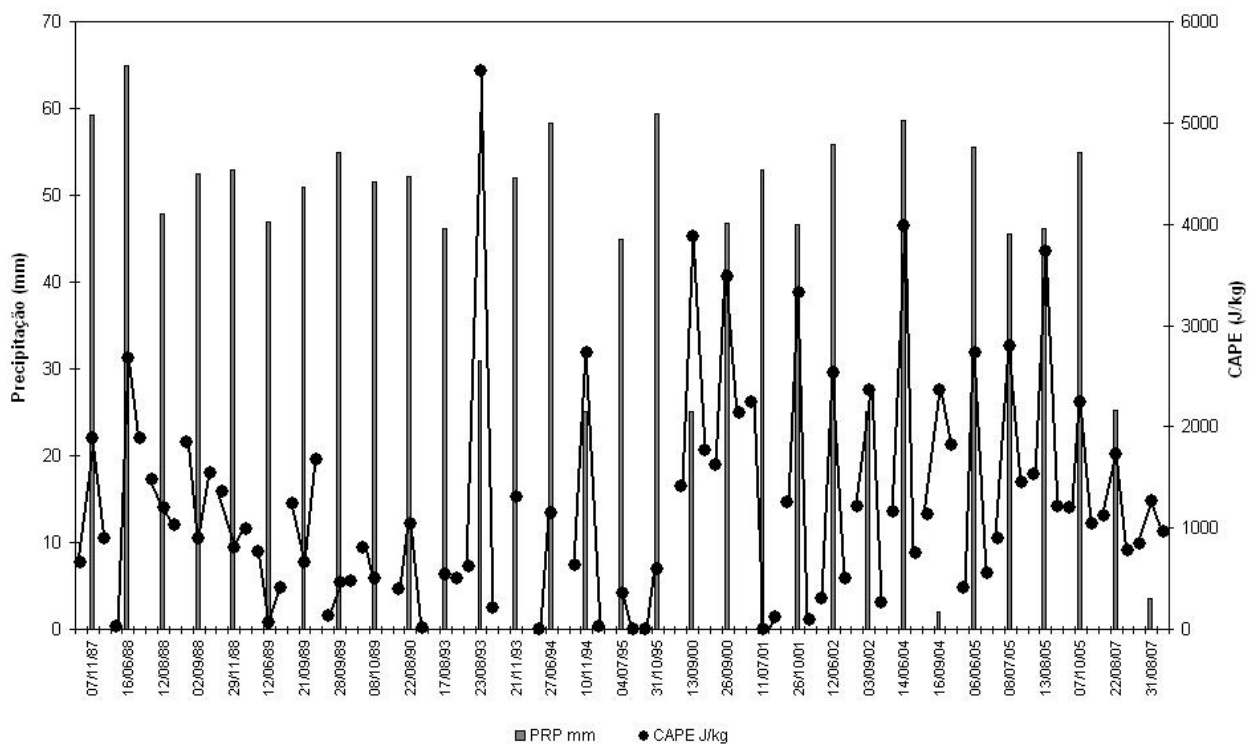


Figura 3.11 - Variabilidade da precipitação (colunas) e CAPE (linha), para os eventos extremos na estação seca em Belém, período 1987 a 2007.

Observou-se que poucos eventos ocorreram no mês de novembro, que é um mês de transição da estação seca para a chuvosa. Para Machado et al (2004), o período de transição da estação seca para a chuvosa, na região da Amazônia Ocidental, e o começo da estação chuvosa, são geralmente os períodos de maior

intensidade convectiva. O mesmo não foi observado para a região de Belém (Amazônia Oriental). As linhas de instabilidade podem ter sido as principais responsáveis por esses eventos.

Eventualmente, houve a ocorrência de granizo. Como essas nuvens atingem níveis elevados na troposfera, as gotas de chuva no interior da nuvem sobem a níveis elevados através das fortes correntes ascendentes e se congelam. Ao caírem, elas atingem o solo antes de se derreter completamente, devido as correntes descendentes e precipitação, e à ação das frentes de rajada, que resfriam a camada-limite. (TAVARES e MOTA, 2007).

As frentes de rajada são fluxos descendentes de ar frio e seco (e, portanto, mais denso) provenientes das tempestades das linhas de instabilidade. A velocidade pode chegar a mais de 10m/s e quase sempre são acompanhadas por chuva, e são identificadas por grandes diminuições da temperatura potencial equivalente (4 a 18 k) na camada-limite e por aumento na pressão barométrica à superfície (GARSTANG et al, 1994).

### 3.3.1.2 Variabilidade dos Índices de Instabilidade

Na estação seca, o forte aquecimento da superfície produz convecção na camada mais baixa da troposfera, tornando a camada instável. Essa camada pode não atingir o nível de 850 hPa, gerando baixos valores do índice K, que leva em seu cálculo a umidade no nível de 850 hPa. Isso pode ocorrer, já que na estação seca a condição de grande escala é de uma massa de ar seco dominante sobre a região, influenciada pela Alta Semipermanente do Atlântico e/ou pelo ramo subsidente da célula de Hadley provocada pela Zona de Convergência Intertropical, que nesse período se encontra em latitudes boreais (em torno de 10°N). Então a atmosfera fica mais seca nesse período do ano.

O índice K é fortemente influenciado pelo conteúdo de umidade na baixa troposfera, assim, a geração e manutenção da convecção, faz com que este índice possa apresentar um ciclo diário e noturno.

A Figura 3.12 apresenta a variabilidade do índice de instabilidade K, calculado a partir das sondagens das 12:00 UTC em dias de eventos extremos na estação



seca, no período 1987 a 2007. Observa-se que o índice K apresentou grande variabilidade, com valor médio de 30. Este valor indica que a atmosfera apresentava-se convectivamente instável, com probabilidade de formação de várias nuvens Cumulonimbus. Curiosamente, os casos de granizo apresentaram K em torno de 25. O caso do dia 13 de agosto de 2005, apresentou o menor valor do índice K (~18), mas os valores de CAPE e LI foram elevados (3730 J/kg e -3,3, respectivamente). Isto pode indicar que, naquela situação, a camada instável da atmosfera podia estar em níveis inferiores aos levados em consideração no cálculo do índice K.

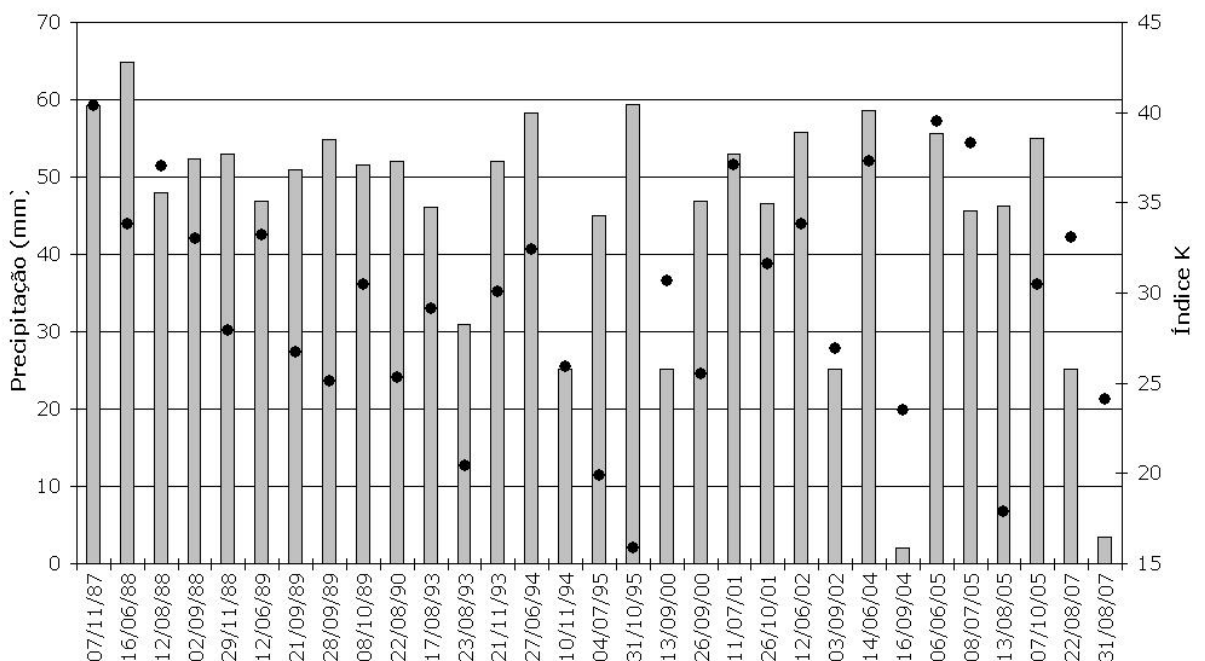


Figura 3.12 – Variabilidade da precipitação (colunas) e Índice K (linha), para os eventos extremos na estação seca em Belém, período 1987 a 2007.

A Figura 3.13 mostra que o índice TT, por sua vez, apresentou valor médio 43, indicando instabilidade moderada. Observa-se o mais alto valor de TT (60,1) no evento de 07 de novembro de 1987 (ano de El Niño), o que sugere fortíssima instabilidade. Nos eventos de granizo o índice TT foi 33, no dia 16 de setembro de 2004 – o mais baixo valor encontrado, e 46,4, no dia 31 de agosto de 2007. Isso indica que os menores valores de índice TT encontrados ainda estão dentro do limite considerado como prognóstico de instabilidade forte. O primeiro caso de granizo citado neste trabalho aconteceu em 2004 (ano de El Niño) enquanto o

segundo aconteceu em 2007 (ano de La Niña), portanto, não se pode generalizar que anos de El Niño (La Niña) causam menores (maiores) valores dos índices de instabilidade, pois como já foi dito anteriormente, os fenômenos El Niño/La Niña e a instabilidade da parcela ocorrem em escala muito diferentes, embora interajam entre si.

Como pode ser observado na figura, o índice TT teve pouca variação (se manteve entre 40 e 45) tanto para eventos com chuva acima de 50mm como para eventos com chuva em torno de 25mm. Entretanto, diferentemente da estação chuvosa, a principal característica da tempestade severa na estação seca é a sua intensidade, enquanto na estação chuvosa a principal característica de severidade da tempestade é o volume de chuva e a duração. Na estação seca em Belém, as chuvas caem na forma de pancadas violentas, com curta duração, principalmente no final da tarde/início da noite, (NECHET, 1990), característica típica de convecção local, em que a instabilidade termodinâmica assume papel principal.

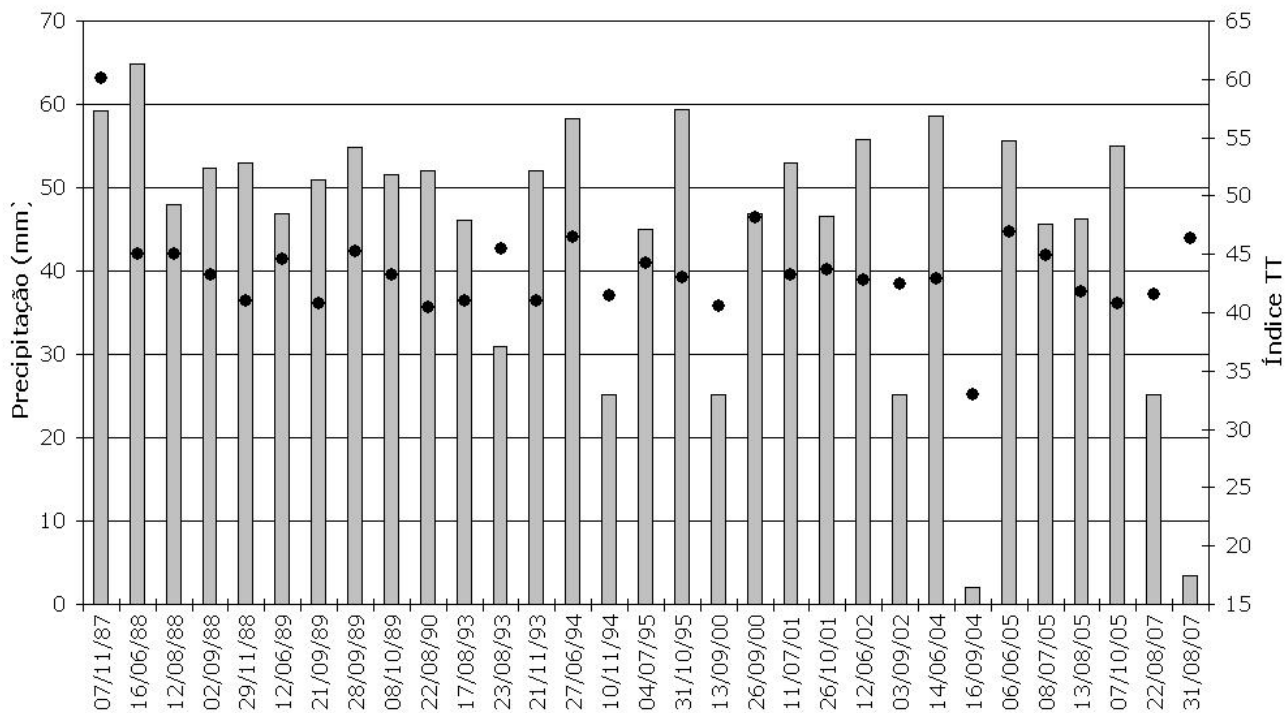


Figura 3.13– Variabilidade da precipitação (colunas) e Índice TT (linha), para os eventos extremos na estação seca em Belém, período 1987 a 2007.

A variabilidade de precipitação e índice LI são apresentados na Figura 3.14. O índice LI, em média, durante a estação seca, se apresentou negativo (-2,3), valor que indica instabilidade já pela parte da manhã. Novamente, o mais significativo valor do índice LI (-9,8) aconteceu no evento do dia 07 de novembro de 1987 (precipitação de aproximadamente 60mm). Não há uma relação direta entre o índice LI e a quantidade de precipitação, eventos com LI abaixo de -4 tiveram chuvas de aproximadamente 30mm(23/08/93) ou quase o dobro (55,6mm) (06/06/05). Mas a maioria dos eventos apresenta LI entre 0 e -4, o que indica que este índice prognosticou de forma satisfatória a ocorrência de forte instabilidade, entretanto, a ocorrência ou não de precipitação depende de uma forçante externa que vença a inibição, por isso o volume de chuva varia tanto. Os eventos de granizo apresentaram LI bastante instável (aproximadamente -2 (16/09/2004 e aproximadamente -5 em 31/08/2007), o que indica que a atmosfera possuía bastante instabilidade convectiva, com probabilidade de ocorrência de tempestades severas. O índice LI tem comportamento semelhante à CAPE.

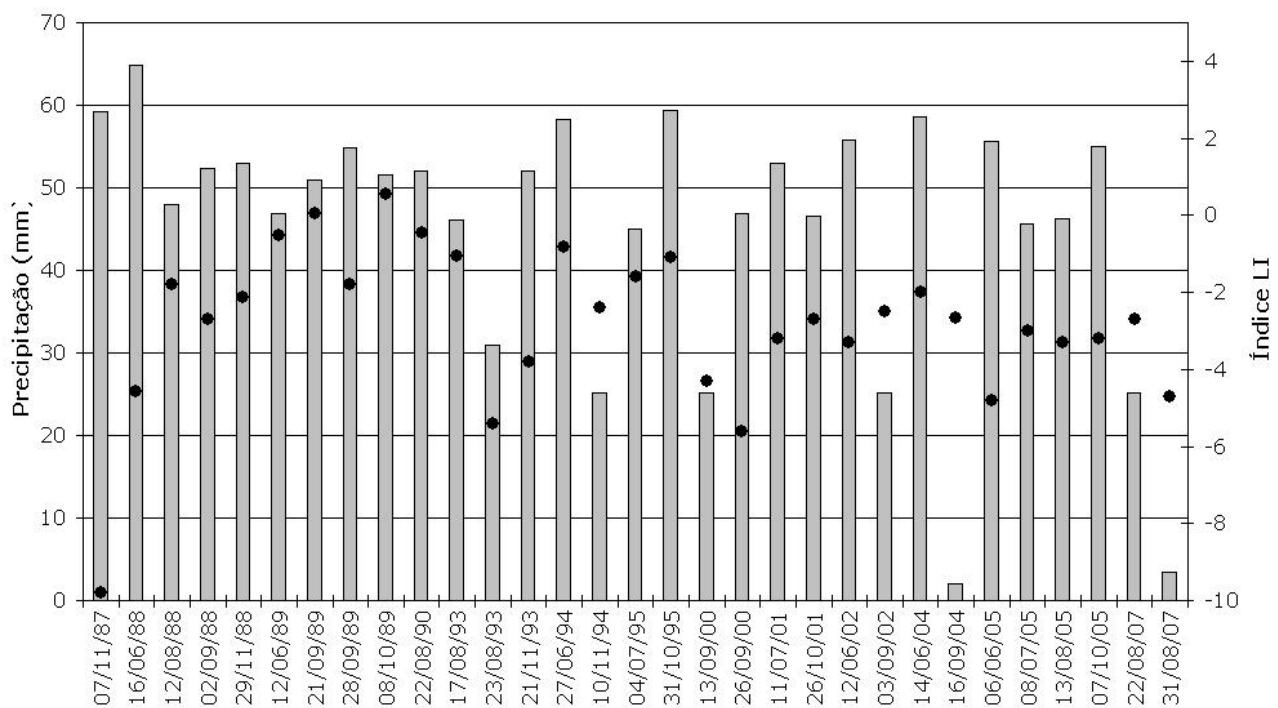


Figura 3.14 – Variabilidade da precipitação (colunas) e Índice LI (linha), para os eventos extremos na estação seca em Belém, período 1987 a 2007.

A Figura 3.15 apresenta a média dos perfis verticais de temperatura potencial equivalente ( $\Theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\Theta_{es}$ ) das sondagens das 12:00 UTC de eventos extremos durante a estação seca em Belém, no período de 1987 a 2007. O perfil vertical médio de  $\Theta_e$  e  $\Theta_{es}$  indica um grande aquecimento nos níveis mais baixos da troposfera e grandes valores de CAPE (aproximadamente 2000 J/kg).

Observa-se que os perfis de temperatura potencial equivalente ( $\Theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\Theta_{es}$ ) estão afastados um do outro, porque a troposfera é mais seca que na estação chuvosa. Os menores valores de  $\Theta_e$ , 335 K, são encontrados no nível de 500 hPa. Essas características indicam um ambiente com grande fluutuabilidade em altos níveis, em outras palavras, elevados valores de CAPE, o que favorece a formação de nuvens convectivas profundas.

Vale lembrar que a “instabilidade convectiva” é um padrão atmosférico caracterizado por ar muito úmido em níveis baixos e ar muito seco em níveis médios, determinando um forte gradiente vertical de umidade, e que “tempo severo em escala local” também é normalmente associado a este forte gradiente vertical de umidade, uma vez que o ar seco de níveis médios intensifica a evaporação de hidrometeoros, provocando intensas correntes descendentes e fortes ventanias em superfície.

Desta forma, a sondagem fica caracterizada na classificação de Betts (1974 a), nos regimes convectivos III (Convecção Elevada) e IV (Distúrbio) e é classificada como Convecção Severamente Desenvolvida na proposta de ASPLIDEN (1976).

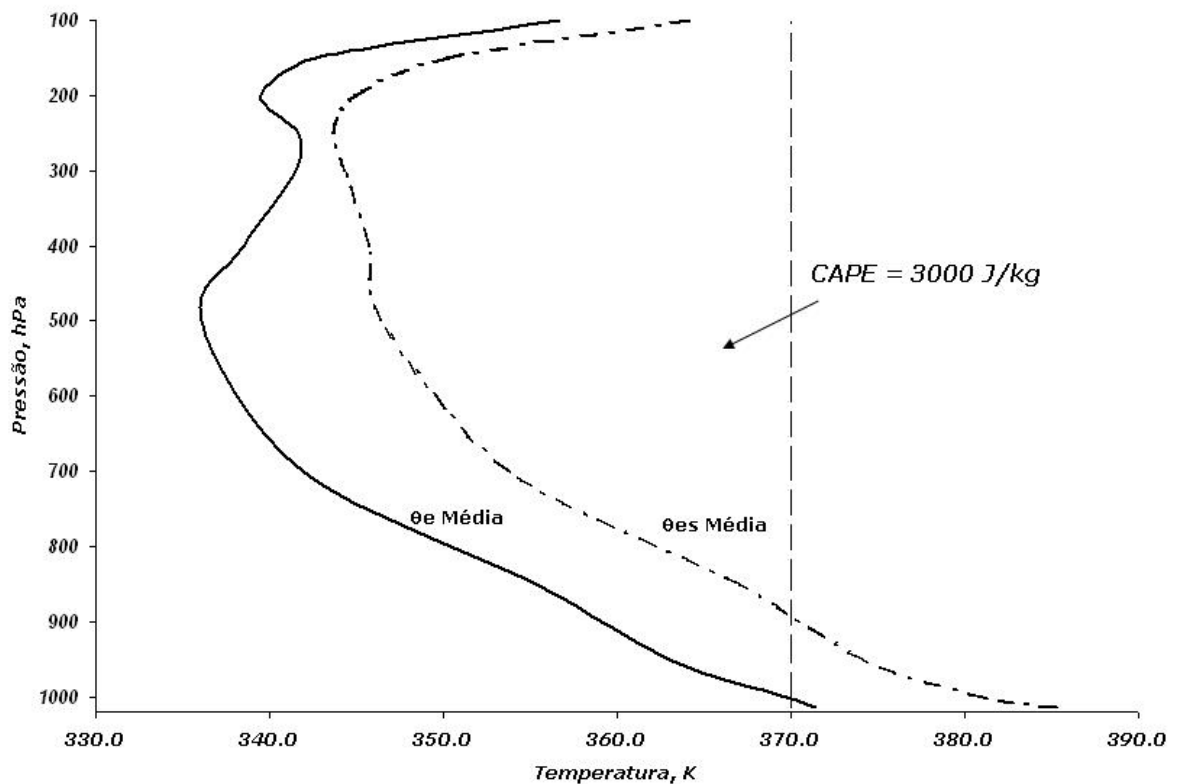


Figura 3.15 – Médias dos Perfis verticais de temperatura potencial equivalente ( $\Theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\Theta_{es}$ ), para as sondagens realizadas às 12:00 UTC em Belém, na estação seca, no período 1987- 2007.

### 3.3.2 Impactos Sócio-Econômicos da Estação Seca

Na estação seca, os principais problemas que afetam a sociedade são: interrupções no fornecimento de energia elétrica, destelhamento de casas e derrubada de árvores e postes em cima de casas e carros, e, nos piores casos, a perda de vidas humanas, todos estes problemas decorrentes de fortes rajadas de vento e descargas elétricas produzidas pelas tempestades severas que ocorrem durante a estação seca.

Em praticamente todos os anos estudados, pelo menos uma vez ao ano há uma interrupção no fornecimento de energia elétrica, provocado por raio ou por quebra das linhas de transmissão devido à queda de árvores ou postes, decorrentes de vendavais, durante a estação seca. Em 22 de agosto de 2007, mais de 380.000 pessoas ficaram sem luz, o que certamente gera incontáveis prejuízos. Descargas

elétricas, provenientes de raios, foram a maior causa de interrupções no sistema de telecomunicações em Belém. A Figura 3.16 apresenta a distribuição da quantidade de eventos de raios nuvem-terra e o número de seções de serviço da Tele Pará, em Belém, paralisadas nos anos de 1995-1996 por ocorrência de descargas elétricas, para uma distância radial de 16 km a partir da localização da estação de monitoramento de raios, situada no Campus da UFPA. Observa-se o aumento da incidência de descargas elétricas nos meses de julho e novembro de 1996, que foi um ano de La Nina, em que ocorreram muitos eventos extremos, mas que, infelizmente, não puderam ser estudados devido a falta de dados de sondagens.

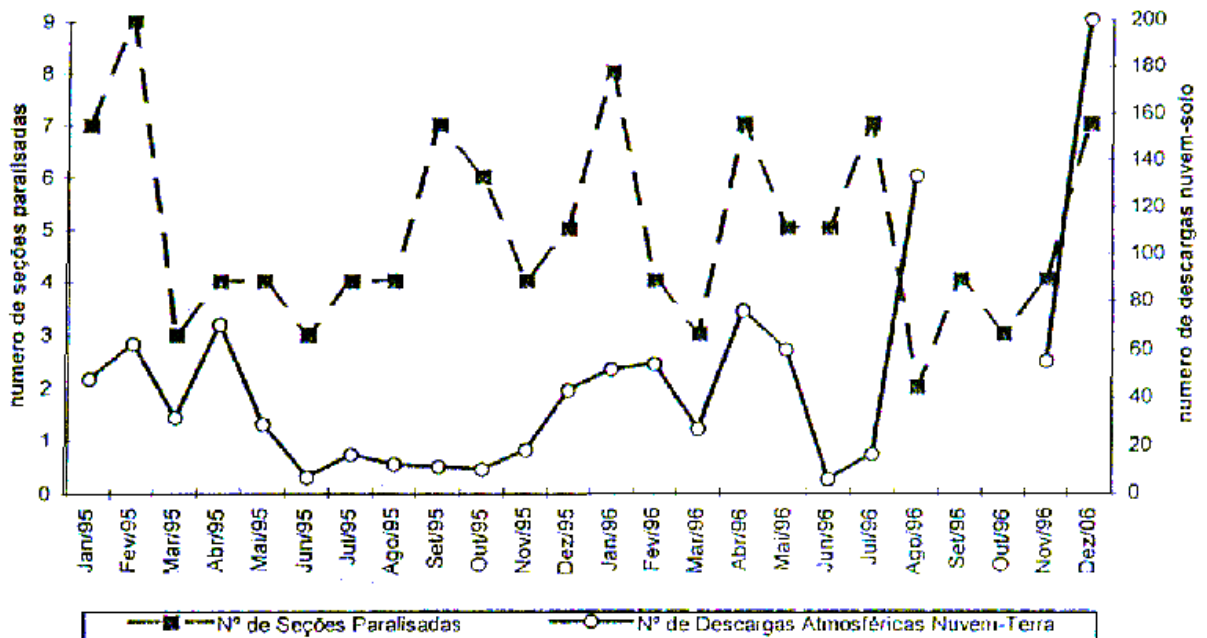


Figura 3.16 - Distribuição da quantidade de eventos de raios nuvem-terra e o número de seções de serviço da Tele Pará, em Belém, paralisadas nos anos de 1995-1996 por ocorrência de descargas elétricas. **Fonte:** Ribeiro, 1998<sup>2</sup>

Ressalta-se também que nessa estação, as chuvas caem na forma de pancadas fortes muito localizadas, que podem não ser registradas nas estações, como foi mostrado para os eventos de granizo, que causaram, além de prejuízos materiais, pânico na população, principalmente a mais desinformada. Portanto, nem sempre apenas eventos extremos em termos de chuva provocam estragos.

<sup>2</sup> RIBEIRO, W.M.N., Efeitos de Descargas Elétricas na Rede Externa nos Índices Operativos do Sistema Telefônico de Belém no período 95-97, In: XIV Seminário de Redes EXPO CENTER, pp310-321. Brasília-DF: 1998

A Figura 3.17 apresenta a distribuição de precipitação e ocorrências de transtornos sócio-econômicos para a estação seca. Pode-se observar que houve o aumento no número de ocorrências a partir de 1992. Isso está de acordo com o IPCC (2007) em que “*é muito provável* que extremos de calor, ondas de calor e eventos de forte precipitação continuem sendo mais frequentes nos próximos cem anos”. E, tal como foi observado para a estação chuvosa, o crescimento da cidade pode ter deixado a população mais vulnerável aos eventos extremos. .

Os eventos que resultaram nos maiores problemas para a sociedade foram:

- 13 e 26 de setembro de 2000, em que a chuva forte causou alagamento das periferias;
- 26 de outubro de 2001, a chuva forte acompanhada de vendaval, onde os ventos atingiram velocidade de 70 km/h, resultou em ruas e avenidas alagadas, falta de luz e trânsito congestionado;
- 14 de junho de 2004, um forte vendaval antes da chuva provocou vários danos aos bairros do Guamá e Terra Firme;
- 16 de setembro de 2004, uma linha de instabilidade provocou fortes rajadas de vento e granizo, que causou o destelhamento de várias casas em Ananindeua, cidade conurbada a Belém;
- 07 de outubro de 2005, a chuva forte provocou alagamento em várias vias da capital e resultou em grandes problemas;
- 22 de agosto de 2007, a forte linha de instabilidade com muitos raios, provocou um blecaute em Belém, deixando 95 mil pessoas sem luz;
- 31 de agosto de 2007, a forte atividade convectiva produziu chuva forte e granizo no bairro do Bengui, às proximidades do aeroporto internacional; e
- 30 de setembro de 2007, evento relacionado a forte vendaval no bairro de Val-de-Cães, que causou inúmeros prejuízos.

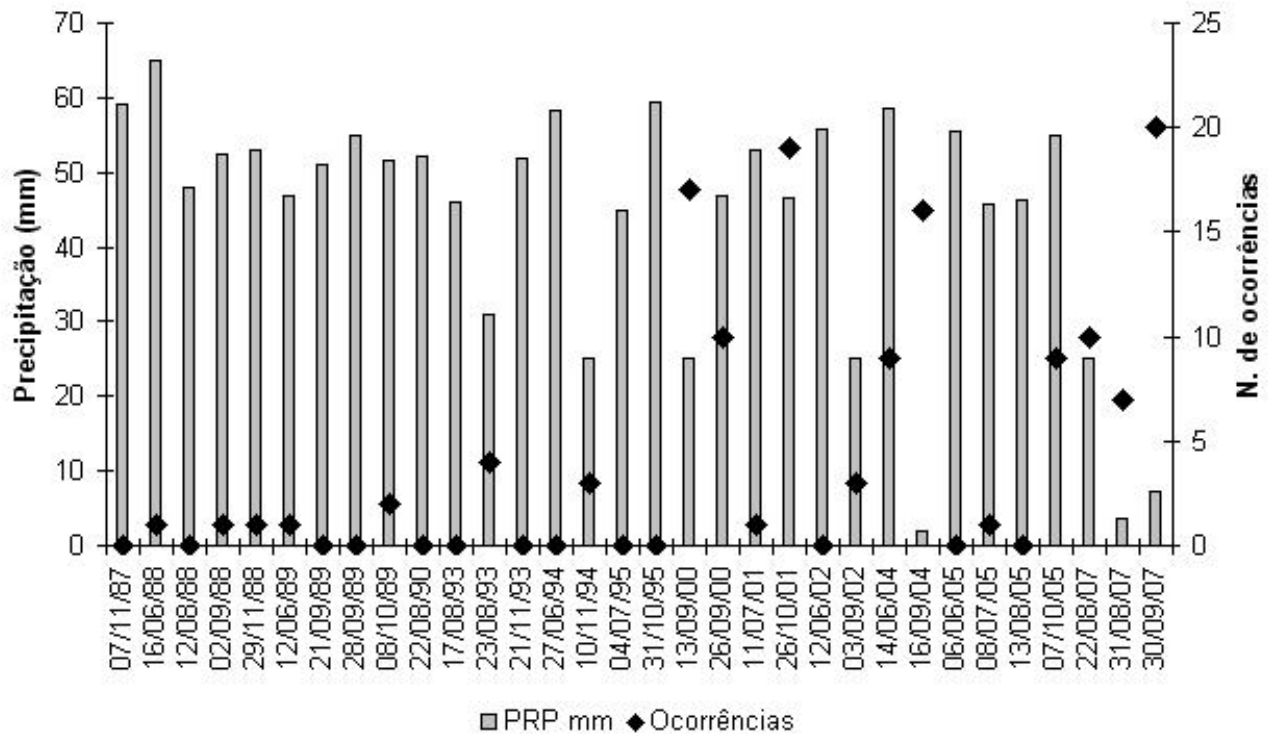


Figura 3.17 – Distribuição de chuva e ocorrências para a estação seca em Belém, período 1987-2007.

O dia 30/09/2007 apesar da quantidade de chuva não estar no intervalo de eventos extremos, pois só choveu 7,0 mm, é mostrado, pois este caso é o único com dados reais de atendimento da Defesa Civil. Por volta das 17:00h local, um vendaval atingiu o bairro Val-de-Cães, mais especificamente o conjunto residencial denominado Paraíso dos Pássaros. Segundo informações da Defesa Civil, o vendaval foi de grande intensidade com velocidade acima de 100km/h, tendo atingido 130 imóveis. A grande maioria dos imóveis teve parte da sua cobertura arrancada não tendo sofrido quaisquer outros danos. Outros tiveram apenas algumas telhas atingidas pelos destroços dos telhados vizinhos. Dois imóveis tiveram parte da parede e pavimento superior arrancado, devido à falta de estrutura dos mesmos e um terceiro teve suas paredes danificadas pelo esforço à que foi submetida. As telhas do centro comunitário foram arrancadas e ficaram totalmente em desordem. Não houve necessidade de remover as famílias do local, porque as pessoas que tiveram suas casas atingidas encontraram abrigo e apoio nas casas de parentes e amigos.

No mesmo dia, algumas horas mais tarde, a versão eletrônica do jornal O Liberal dava a seguinte notícia:



#### Vendaval provoca pânico em Val-de-Cães

Em 5 minutos - Moradores relatam que jamais viram nada parecido. Até muros vieram abaixo. Cinco minutos. Esse foi o tempo necessário para um vendaval deixar parte do Conjunto Paraíso dos Pássaros, como um cenário de filme de guerra. Árvores foram arrancadas dos canteiros, causando verdadeiro pânico na área por volta das 17 horas de ontem. Além do susto e de muita gente com arranhões e ferimentos leves, apenas uma vítima atingida com mais gravidade por uma telha na perna foi encaminhada ao Pronto-Socorro Municipal da 14 de Março.

A análise da termodinâmica da atmosfera para esse dia mostra que às 12:00 UTC (09:00 HL) não havia grande quantidade de CAPE (543,65 J/kg). Então, outros fatores estão relacionados a esse tipo de evento.

## 4 ESTUDOS DE CASOS

### 4.1 EVENTO EXTREMO OCORRIDO NA ESTAÇÃO CHUVOSA, ENTRE OS DIAS 20 E 21 DE DEZEMBRO DE 1989

Entre os dias 20 e 21 de dezembro de 1989, ocorreu um evento extremo de precipitação em que o total de precipitação acumulado em 24 horas (entre 09:00 HL do dia 20 e 09:00 HL do dia 21) na Estação Agro meteorológica da Embrapa Amazônia Oriental foi de 109,8 mm, 26% do total mensal medido nessa estação. Este caso foi escolhido por ter causado impactos à sociedade, como mostra o jornal O Liberal de 22/12/1989:

A forte chuva que caiu durante toda a quarta-feira (20/12/1989) trouxe vários transtornos à população belenense. (...)Durante a noite, a chuva se intensificou ainda mais, atravessando a madrugada (do dia 21), provocando estragos nas partes mais baixas de Belém, onde a água invadiu as casas.

O bairro na cidade de Belém mais atingido foi o bairro da Pedreira. A Figura 4.1 ilustra a situação de algumas regiões da cidade que sofreram devido à forte precipitação.



Figura 4.1 – Reprodução de foto de um dos locais atingidos pela forte chuva do dia 20 de dezembro de 1989. **Fonte:** O LIBERAL

#### 4.1.1 Análise Sinótica e Dinâmica

No nordeste da região Amazônica, o período chuvoso está entre os meses de Dezembro a Abril, devido principalmente à posição climatológica da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que nesta época está localizada ao sul da Linha do equador (FIGUEROA E NOBRE, 1990). A ZCIT é um sistema de grande escala que favorece a formação da convecção. Nessa época do ano, a forçante termodinâmica local está associada principalmente ao aquecimento da superfície, a qual permite a formação de células convectivas, tem grande contribuição da forçante dinâmica de grande escala (ZCIT) para formação de precipitação na região (MOTA E NOBRE, 2006).

A imagem do satélite GOES-7 no canal infravermelho, das 21:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989 (Figura 4.2), mostra uma extensa faixa de nuvens com brilho intenso, na região de Belém, indicando forte atividade convectiva, porque os topos das nuvens, quanto mais frios, menor é a sua temperatura de brilho. Eles deveriam aparecer mais escuros na imagem, mas aparecem mais brancos e brilhantes, porque na verdade é mostrado o “negativo” na imagem de satélite no canal infravermelho, para melhor interpretação das nuvens. Os topos de nuvens muito frios indicam nuvens muito altas e/ou profundas, como Cirrus e topos de Cumulonimbus. Esta nebulosidade está associada à ZCIT.

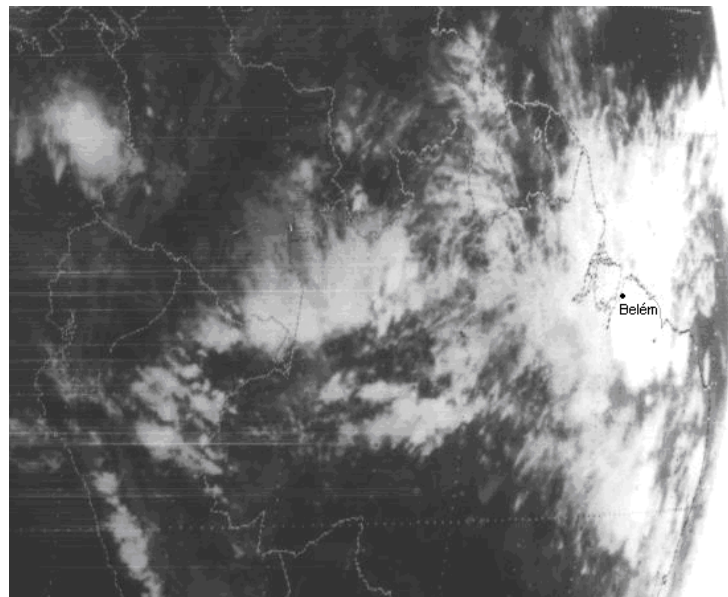
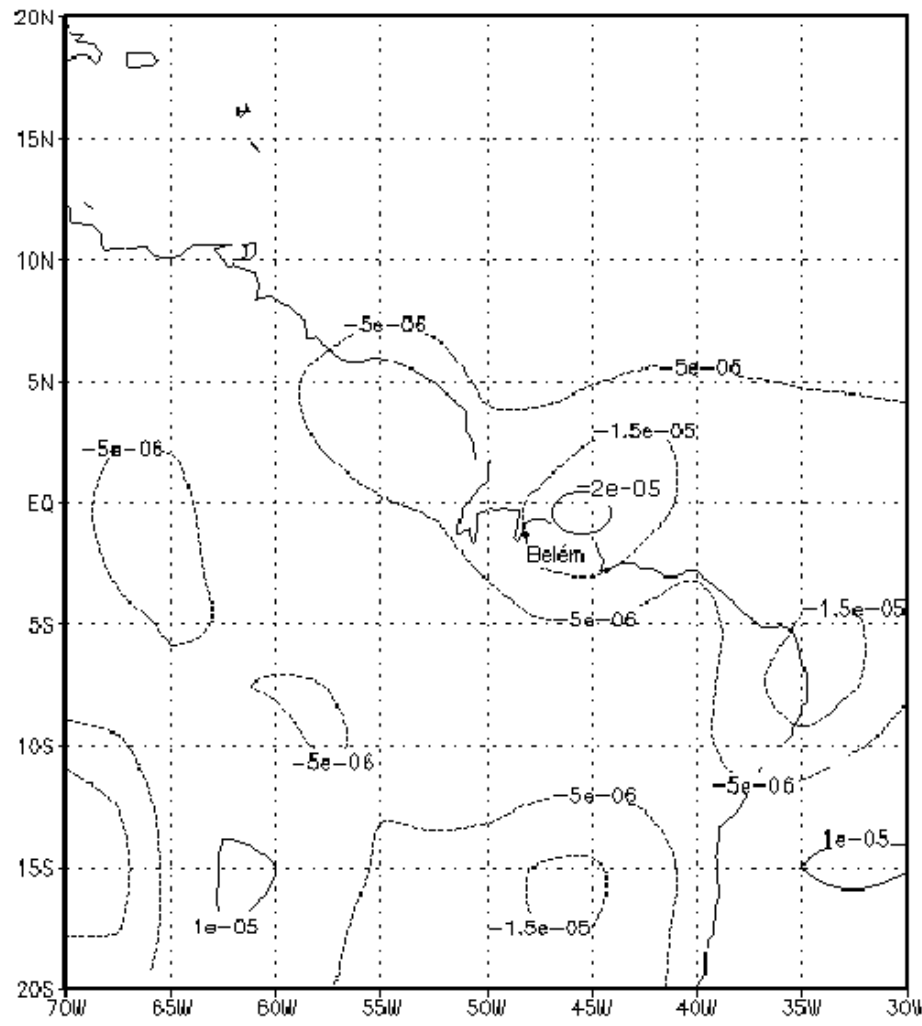


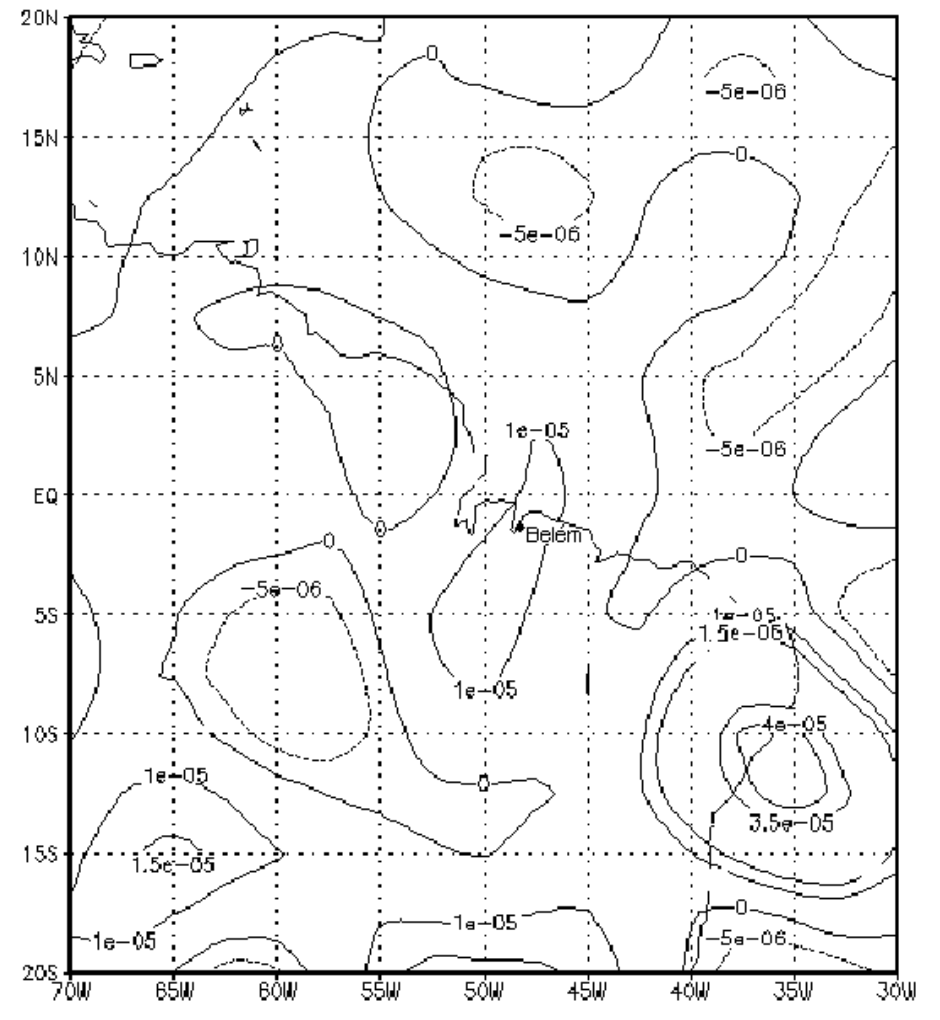
Figura 4.2 – Imagem do Satélite GOES-7, no canal infravermelho, às 21:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989. **Fonte:** Cortesia DSA/CPTEC/INPE

Para analisar as condições dinâmicas do evento extremo, foram utilizadas as reanálises do NCEP dos campos de vento, divergência e vorticidade na região amazônica no nível de 1000 hPa (superfície) e nos altos níveis (250 hPa), no horário das 00:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989.

Foi verificado a ocorrência de divergência em altos níveis (250 hPa, Figura 4.3b) e convergência próximo à superfície (1000 hPa) na região de Belém (Figura 4.3a). Os campos de vorticidade apresentaram vorticidade ciclônica (HN) em 1000 hPa (Figura 4.4a) e próximo à neutralidade em 250 hPa (Figura 4.4b). O campo de vento apresentou escoamento de leste/nordeste em baixos níveis (Figura 4.5), escoamento que vem do oceano, associado à ZCIT, carregado de umidade. O que implica em um ambiente favorável à formação da convecção úmida profunda, na região de Belém.



(a)



(b)

Figura 4.3 – Campo de Divergência para 00:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989. (a) 1000 hPa; (b) em 250 hPa.

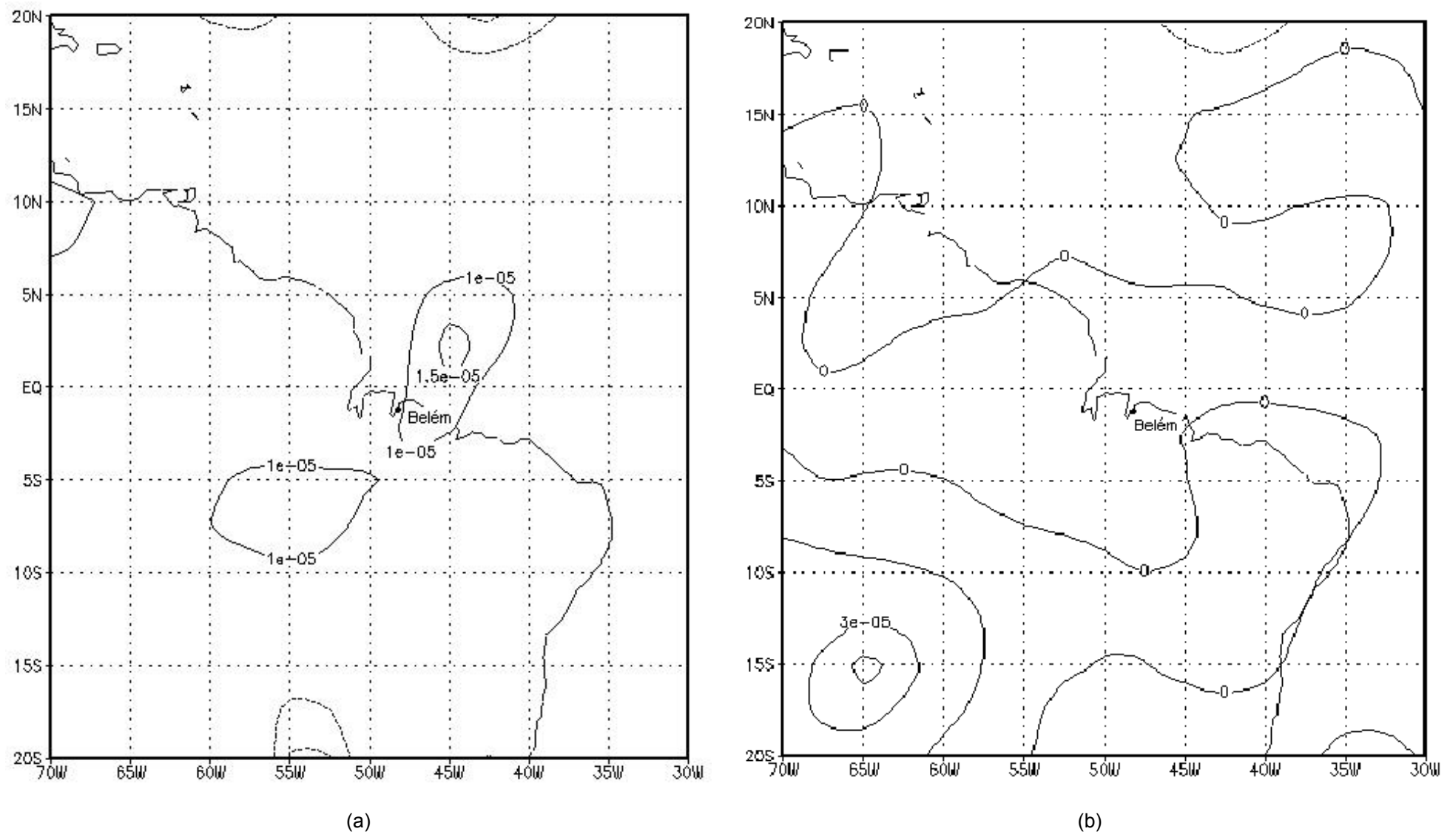


Figura 4.4 – Campo de Vorticidade para 00:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989. (a) 1000 hPa; (b) em 250 hPa.

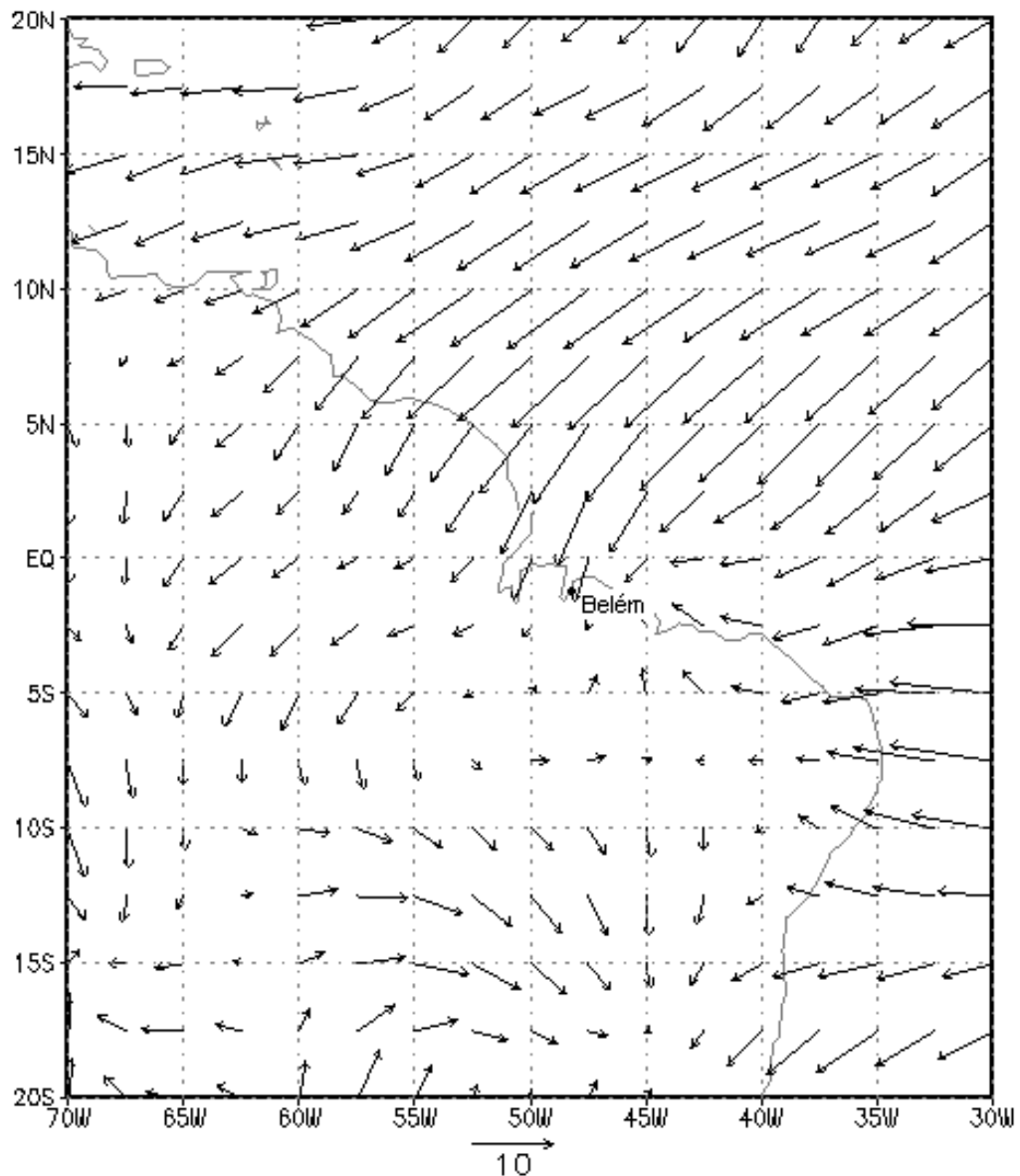


Figura 4.5 – Campo de vento em 1000 hPa para 00:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989.

#### 4.1.2 Condições Termodinâmicas

Os perfis verticais médios de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ), temperatura potencial equivalente da parcela ( $\theta_{ep}$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\theta_{es}$ ) das sondagens das 00:00 até as 18:00 UTC do dia 20/12/1989 são apresentados na Figura 4.6. Observa-se que, na média, o perfil vertical de  $\theta_e$  está bastante quente, acima de 335 K. Logo a sondagem pode ser classificada no Modo VI de Aspliden (1976) – Convecção Severamente Desenvolvida. A CAPE média, representada pelo sombreamento na figura, é de 1000 J/kg. Os perfis de

$\theta_e$  e  $\theta_{es}$  das sondagens estão muito próximos, isso significa que a atmosfera continua muita umidade, tanto nos baixos como nos altos níveis, permitindo classificar as sondagens como distúrbio pela classificação de Betts (1974), ou seja, uma atmosfera extremamente instável.

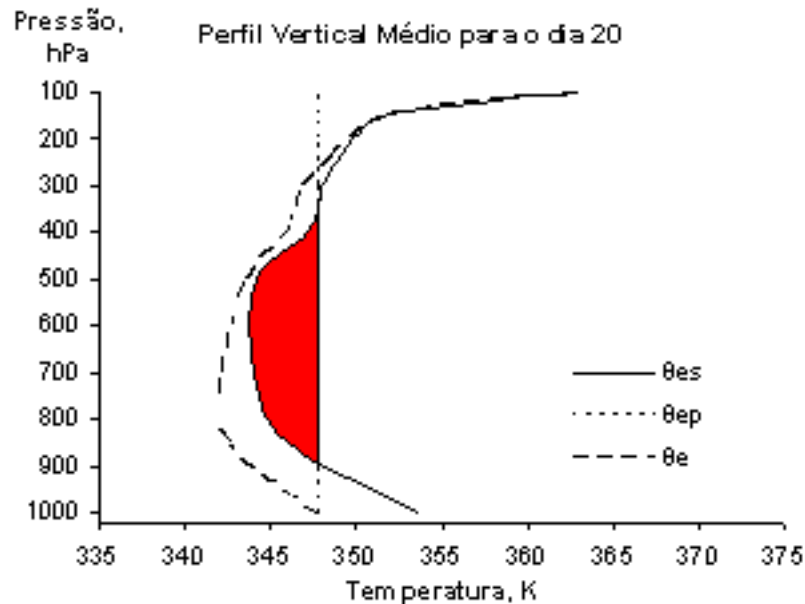


Figura 4.6 – Perfil Vertical médio de Temperatura Potencial Equivalente ( $\theta_e$ ), Temperatura Potencial Equivalente da parcela ( $\theta_{ep}$ ) e Temperatura Potencial Equivalente Saturada ( $\theta_{es}$ ) das sondagens realizadas no horário das 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC no dia 20/12/1989. A Área Positiva, ou CAPE, está representada pelo sombreamento.

A variação temporal da CAPE e da precipitação acumulada em 6 horas na estação agro meteorológica da EMBRAPA Amazônia Oriental é apresentada na Figura 4.7. Valores maiores de CAPE ocorrem antes da precipitação, porque a atmosfera encontrava-se extremamente instável, quente e com muita umidade. Observa-se que nos horários após a precipitação, os valores da CAPE são menores que os anteriores, pois a convecção úmida profunda atua para restabelecer o gradiente vertical de temperatura da atmosfera para condições neutras e estáveis.

Então, o sistema convectivo precipitante consome a CAPE gerada pela grande escala. Ou seja, quando a grande escala (ZCIT) 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).



Este 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).

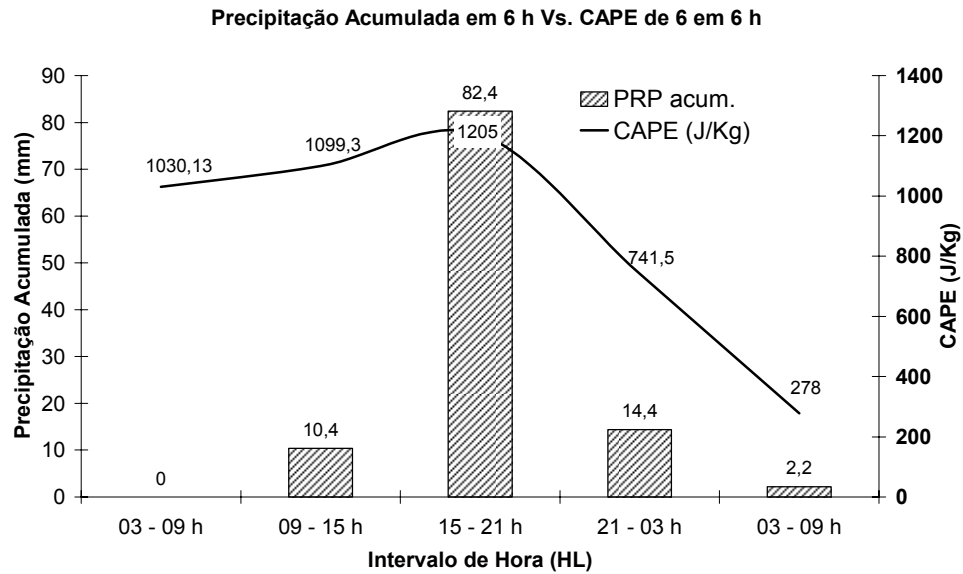


Figura 4.7 – Variação temporal da Precipitação na estação da Embrapa e CAPE no período de 03:00 HL do dia 20 a 09:00 HL do dia 21 de dezembro de 1989, em Belém-PA.

Na análise dos índices de instabilidade termodinâmicos K e Total (TT), foi verificado que havia possibilidade de formação de tempestades convectivas (Figura 4.8), pois os valores de K são maiores que 25 e os valores de TT são maiores que 40, porém menores que 45. Para Silva-Dias (2000), se os índices K e TT são altos, a tendência é se ter chuvas torrenciais, e isso foi observado. O Índice LI manteve-se o tempo todo negativo, indicativo de instabilidade. O seu menor valor (-4,9) foi na sondagem das 12:00 UTC (Figura 4.9). A análise concorda com a classificação das sondagens de distúrbio (BETTS, 1974) e Modo VI (ASPLIDEN, 1976).

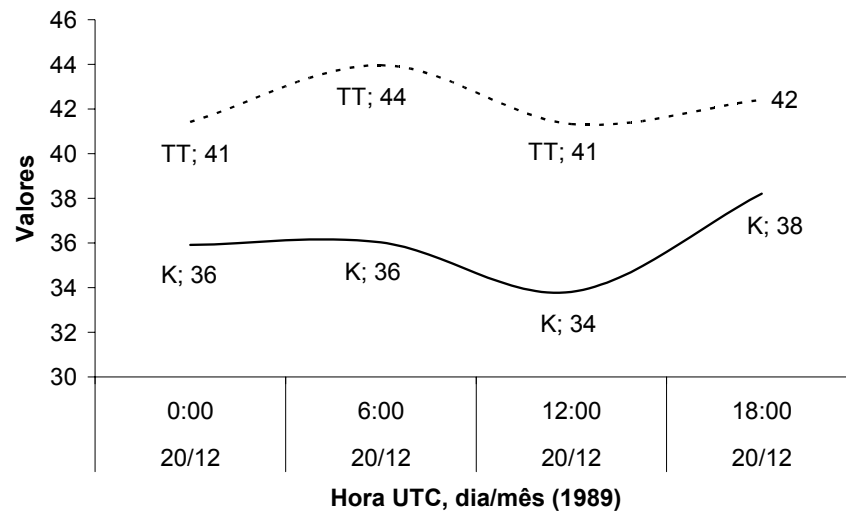


Figura 4.8 - Variação temporal dos índices K (linha contínua) e TT (linha tracejada) no dia 20 de dezembro de 1989, em Belém-PA.

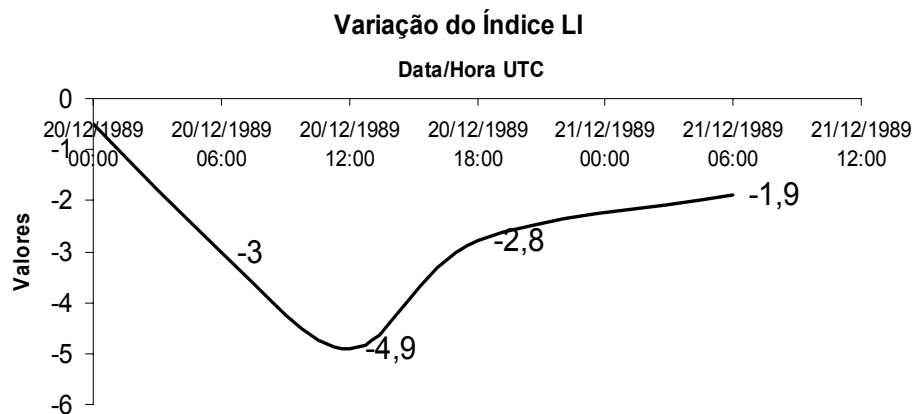


Figura 4.9- Variação temporal do índice LI no dia 20 de dezembro e madrugada do dia 21 de dezembro de 1989, em Belém-PA.

A análise cinemática (Figura 4.10) mostrou que o cisalhamento vertical não foi tão intenso (1,8 m/s nos 4 km inferiores), mas que houve um giro anti-horário do vento em quase toda a troposfera, giro este que se inverteu para o sentido horário nos níveis superiores. Este giro anti-horário, anti-ciclônico, pode ser explicado pelos fortes campos de divergência e vorticidade em grande escala. Tempestades severas localizadas tornam-se mais prováveis à medida que o cisalhamento vertical nos 4 km inferiores aumenta. Embora o valor encontrado não tenha sido tão alto, 1,8 m/s, com presença de CAPE o ambiente se torna mais favorável para

tempestades severas. A Figura 4.10 apresenta o hodógrafo para a sondagem das 12:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989.

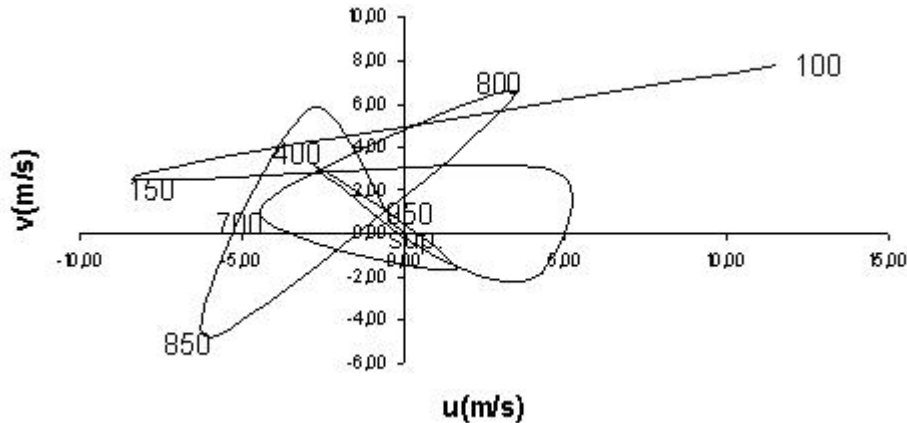


Figura 4.10 – Hodógrafo para a sondagem das 12:00 UTC do dia 20 de dezembro de 1989, em Belém.

A chuva observada, maior que 100mm, foi considerada extrema e provocou vários problemas à população dos bairros mais vulneráveis. Houve o alagamento de várias casas, que provocou danos materiais e à saúde dos habitantes. A forçante de grande escala, a Zona de Convergência Intertropical, influenciou na instabilidade da atmosfera, fazendo com que houvesse uma intensificação da convecção úmida profunda, que levou ao desenvolvimento da tempestade severa observada. Antes da chuva, todos os indicadores de tempestade prognosticavam um ambiente propício ao desenvolvimento da mesma (convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis, vorticidade, índices de instabilidade altos, CAPE alta e algum cisalhamento do vento) e após a chuva, a CAPE diminuiu e os índices de instabilidade tornaram-se menos alarmantes, porque a precipitação consumiu a energia e estabilizou a atmosfera.

#### 4.2 EVENTO EXTREMO OCORRIDO NA ESTAÇÃO SECA, EM 23 DE AGOSTO DE 1993

Para a seleção do evento extremo que representa o que pode ocorrer na estação seca, foi levado em conta o grau de severidade do mesmo, ou seja, a pior de

todas as consequências de uma tempestade severa: os casos de morte. No dia 23 de agosto de 1993, formou-se uma enorme tempestade nas vizinhanças de Belém, que produziu muitos raios; uma das descargas elétricas proveniente dessa tempestade matou quatro pessoas na Zona Rural de Santa Izabel, Município que fica na Região Metropolitana de Belém (Fonte: O Liberal). O caso foi selecionado devido tanto à sua severidade, como pelo aspecto da tempestade, que se formou puramente por instabilidade convectiva, sem a ajuda de meso ou grande escala. O volume de precipitação medido em Belém foi de 31 mm.

#### **4.2.1 Análise Sinótica e Dinâmica**

Durante a estação seca (meses de Junho a Novembro), há um predomínio de subsidência em grande escala sobre a região nordeste da Amazônia, tanto pelo ramo descendente da célula de Hadley, já que nesta época do ano a Zona de Convergência Intertropical está situada no Hemisfério Norte, quanto pela influência da Alta Semipermanente do Atlântico Sul. Neste cenário, para as tempestades se formarem, elas precisam da ajuda de uma forçante de mesoescala (Linhas de Instabilidade), ou a convecção precisa ser muito forte, ou melhor, nas palavras de Aspliden (1976), severa.

Segundo o Boletim Climanálise (1993), não ocorreram linhas de instabilidade no período de ocorrência do fenômeno (22 a 25 de agosto de 1993). A convecção tropical sobre a Amazônia é observada na Figura 4.11, que apresenta a imagem do satélite GOES, no canal infravermelho, às 21:00 HL, algumas horas depois do horário de ocorrência do evento extremo (final da tarde de 23 de agosto).

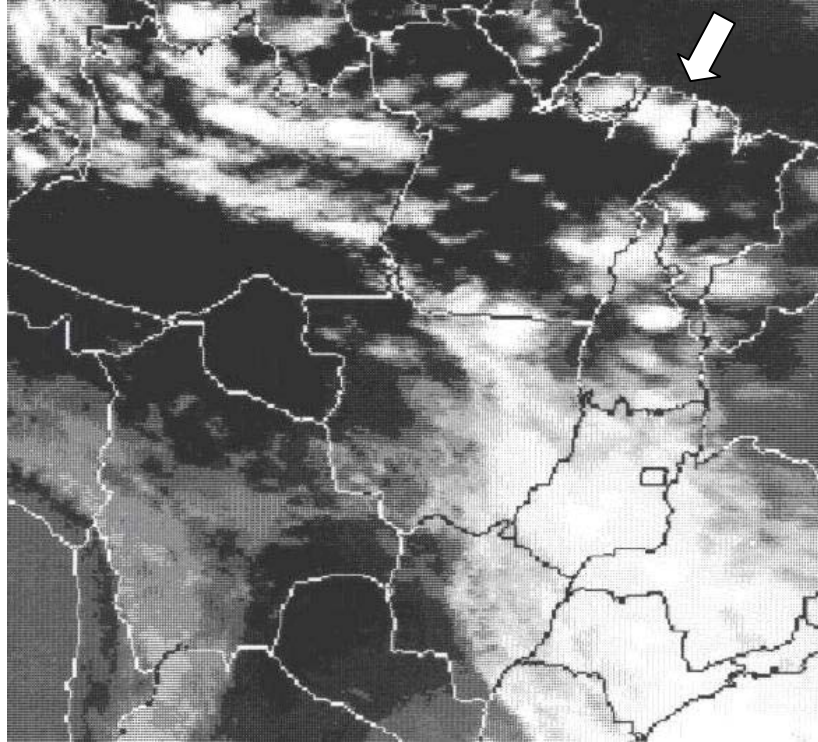


Figura 4.11 – Imagem do satélite GOES-7 às 00:00 UTC do dia 24 de agosto de 1993. A Seta branca (canto superior direito) mostra a região atingida pela tempestade.  
**FONTE: DSA-CPTEC**

A Figura 4.12 apresenta o campo de divergência em 1000 hPa, para o horário de 00:00 UTC do dia 23 de agosto de 1993 (a); e em 250 hPa (b). Observa-se que em baixos níveis (1000 hPa) a divergência na região de Belém era de -0,1, ou seja, havia uma fraca convergência de massa naquele horário sobre a região. Não havia divergência ou convergência em altos níveis.

A Figura 4.13 apresenta o campo de vorticidade em 1000 hPa (a), e em 250 hPa (b), para o mesmo horário; A análise dos campos de vorticidade mostra que, na região de Belém, não existia vorticidade para aquele horário, tanto para os níveis inferiores como para os superiores.

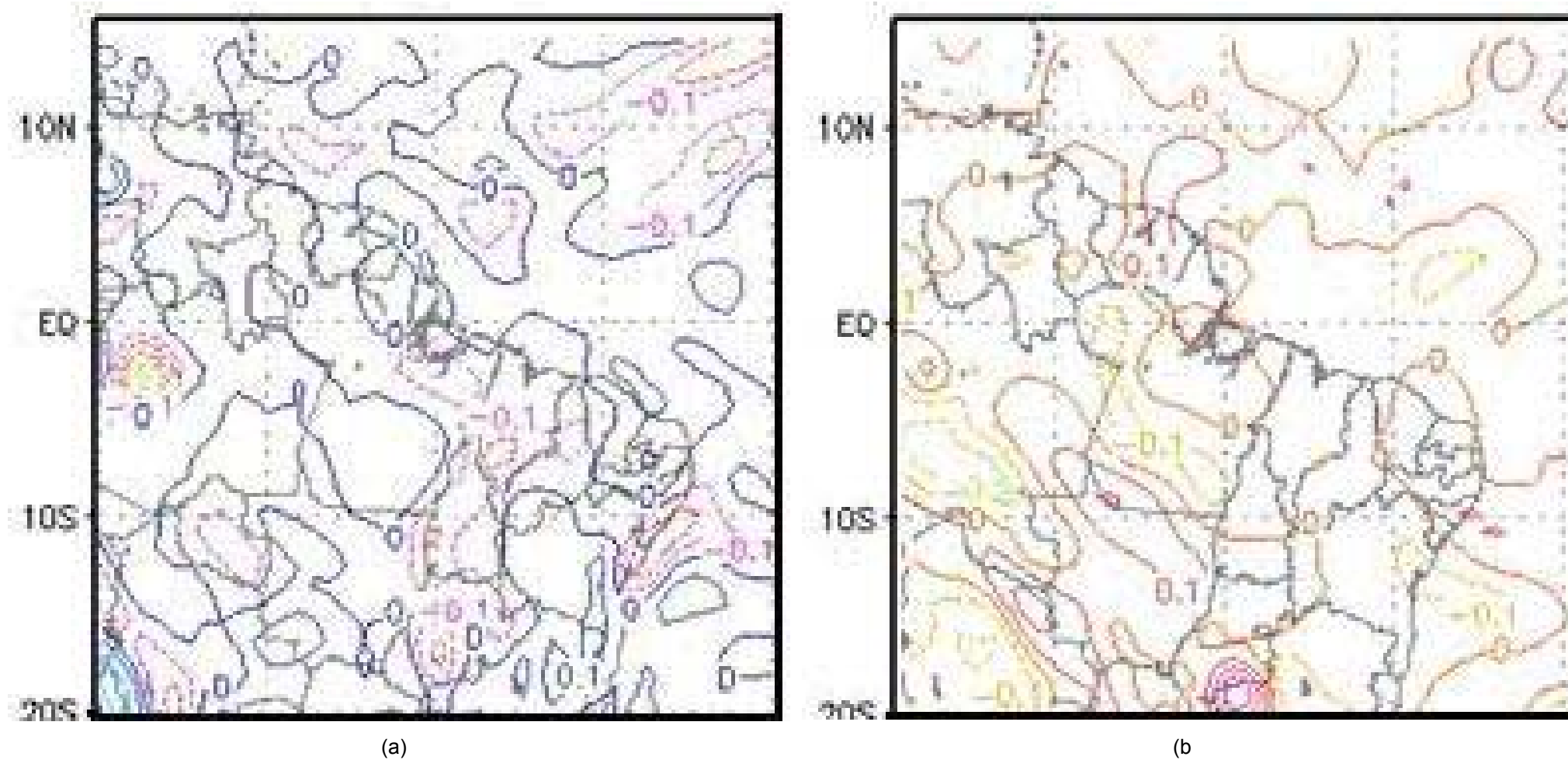


Figura 4.12 - Campo de divergência em 1000 hPa, para o horário de 00:00 UTC do dia 23 de agosto de 1993 (a); e em 250 hPa (b).

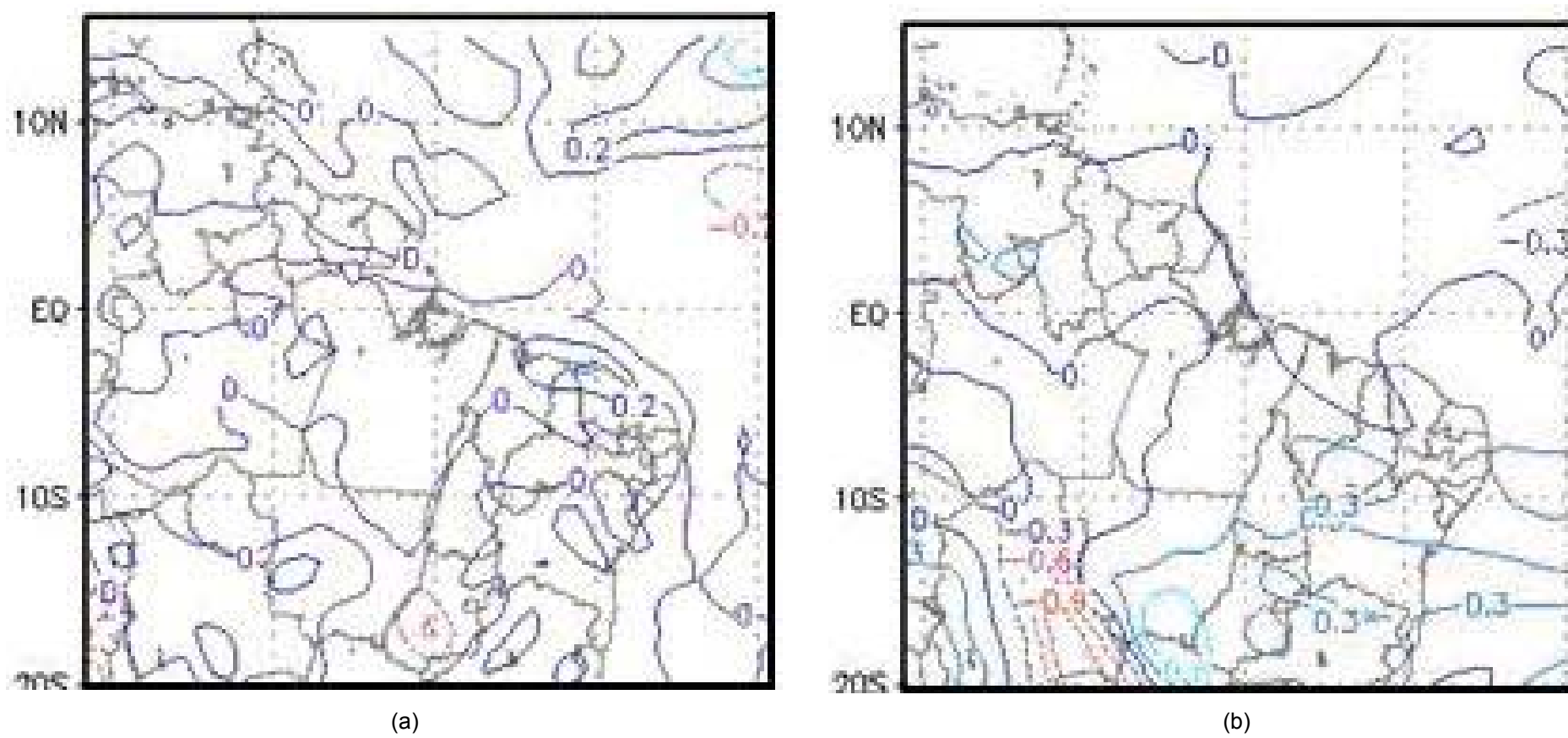


Figura 4.13 - Campo de vorticidade em 1000 hPa, para o horário de 00:00 UTC do dia 23 de agosto de 1993 (a); e em 250 hPa (b).

O campo de vento próximo à superfície, representado pelas linhas de corrente em 1000 hPa, é ilustrado na Figura 4.14. Na Figura é marcante a presença da Alta Semipermanente do Atlântico Sul, soprando ventos que penetram na região Amazônica. Observam-se os ventos alísios soprando de NE sobre a costa da região da Amazônia Oriental. Estes ventos carregados de umidade do oceano podem alimentar a convecção continente adentro, se as condições termodinâmicas locais forem favoráveis.

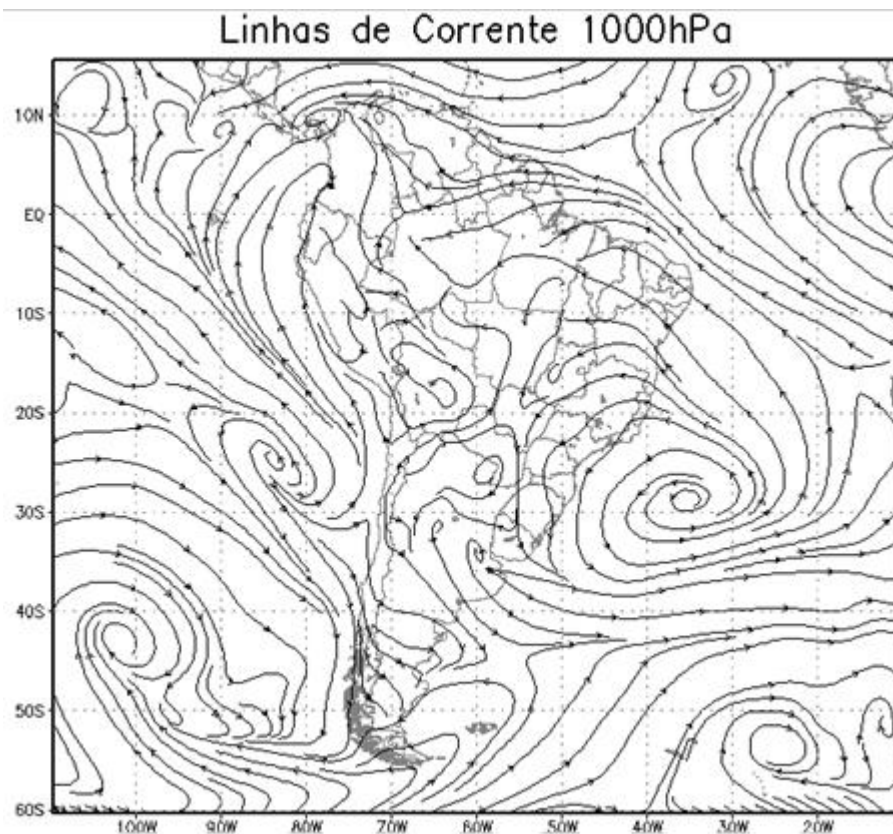


Figura 4.14 – Linhas de Corrente no nível de pressão de 1000 hPa, para o horário de 00:00 UTC de 23/08/1993.

#### **4.2.2 Condições Termodinâmicas**

A partir das sondagens diárias realizadas às 12:00 H UTC, foi feita a análise das condições termodinâmicas da atmosfera no dia 23 de agosto de 1993. A figura 4.15 apresenta o perfil vertical de  $\theta_{es}$  e  $\theta_{ep}$  da sondagem realizada às 12:00 UTC do dia 23.



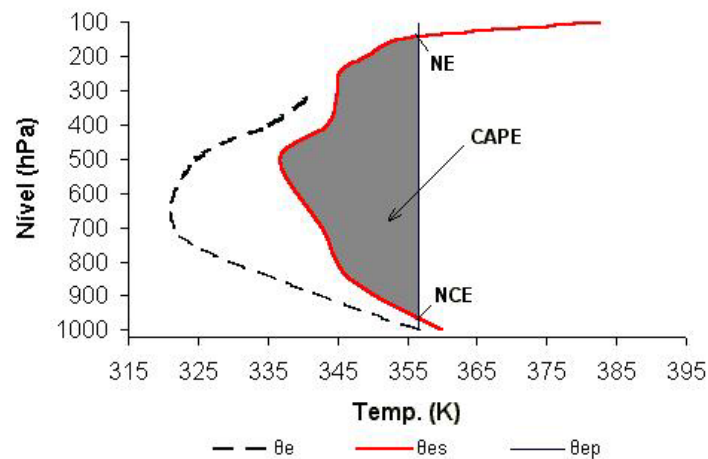


Figura 4.15 - Perfil Vertical de  $\theta_{es}$  e  $\theta_e$  da sondagem realizada às 12:00 H UTC no dia 23/08/1993 em Belém

Observa-se na figura 4.15 que o dia 23 apresenta uma CAPE extremamente elevada (5517,81 J/kg). Quanto à classificação das sondagens, esta foi apontada como “Convecção Elevada” (BETTS, 1974 a) e “Convecção Severa” (ASPLIDEN, 1976), porque havia muito calor e umidade em grande extensão vertical da troposfera, tornando o ambiente instável, propício ao desenvolvimento da Convecção Úmida Profunda.

A variação temporal da CAPE e da precipitação é apresentada na Figura 4.16. Valores maiores de CAPE ocorrem antes da precipitação, porque a CAPE é consumida pelo processo de precipitação.

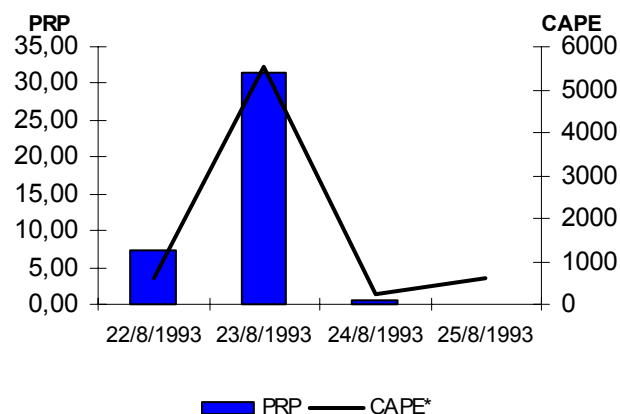


Figura 4.16 - Variação temporal da Precipitação e CAPE no período de 22 a 25 de agosto de 1993, em Belém-PA.

Quanto aos índices de instabilidade termodinâmicos, a tabela 7 apresenta os valores calculados. Observa-se na tabela que, no dia do evento, os índices foram bem

maiores, significativos de formação de tempestade convectiva. Portanto apresentaram-se bastante confiáveis para explicar o ocorrido.

Tabela 7 - Variação temporal dos Índices de Instabilidade K, TT e LI e precipitação no período de 22 a 25 de agosto de 1993, em Belém-PA

Data	PRP(mm)	K	TT	LI
22/8/1993	7,40	11,3	41	-1
23/8/1993	31,40	20,4	45,5	-5,43
24/8/1993	0,60	15,5	38,6	1,04
25/8/1993	0,00	18,1	41,2	-2,03

A Figura 4.17 apresenta o hodógrafo para a sondagem das 12:00 UTC do dia 23 de agosto. Observa-se que havia um giro anti-horário (anticiclônico) do vento em baixos níveis (até 800 hPa), e depois o giro foi horário em níveis médios e volta a ser anti-horário nos níveis altos. Isto indica a presença de cisalhamento vertical do vento horizontal, que no caso em questão foi de  $5,8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}/4\text{km}$  inferiores, valor que indica a possibilidade de formação de tempestades severas.

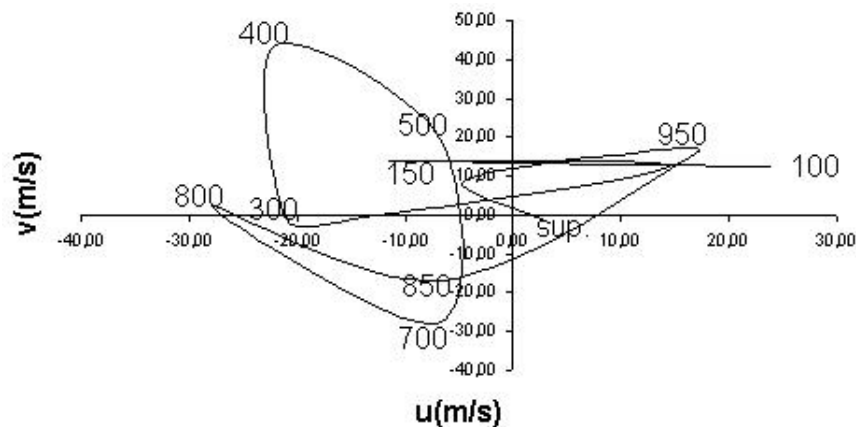


Figura 4.17 – Hodógrafo para a sondagem em Belém, das 12:00 UTC do dia 23 de agosto de 1993

A tempestade que se formou na tarde do dia 23 de agosto de 1993, nas vizinhanças de Belém, e provocou a morte de quatro lavradores, atingidos por um raio, foi puramente termodinâmica. Totalmente dependente da instabilidade convectiva local. Não havia características de grande escala que ajudassem na convecção (divergência e vorticidade em altos e baixos níveis), tampouco houve a penetração

de Linhas de Instabilidade durante o período de ocorrência. A CAPE, os índices de instabilidade e o cisalhamento vertical do vento horizontal, antes da tempestade, estavam todos extremamente altos, indicando que havia enormes chances da formação de uma tempestade severa local naquela tarde, com chuva forte e raios. A detecção da mesma pelas imagens de satélite permitia acompanhar o deslocamento do sistema, já que nessa estação do ano, dificilmente há uma camada de nuvens altas que dificulte a interpretação de nuvens tipo Cumulonimbus nas imagens de satélite. Os sistemas convectivos aparecem isolados nas imagens, de forma arredondada e cor branca brilhante, facilmente identificáveis. Ou seja, os órgãos interessados têm como prever a formação de tempestades na estação seca, usando ferramentas tais como, imagens de satélite, campo e cisalhamento vertical do vento horizontal e principalmente a avaliação termodinâmica da atmosfera (CAPE e índices de instabilidade) e, mesmo quando as tempestades são de microescala.

## 5 CONCLUSÃO

Na estação chuvosa, as tempestades severas são causadas, principalmente, pela presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é a forçante de grande escala que influencia na intensificação da convecção. Quando linhas de instabilidade se formam paralelas à costa norte do Brasil e penetram no continente, atingindo a região de Belém, embutidas na ZCIT, aglomerados de tempestades severas certamente se formam, trazendo problemas para a sociedade. Por isso, foram observados eventos extremos nessa estação, mesmo com baixos valores de CAPE (menores que 1000 J/kg). Entretanto, a maioria dos valores de CAPE observados nos eventos extremos da estação chuvosa variou entre 1000 e 2000 J/kg.

Já na estação seca, as tempestades são mais dependentes das condições termodinâmicas locais, para elas se formarem, precisam de uma forçante de mesoescala (Linhas de Instabilidade) ou a Convecção precisa ser severa, ou seja, extremamente forte, com valores muito altos de CAPE e dos índices de instabilidade e o campo de vento nos baixos níveis também precisa ser favorável, com forte cisalhamento vertical e advindos do oceano, carregados de umidade. Nessa estação, os valores de CAPE encontrados para os eventos extremos, ficaram, a maioria, acima de 1000 J/kg, com casos em que a CAPE foi superior a 5000 J/kg. Porém, vale ressaltar que esses fatores termodinâmicos não necessariamente iniciam precipitação, porque podem existir grandes valores de CAPE e dos índices de instabilidade e nenhuma ou pouca precipitação ser observada. Isso decorre do fato de que na estação seca a condição de grande escala é de inibição da convecção, ou seja, há o predomínio de movimentos verticais descendentes de ar em grande escala, causados pelo ramo de subsidência da célula de Hadley e pela influência da Alta Semipermanente do Atlântico Sul. Por isso que para as tempestades se formarem, precisam de uma ajuda da forçante de mesoescala (Linhas de Instabilidade) ou a Convecção ser severa.

Em geral, os índices de instabilidade K, TT e LI estão adequados para o auxílio na previsão e alerta de tempestades severas na região de Belém, durante a estação chuvosa, porque representaram a instabilidade convectiva própria desse período, com valores altos. Sugere-se, contudo, que eles sejam usados conjuntamente e

comparados com o valor da CAPE e com outras informações, como dados cinemáticos e imagens de satélite e radar, porque, sozinhos, não levam em consideração nenhuma informação sobre processos de iniciação convectiva (ex., convergência em baixos níveis) e deslocamento dos sistemas.

Para a estação seca, como as sondagens são feitas às 12:00 UTC (09:00 local), horário em que a camada de mistura começa a se formar, os índices K, TT não se apresentam adequados para a previsão e alerta de eventos extremos. Sugere-se usar a metodologia proposta por Corrêa (2007) para o cálculo do Índice K na estação seca na região amazônica, substituir as temperaturas no nível de pressão de 850 hPa pelas observadas no nível de pressão 950 hPa, a fim de se obter dados termodinâmicos dos jatos de baixos níveis que alimentam as linhas de instabilidade e tempestades severas. Sugere-se que o índice TT, analogamente ao índice K, seja calculado com uma alteração na sua fórmula, substituindo-se os valores de temperatura no nível de 850 hPa pelos valores obtidos em 950 hPa, para identificar a instabilidade em uma maior extensão e em níveis mais baixos. O índice LI por ter comportamento semelhante à CAPE, recomenda-se o uso deste índice, juntamente com a CAPE, no auxílio à previsão e alerta de eventos extremos na estação seca.

Outros fatores, além das características termodinâmicas, influenciam na severidade de uma tempestade. Notou-se o aumento no número de ocorrências a partir do ano de 1992, relacionado ao maior número de eventos extremos, e maiores valores de CAPE e índices de instabilidade. Esse aumento nos valores dos parâmetros termodinâmicos e dos volumes de precipitação pode estar relacionado ao aquecimento da cidade (devido à ocupação e crescimento desordenados) e às mudanças climáticas.

A Prefeitura de Belém e o Governo do Pará têm tomado ações corretivas e preventivas, na década de 2000, a fim de minimizar as enchentes produzidas pelas chuvas fortes, com as obras de macrodrenagem. Acreditamos que essa é uma medida necessária, mas não suficiente, para diminuir significativamente os impactos sócio-econômicos causados pelas tempestades severas. A implementação de mais áreas verdes na cidade (bosques, praças, etc.) poderia contribuir para amenizar a temperatura, fazendo com que o efeito local na convecção não seja tão pronunciado. A educação da população, para que não jogue lixo e entulho nos canais, igarapés e

rios, também se faz urgente para evitar os entupimentos da rede de drenagem de águas pluviais.

Em resumo, as principais contribuições desta pesquisa à produção do conhecimento científico foram:

- a) A forçante dinâmica (ZCIT) exerce controle sobre a convecção úmida profunda e precipitação em Belém, na estação chuvosa. Para produção de eventos extremos de precipitação. Faz-se necessária a interação com a forçante termodinâmica, e, em alguns casos, com a mesoescala (Linhas de Instabilidade). Para a estação seca, na ausência da forçante dinâmica, só ocorrem eventos extremos de precipitação quando a CAPE está muito forte (acima de 3000 J/kg) e/ou quando a convecção local é ajudada pela forçante de mesoescala (Linhas de Instabilidade), que ajudam a vencer a inibição convectiva imposta pela presença da subsidência de grande escala;
- b) A precipitação consome a CAPE; foi observado que os valores de CAPE sempre são maiores antes da precipitação e caem muito após a precipitação;
- c) Os índices de instabilidade encontrados nessa pesquisa estão adequados para eventos extremos na estação chuvosa e devem sofrer ajustes para aumentar o grau de acerto na estação seca. Mas podem servir de subsídio para o aperfeiçoamento de modelos regionais de previsão de tempo.
- d) Os principais impactos sócio-econômicos ocorridos na estação chuvosa são perdas materiais decorrentes dos alagamentos que ocorrem nas periferias; já na estação seca são os eventos de curta duração com chuva forte, rajadas de vento, raios e, eventualmente, granizo, que causam estragos nas edificações, interrupções no fornecimento de energia elétrica e telecomunicações, e podem ocorrer em qualquer bairro da cidade.

## SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

Os resultados obtidos sugerem novas pesquisas a serem desenvolvidas:

- a) Inclusão do cálculo da CINE para verificar a sua influência na estação seca;

- b) Fazer uma pesquisa, se possível, aos dados da Secretaria de Saúde (esferas Municipal ou Estadual) sobre a incidência de casos de dengue x bairros x estação chuvosa;
- c) Verificar a variabilidade diária da CAPE e a precipitação observada, para todos os eventos de precipitação, não somente os extremos. A partir daí, calcular-se a correlação entre CAPE e precipitação.
- d) Examinar a tendência das temperaturas em Belém, e sua relação com os parâmetros termodinâmicos e a chuva.

## REFERÊNCIAS

AHRENS, C.D. **Essentials of meteorology** – an Invitation to the Atmosphere. 3.ed. 2004

ANTONIO, M.A. **Ocorrência de tornado na região Tropical do Brasil**. Bauru: Universidade Estadual Paulista, 1995. 28p. (Relatório técnico de Pesquisa do Instituto de Pesquisas Meteorológicas)

ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, n. 31, p. 674-701. 1974.

ASPLIDEN, C.I. A Classification of the structure of the Tropical Atmosphere and related energy fluxes. **Journal of Applied Meteorology**, EUA, v. 15, n.7, p. 692-697, Jul. 1976

ATKINSON, B.W. The effect of an urban area on the precipitation from a moving Thunderstorm. **Journal of Applied Meteorology**, EUA, v. 10, n.2, p.47-55, Fev.1971.

BARBOSA, R.L.; OYAMA, M.D.; MACHADO, L.A.T. Climatologia das perturbações convectivas Iniciadas na Costa Norte do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.1, p.107-117. 2006

BETTS, A.K. Thermodynamic classification of tropical convective sounding. **Monthly Weather Review**, EUA, v. 108, n. 1, p. 760-764, 1974a.

BETTS, A.K. Further comments on a comparison of the equivalent potential temperature and the static energy. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n.9, p. 1713-1716. 1974b.

BETTS, A.K., JAKOB, C. Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D23, 4732. p.25-1 – 25-13. 2002.

BOLETIM CLIMANÁLISE. São José dos Campos: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, v. 4, n.12, Dez.1989

BOLETIM CLIMANÁLISE. São José dos Campos: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, v. 8, n.9, Set.1993.



BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, EUA, v.108, n. 7, p. 1046-1053, Jul.1980.

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. 334p.

COHEN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise, Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, CPTEC-INPE, v. 4, n. 11, p. 34-42. 1989.

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, n. 11, p.3163-3174. 1995.

COHEN, J.C.P. et al. Linhas de Instabilidade formadas ao longo da costa Atlântica e no Interior do continente: Estudo de casos com modelo de alta resolução. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 13, 2004. Fortaleza. **Anais...** Brasília: SBMET, 2004. CD-ROM.

CRAVEN, J.P.; JEWELL, R.E.; and BROOKS, H.E. Comparison between observed convective cloud-base heights and lifting condensation level for two different lifted parcels. **Weather and Forecasting**, EUA, v. 17, n. 8, p. 885-890, .2002.

CRAVEN, J.P., BROOKS, H.E., HART, J.A. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. **National Weather Digest**, v. 28, n. 12, p.13-24. 2004.

DOSWELL III, C.A. Societal impacts of severe thunderstorms and tornadoes: Lessons learned and Implications for Europe. **Atmospheric Research**, v. 67-68, p.135-152, 2003.

DYER, R. A Review of tornado activity in Brazil. In: **Proceedings, International Society for Photogrammetry and Remote Sensing**. São José dos Campos, INPE, v. 30, parte 7a, p. 203-213. 1994.

EMANUEL, K.A. **Atmospheric convection**. New York Oxford: University Press, 567 p. 1994.

FIGUEROA, S.N.; NOBRE, C.A. Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 5, n.6, p.36 – 45. 1990

GALWAY, J.G. The Lifted Index as a predictor of latent instability. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 43, p. 528-529. 1956.

GARSTANG, M. et al. Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and Kinematics. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, p.608-622. 1994.

GEORGE, J.J. **Weather forecasting for aeronautics**. EUA: Academic Press, 1960. 673p.

GIBBS, W.J.; MAHER, J.V. Rainfall deciles as drought indicators. **Bureau of Meteorology Bulletin**, N. 48, Commonwealth of Australia, Melbourne, 1967

GRECO, S. et al. Amazon coastal squall lines. Part II: Heat and moisture transports. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, 1994. p. 623-635.

INTERGOVERNAMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Climate Change 2007: **Fourth Assessment Report (AR4)**, Geneva, Switzerland, 2007.

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**, EUA, v.55, n.12, p. 3493-3518, Dez.1998.

LUDLAM, F.H. Cumulus and cumulonimbus convection. **Tellus**, v. 18, n. 4. p.687-698. 1966

MACHADO, L.A.T. The Amazon energy budget using the ABLE-2b and FluAmazon data. **Journal of the Atmospheric Sciences**. EUA, v. 57, n. 18, p.3131-3144, 2000.

MACHADO, L.A.T., LAURENT, H., LIMA, A.A. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8064, p. 31-1 – 31-15. 2002.

MACHADO, L.A.T.; et al. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n.1-3, p.61-77. 2004.

MALONE, T.F. Compendium of Meteorology. EUA: American Meteorological Society, 1951. 1334p.

MARENGO, J.A., HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 6, n. 4, p. 617-627. 1993.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 61, p. 1374-1387. 1980.

MASSAMBANI, O.; CARVALHO, L.M.V.; VAZQUEZ, M.A. Tornado ou Microexplosão? Um estudo diagnóstico do evento de Itú, SP, utilizando radar. In: **Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia**. São Paulo-SP, v. 1, p.763-768. Brasília: SBMET, 1992.

MENDIONDO, E.M. Flood risk management of urban waters in humid tropics: early Warning, Protection and Rehabilitation. In: **Jornada internacional sobre gestão de riscos de inundações e deslizamentos**. São Carlos-SP. v.1, p.1-14. 2007.

MENEZES, W.F. **Tempestades severas**: um modelo para latitudes subtropicais. 1998. 174p. Tese (Doutorado) - Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP, 1998.

MILLER, R.C. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force global weather central. **Technological Report 200**, Air Weather Service, United States Air Force, 1972. 190p.

MOLION, L.C.B. Climatologia dinâmica da Região Amazônica: Mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 107-117. 1987.

MOTA, M.A.S. **Convecção na Amazônia**: variabilidade, efeitos e resposta na circulação de grande escala. 2004. 194f. Tese (Doutorado) - INPE 15212-TDI/1308, São José dos Campos, 2004.

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

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

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

NECHET, D. Ocorrência de tornados no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p.29-39. 2002.

NOGUES-PAEGLE, J.; MO, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, n.125, p. 279-291. 1997.

O LIBERAL. Moradores das baixadas enfrentam o drama maior. **Jornal O Liberal**, Belém-PA, 22 de dezembro de 1989. Cidades, p.18

RENNÓ, N.O.; INGERSOLL, A.P. Natural convection as a Heat engine: A Theory for CAPE. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 53, n.4, p. 572-585. 1996.

RIBEIRO, J.B.M.; MOTA, M.A.S. Classificação termodinâmica para a atmosfera de Belém-PA para o ano de 1987. In: Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia, 1994.

RIEBEEK, H. **Urban Rain**. EUA: Earth Observatory – NASA, 2006. Disponível em: <<http://earthobservatory.nasa.gov/Study/UrbanRain/>> Acesso em: 03 mar. 2008

RIEBSAME, W.E. et al. The Social Burden of weather and climate hazards. **Bulletin of The American Meteorological Society**, v. 67, n.11, p.1378-1388, 1986.

RIEHL, H. **Climate and weather in the Tropics**. 611p. London: Academic Press, 1979.

ROCKWOOD, A.A.; MADDIX, R.A. Mesoscale and synoptic scale interactions leading to intense convection: The case of 7 June 1982. **Weather and Forecasting**, v. 3, n.1, p. 51-68, 1988.

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.

RUTLEDGE, S. - Middle latitude and tropical mesoscale convective systems. **Review of Geophysics**. Supplement, p. 88-97, 1991.

SATIAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; SILVA DIAS, P.L. South America, Chapter 3C. In: Karoly, D.J. e Vincent, D.C. Eds. **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston, Massachusetts: American Meteorological Society, v.27, n.49, p.119-139, 1998.

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.

SILVA DIAS, M.A.F.; GRAMMELSBACHER, E.A. A Possível ocorrência de um tornado em São Paulo no dia 26 de abril de 1991: Um Estudo de Caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v .6, p. 513-522, 1991.

SILVA DIAS, M.A.F. **Índices de instabilidade para previsão de chuvas e tempestades severas**. Brasil: Universidade de São Paulo, Março 2000. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/ensino/indices.pdf>> Acesso em: 03 mar. 2008

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.

SOUZA, E.B. Principais mecanismos dinâmicos associados à variabilidade da precipitação diária sobre a Amazônia Oriental durante a estação chuvosa. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 14, Florianópolis-SC, 2006. **Anais...** Brasília: SBMET, 2006. CD-ROM.

SOUZA, D.C.; CHAGAS, G.F.B; PORTELA, B.T.T; ROCHA, E.J.P.; NECHET, D. Estudo de anomalias de precipitação em Belém-PA. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 14, Florianópolis-SC, 2006. **Anais...** Brasília: SBMET, 2006. CD-ROM.

SPIEGEL, M. R. **Estatística**: resumo da teoria, 875 problemas resolvidos, 619 problemas propostos. São Paulo: Ed. McGraw-Hill do Brasil, 1976. 580p. (Coleção Schaum)

TAVARES, J.P.N.; SOUZA, E.B.; MOTA, M.A.S. Aumento observado nas temperaturas extremas em Belém no período 1987-2006: aquecimento global ou ilha de calor? In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, 2., 2007, Brasília, DF. **Atribuições de Causas para o aquecimento global: anais**. São Paulo, 2007. SBMET: Brasília, DF: SBMET, 2007. 1 CD-ROM.

TAVARES, J.P.N.; MOTA, M.A.S. Estudo de caso de evento meteorológico extremo (Granizo) em Ananindeua-PA. In: REUNIÃO ANUAL DA SBPC, 59. 2007, Belém. **Anais...** SBPC: Brasília, 2007.

UNESCO. Concept paper on International flood initiative. Geneva World Meteorological Organization, 200. 520p.

WILLIAMS, E.; RENNÓ, N.O. An Analysis of the conditional instability of the Tropical atmosphere. **Monthly Weather Review**, v. 121, n.1, p.21-36. 1993.

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.

XU, K.M.; EMANUEL, K.A. Is the Tropical atmosphere conditionally unstable? **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 7, p.1471-1479. 1989.

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.