



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ**

**PRISCILA GASPARETTO**

**RELAÇÕES ENTRE A ALTURA MÉDIA DA CAMADA LIMITE  
PLANETÁRIA E AS CONDIÇÕES DE INSTABILIDADE  
ATMOSFÉRICA NA REGIÃO METROPOLITANA DE FORTALEZA –  
CEARÁ**

**FORTALEZA – CEARÁ**

**2011**

PRISCILA GASPARETTO

RELAÇÕES ENTRE A ALTURA MÉDIA DA CAMADA LIMITE  
PLANETÁRIA E AS CONDIÇÕES DE INSTABILIDADE ATMOSFÉRICA  
NA REGIÃO METROPOLITANA DE FORTALEZA – CEARÁ

Monografia submetida ao Curso de Física do Centro  
de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual  
do Ceará como requisito parcial para a obtenção do  
grau de Bacharel em Física.

Orientador: Prof. Dr. Emerson Mariano da Silva

FORTALEZA – CEARÁ

2011

G249r

Gasparetto, Priscila

Relações entre a altura média da camada limite planetária e as condições de instabilidade atmosférica na região metropolitana de Fortaleza - Ceará / Priscila Gasparetto. — Fortaleza, 2011.

66 p.: il.

Orientador: Prof. Dr. Emerson Mariano da Silva.

Monografia (Graduação em Física) – Universidade Estadual do Ceará, Centro de Ciências e Tecnologia.

1. Camada limite planetária. 2. Instabilidade atmosférica. 3. Precipitação pluviométrica. 4. Sistema convectivo de mesoescala. I. Universidade Estadual do Ceará, Centro de Ciências e Tecnologia.

CDD: 530

PRISCILA GASPARETTO

RELAÇÕES ENTRE A ALTURA MÉDIA DA CAMADA LIMITE  
PLANETÁRIA E AS CONDIÇÕES DE INSTABILIDADE ATMOSFÉRICA  
NA REGIÃO METROPOLITANA DE FORTALEZA – CEARÁ

Monografia submetida ao Curso de Física do Centro  
de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual  
do Ceará como requisito parcial para a obtenção do  
grau de Bacharel em Física.

Aprovada em 27/07/2011

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Emerson Mariano da Silva (Orientador)  
Universidade Estadual do Ceará – UECE

---

Prof. Dr. Alexandre Araújo Costa  
Universidade Estadual do Ceará – UECE

---

Prof. Dr. Carlos Jacinto de Oliveira  
Universidade Estadual do Ceará – UECE

*Dedico essa monografia às três  
pessoas que me deram paz interior  
para torná-la possível: Humberto,  
Beta e Thiago.*

## AGRADECIMENTOS

*Aos meus pais, Humberto e Cristina, pela educação que me deram e por sempre terem incentivado meu interesse pela ciência.*

*À minha vó Beta, pois, juntas, superamos momentos difíceis nos últimos anos, onde consegui a paz e a concentração necessárias para terminar esse estudo.*

*Ao meu orientador, Professor Emerson Mariano da Silva, pela paciência com meus desaparecimentos frequentes ao longo de toda minha iniciação científica.*

*À Mariane Mendes Coutinho e Alexandre Araújo Costa por terem inspirado e ajudado a manter, cada qual a seu modo, minha paixão pelos fenômenos atmosféricos.*

*À Breno Macedo Cavalcanti Lima, pela companhia nas madrugadas insones enquanto redigia este texto e seu auxílio indispensável na adaptação de algumas figuras.*

*À todas as amigadas que fiz na UECE durante o longo caminho que foi minha graduação. Cada uma delas teve sua importância particular e seria preciso muito espaço para agradecer propriamente.*

*À todos os participantes do EMfiN! e às instituições parceiras UECE, FUNCEME e CTA por terem permitido o uso dos dados utilizados nesse estudo.*

*E, por fim, agradeço aos meus melhores amigos que acompanharam a saga desde o início e me deram forças para superar as várias vezes em que pensei em desistir de tudo e conseguir atingir esse momento. Tê-los ao meu lado, faz com que agora tenha a certeza de que poderei chegar onde quer que deseje.*

*Nossa existência é transitória  
como as nuvens do outono.  
Observar o nascimento e a morte do ser  
é como olhar os movimentos de uma dança.  
Uma vida é como o brilho de um relâmpago no céu.*

**Sidharta Gautama**

## RESUMO

Este estudo visa investigar a relação entre a altura média da Camada Limite Planetária (CLP) e as condições de instabilidade atmosférica, comparando-as com os valores da precipitação pluviométrica diária e a presença de sistemas meteorológicos atuantes observadas durante o período do Experimento de Microfísica de Nuvens (EMfIN!), realizado de 02 a 12 de abril de 2002 na região metropolitana de Fortaleza, Ceará. Foram usados dados de sondagens atmosféricas para calcular índices de instabilidade (LI, TT e K), o CAPE e o CIN. Para o cálculo da altura média da CLP usou-se um método subjetivo com a análise da Temperatura Potencial e da Umidade Específica. Os dias escolhidos para esse estudo foram 2, 4, 5, 6, 8 e 9 de Abril. Os resultados mostram uma dependência dos valores da altura da CLP com o grau de instabilidade da atmosfera e que a presença de atividades convectivas tende a diminuir sua altura média mesmo que não se observe precipitação, mostrando, assim, a influência dos processos convectivos na determinação de sua altura.

**Palavras-Chave:** Camada limite planetária, Instabilidade atmosférica, Precipitação pluviométrica, Sistema convectivo de mesoescala.

## ABSTRACT

This work presents a specific study about the relations between the Planetary Boundary Layer's (PBL) average height and the atmospheric instability, making a comparison with the measured rainfall and the current meteorological systems during the Cloud Microphysics Experiment (Experimento de Microfísica de Nuvens - EMfiN!) from April 2<sup>nd</sup> to 12<sup>th</sup>, 2002 in the metropolitan region of Fortaleza, Ceará. This investigation is based on soundings to calculate the instability indices LI, TT and K, Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition Energy (CIN). The PBL's average height is calculated with the subjective method that uses the analysis of the Potential Temperature and Specific Humidity graphics. The days in this study are April 2, 4, 5, 6, 8 and 9<sup>th</sup>. The results suggests a connection between the PBL average height values with the atmospheric instability, since convective systems tend to lower its height even if there's no rainfall, showing the influence of the convective process in determining its average height.

**Keywords:** Planetary Boundary Layer, atmospheric instability, rainfall, Mesoscale Convective System.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Camadas da atmosfera e seus perfis de temperatura. Adaptada do “The Comet Program”. Fonte: <a href="http://www.comet.ucar.edu/">http://www.comet.ucar.edu/</a> .....	20
Figura 2	Subdivisão da Troposfera para médias latitudes. Fonte: Adaptada de Stull, 1988.....	21
Figura 3	Ciclo diário da Camada Limite Planetária. Fonte: Adaptada de Stull, 1988.....	23
Figura 4	Sistema de coordenadas do diagrama <i>Skew-T Log-P</i> . Cortesia de Jennifer Adams, COLA, adaptado. Fonte: <a href="http://www.patarnott.com/atms411/index.html">http://www.patarnott.com/atms411/index.html</a> .....	33
Figura 5	Diagrama <i>Skew-T Log-P</i> criado a partir de uma sondagem realizada em Fortaleza-CE no dia 11 de Abril de 2002, às 07:48 na hora local. Fonte: COSTA <i>et al.</i> , 2002.....	34
Figura 6	Áreas positiva (CAPE) e negativa (CIN) em destaque. Um cm <sup>2</sup> do diagrama corresponde a 0,0280 J/g. Fonte: Adaptada de <a href="http://www.estofex.org/guide/1_2_2.html">http://www.estofex.org/guide/1_2_2.html</a> .....	36
Figura 7	Perfil idealizado da temperatura potencial ( $\theta$ ). Fonte: Adaptada de Stull, 1988.....	44
Figura 8	Valores de LI para os dias 2, 4, 5, 6, 8 e 9 de Abril de 2002. No destaque, a definição de instabilidade do índice de acordo com a Tabela 1.....	46
Figura 9	Valores de TT para os dias 2, 4, 5, 6, 8 e 9 de Abril de 2002. No destaque, a definição de instabilidade do índice de acordo com a Tabela 2.....	47
Figura 10	Valores de K para os dias 2, 4, 5, 6, 8 e 9 de Abril de 2002. No destaque, a definição de instabilidade do índice de acordo com a Tabela 3.....	48
Figura 11	Valores de CAPE para os dias 2, 4, 5, 6, 8 e 9 de Abril de 2002. No destaque, a definição de instabilidade do índice de acordo com a Tabela 4.....	49

Figura 12	Valores de CIN para os dias 2, 4, 5, 6, 8 e 9 de Abril de 2002. No destaque, a definição de instabilidade do índice de acordo com a Tabela 5.....	50
Figura 13	Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 2 de Abril de 2002, hora local. (a) LI; (b) TT e K; (c) CAPE e CIN; (d) Temperatura Potencial e (e) Umidade Específica. A altura da CLP foi calculada na sondagem das 17:25 h.....	52
Figura 14	Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 4 de Abril de 2002, hora local. (a) LI; (b) TT e K; (c) CAPE e CIN; (d) Temperatura Potencial e (e) Umidade Específica. A altura da CLP foi calculada na sondagem das 15:07 h.....	53
Figura 15	Imagens do satélite GOES 8 (canal infravermelho) para o dia 4 de Abril de 2002 (no destaque a localização aproximada de Fortaleza) para as seguintes horas: (a) 09:39 UTC, (b) 12:39 UTC, (c) 16:39 UTC, (d) 18:09 UTC e (e) 21:00 UTC. Fonte: CPTEC.....	53
Figura 16	Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 5 de Abril de 2002, hora local. (a) LI; (b) TT e K; (c) CAPE e CIN; (d) Temperatura Potencial e (e) Umidade Específica. A altura da CLP foi calculada na sondagem das 15:01 h.....	54
Figura 17	Imagens do satélite GOES 8 (canal infravermelho) para o dia 5 de Abril de 2002 (no destaque a localização aproximada de Fortaleza) para as seguintes horas: (a) 12:39 UTC, (b) 14:39 UTC, (c) 16:39 UTC, (d) 18:09 UTC e (e) 20:09 UTC. Fonte: CPTEC.....	54
Figura 18	Evolução da altura média da CLP calculada a partir das sondagens realizadas próxima à Torre do radar meteorológico da Universidade Estadual do Ceará (UECE) no dia 05 de Abril de 2002 na hora local.....	55
Figura 19	Índices de Instabilidade calculados a partir das sondagens realizadas próxima à Torre do radar meteorológico da Universidade Estadual do Ceará (UECE) nos dias 02 e 05 de Abril de 2002 na hora local. (a) Índice de Levantamento (LI); (b) Índice Total-Totals e K; e (c) CAPE e CIN.....	57
Figura 20	Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 06 de Abril de 2002 na hora local. (a) Índice de Levantamento (LI); (b) Índice Total-Totals (TT) e Índice K e (c) CAPE e CIN.....	57

Figura 21	Imagens do satélite GOES 8 (canal infravermelho) para o dia 06 de Abril de 2002 (no destaque a localização aproximada de Fortaleza) para as seguintes horas: (a) 09:00 UTC, (b) 10:09 UTC, (c) 13:39 UTC, (d) 16:39UTC e (e) 18:39 UTC. Fonte: CPTEC.....	58
Figura 22	Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 8 de Abril de 2002, hora local. (a) LI; (b) TT e K; (c) CAPE e CIN; (d) Temperatura Potencial e (e) Umidade Específica. A altura da CLP foi calculada na sondagem das 15:49 h.....	58
Figura 23	Imagens do satélite GOES 8 (canal infravermelho) para o dia 8 de Abril de 2002 (no destaque a localização aproximada de Fortaleza) para as seguintes horas: (a) 11:09 UTC, (b) 13:39 UTC, (c) 16:39 UTC, (d) 18:09 UTC e (e) 21:00 UTC. Fonte: CPTEC.....	59
Figura 24	Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 9 de Abril de 2002, hora local. (a) LI; (b) TT e K; (c) CAPE e CIN; (d) Temperatura Potencial e (e) Umidade Específica. A altura da CLP foi calculada na sondagem das 16:32 h.....	60
Figura 25	Imagens do satélite GOES 8 (canal infravermelho) para o dia 09 de Abril de 2002 (no destaque a localização aproximada de Fortaleza) para as seguintes horas: (a) 12:00 UTC, (b) 14:09 UTC, (c) 16:39 UTC, (d) 18:16UTC e (e) 21:00 UTC. Fonte: CPTEC.....	60

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Valores de LI. Fonte: <a href="http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/indices.php">http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/indices.php</a> .....	38
Tabela 2	Valores de TT. Fonte: DUARTE, Larissa; WEYKAMP, Fabiana; GOMES, Roseli, 2002.....	39
Tabela 3	Valores de K. Fonte: DUARTE, Larissa; WEYKAMP, Fabiana; GOMES, Roseli, 2002.....	40
Tabela 4	CAPE. Fonte: DUARTE, Larissa; WEYKAMP, Fabiana; GOMES, Roseli, 2002.....	42
Tabela 5	CIN. Fonte: <a href="http://twister.sbs.ohio-state.edu/">http://twister.sbs.ohio-state.edu/</a> .....	43
Tabela 6	Precipitação no período, calculada entre 06 e 18h na hora local. Fonte: FUNCEME.....	62

## LISTA DE ABREVIATURAS

AL	Atmosfera Livre
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CIN	<i>Convective Inhibition Energy</i>
CLC	Camada Limite Convectiva
CLN	Camada Limite Noturna
CLP	Camada Limite Planetária
CM	Camada de Mistura
EMfIN!	Experimento de Microfísica de Nuvens
LI	<i>Lifted Index</i>
NCC	Nível de Condensação Convectiva
NCE	Nível de Condensação Espontânea
NCL	Nível de Condensação por Levantamento
NE	Nível de Equilíbrio
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
TT	<i>Total-Totals</i>
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

$z$	altitude
$\gamma$	coeficiente de razão adiabática
$R$	constante universal dos gases perfeitos
$Z$	hora de Greenwich
$m_a$	massa de ar seco
$m_v$	massa de vapor d'água
$M_v$	massa molecular da água
$M_a$	massa molecular de ar seco
$p$	pressão
$e$	pressão de saturação
$r$	razão de mistura
$T$	temperatura
$T_w$	temperatura de bulbo úmido
$T_d$	temperatura do ponto de orvalho
$\theta$	temperatura potencial
$T_v$	temperatura virtual
$q$	umidade específica
UR	umidade relativa
$V$	volume

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>17</b>
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>18</b>
<b>2.1 A atmosfera terrestre</b>	<b>18</b>
2.1.1 As camadas da atmosfera	19
2.1.2 A troposfera e a CLP	21
2.1.2.1 O ciclo da CLP	23
2.1.2.2 A formação de nuvens na CLP	24
<b>2.2 Breve discussão sobre a termodinâmica da atmosfera</b>	<b>25</b>
2.2.1 Pressão de saturação ( $e$ ) e umidade relativa (UR)	25
2.2.2 <i>Lapse rate</i> ou razão adiabática ( $\gamma$ )	26
2.2.3 Razão de mistura ( $r$ ) e umidade específica ( $q$ )	27
2.2.4 Temperatura virtual ( $T_v$ ), potencial ( $\theta$ ) e do ponto de orvalho ( $T_d$ )	28
<b>2.3 Os sistemas meteorológicos de mesoescala</b>	<b>29</b>
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>31</b>
<b>3.1 Diagrama <i>Skew-T Log-P</i></b>	<b>31</b>
3.1.1 Linhas do diagrama	32
<b>3.2 Sondagens atmosféricas e o diagrama <i>Skew-T Log-P</i></b>	<b>33</b>
3.2.1 Temperatura potencial ( $\theta$ )	34
3.2.2 Temperatura virtual ( $T_v$ )	35
3.2.3 Temperatura de bulbo úmido ( $T_w$ )	35
3.2.4 Nível de Condensação Convectiva ( $NCC$ )	35
3.2.5 Nível de Condensação por Levantamento ( $NCL$ )	35
3.2.6 Nível de Condensação Espontânea ou Convecção Livre ( $NCE$ )	36

3.2.7 Nível de Equilíbrio ( <i>NE</i> )	36
3.2.8 Áreas positivas	36
3.2.9 Áreas negativas	37
<b>3.3 Índices de instabilidade e parâmetros termodinâmicos</b>	<b>37</b>
3.3.1 Índice LI ( <i>Lifted Index</i> )	37
3.3.2 Índice Total-Totals (TT)	38
3.3.3 Índice K	40
3.3.4 CAPE ( <i>Convective Available Potential Energy</i> )	41
3.3.5 CIN ( <i>Convective Inhibition Energy</i> )	42
<b>3.4 Cálculo da altura da CLP</b>	<b>44</b>
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b>	<b>46</b>
<b>4.1 Valores obtidos para o LI</b>	<b>46</b>
<b>4.2 Valores obtidos para o TT</b>	<b>47</b>
<b>4.3 Valores obtidos para o K</b>	<b>48</b>
<b>4.4 Valores obtidos para o CAPE</b>	<b>49</b>
<b>4.5 Valores obtidos para o CIN</b>	<b>50</b>
<b>4.6 Casos particulares: Análises Diárias</b>	<b>51</b>
4.6.1 Análise do dia 2	51
4.6.2 Análise do dia 4	52
4.6.3 Análise do dia 5	53
4.6.4 Variação da altura média da CLP no dia 5	55
4.6.5 Comparação entre os dias 4 e 5	56
4.6.6 Comparação entre os dias 2 e 5	56
4.6.7 Análise do dia 6	57
4.6.8 Análise do dia 8	58
4.6.9 Análise do dia 9	59

<b>4.7 Relação entre os índices de instabilidade e a altura da CLP</b>	<b>61</b>
<b>4.8 Relação entre a altura da CLP e a precipitação pluviométrica observada</b>	<b>61</b>
<b>5. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>64</b>
<b>6. REFERÊNCIAS</b>	<b>65</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A Camada Limite Planetária (CLP) é a parte da troposfera diretamente influenciada pela superfície terrestre, correspondendo à região em que estamos imersos. Dentre os fenômenos meteorológicos que acontecem na extensão da CLP, destacam-se as correntes ascendentes que possibilitam a condensação e formação de nuvens convectivas, como as que formam a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), cuja influência é decisiva na quantidade de precipitação pluviométrica que ocorre durante o período da estação chuvosa sobre a região metropolitana de Fortaleza no Ceará.

A estação chuvosa na porção norte do Ceará, onde está inserida a região metropolitana de Fortaleza, ocorre normalmente entre os meses de fevereiro a maio (ALVES *et al.*, 2003), sendo os meses de março e abril os de maior concentração de chuvas dentro de seu período chuvoso (SOUZA *et al.*, 2000).

A investigação e a compreensão dos mecanismos termodinâmicos desses fenômenos são de grande importância para a rápida identificação das chances dessas atividades convectivas se desenvolverem num curto período de tempo e, conseqüentemente, formarem nuvens que causam tempestades com elevados índices de precipitação pluviométrica.

Nesse contexto, o objetivo deste trabalho é avaliar as condições de instabilidade atmosférica associadas à formação de nuvens e de precipitação pluviométrica e associá-las com a altura média da CLP sobre a região metropolitana de Fortaleza entre os dias 2 e 9 de Abril de 2002, período em que aconteceu o Experimento ENFiM! (COSTA *et al.*, 2002).

O estudo é baseado no cálculo dos índices LI, TT e K, que quantificam o grau de instabilidade na atmosfera, da Energia Potencial disponível para Convecção – CAPE (*Convective Available Potential Energy*) e da Inibição Convectiva – CIN (*Convective Inhibition Energy*), na determinação da altura da CLP, através das informações obtidas em radiossondagens meteorológicas e nas condições meteorológicas observadas através de imagens do satélite meteorológico GOES, disponíveis na página eletrônica do Centro de Previsão de Tempo e Clima (CPTEC).

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 A atmosfera terrestre

A camada de ar que envolve o planeta recebe o nome de atmosfera. Dentre suas várias e importantes propriedades, destaca-se a forma como esta protege o planeta das radiações nocivas dos raios solares, absorve e detém parte do calor irradiado pelo Sol evitando variações extremas de temperatura entre o dia e a noite e redistribui o vapor d'água e gases de forma constante ao redor do globo.

De acordo com Varejão (2006), sob o ponto de vista termodinâmico, a atmosfera é um sistema aberto com intercâmbio de massa entre a superfície terrestre e o espaço, possuindo uma mistura homogênea de nitrogênio ( $N_2$ ), oxigênio ( $O_2$ ), argônio (Ar), dióxido de carbono ( $CO_2$ ) e outros gases em menores proporções, chamados constituintes minoritários, juntamente com o vapor d'água, presos por força da ação gravitacional.

A atmosfera é mais densa nas proximidades da superfície terrestre e se torna mais rarefeita com a altitude. Sob o ponto de vista da Meteorologia, a parte mais importante da atmosfera situa-se, no máximo, dentro dos primeiros 20 km de altitude, onde se concentram cerca de 95% de sua massa total.

Na análise da composição do ar é conveniente suprimir o vapor d'água porque sua concentração varia bastante no espaço e também no tempo, alterando as proporções dos demais constituintes. Quando se retira a umidade do ar, obtém-se o chamado "ar seco", cuja composição média pode ser considerada praticamente constante até, pelo menos, 25 km de altitude.

O ar seco pode ser considerado como um único gás especial cuja massa molecular aparente ( $M_a$ ) equivale à média ponderada das massas moleculares de seus componentes. A soma dos produtos da fração molar pela massa molecular de cada gás fornece:

$$M_a = 28,964 \text{ g mol}^{-1} \quad (2.1)$$

Já a concentração de vapor d'água na atmosfera, segundo Miller (1971), dificilmente ultrapassa os 4% em volume, sendo bastante variável e, em geral, diminuindo com a altitude.

Varejão (2006) afirma ainda que apesar de sua baixa concentração, o vapor d'água é um constituinte atmosférico importantíssimo, por interferir na distribuição da temperatura e por ser o único constituinte da atmosfera que muda de fase em condições naturais, sendo o responsável pela origem das nuvens e por uma extensa série de fenômenos atmosféricos importantes como chuva, neve, orvalho, etc. Essas mudanças de fase são acompanhadas pela liberação ou absorção de calor latente que, associadas ao seu transporte pela circulação atmosférica, atuam na distribuição de calor sobre o globo terrestre. Por possuir essas características, o vapor d'água é considerado o mais importante “gás estufa”.

O estudo da atmosfera se torna complicado com a análise tão somente do vapor d'água e os fenômenos e flutuações espaciais e temporais que provoca. Assim, contorna-se a problemática tratando o ar como uma mistura de apenas dois componentes: o ar seco e o vapor d'água.

### 2.1.1 As camadas da atmosfera

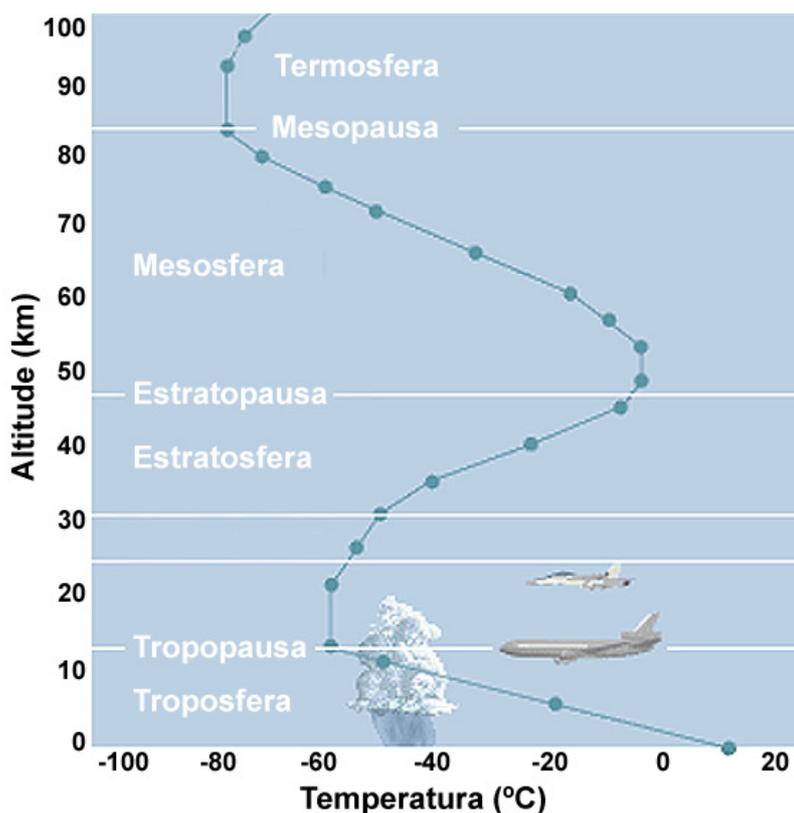
A temperatura da atmosfera terrestre varia bastante com a altitude e essa diferença em seu comportamento tem origem na forma com que cada uma de suas camadas é aquecida. Assim, usou-se a relação matemática entre temperatura e altitude como base para subdividi-la.

Essa classificação da estrutura vertical da atmosfera terrestre é composta de uma divisão em quatro camadas distintas: troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera. Os contatos entre elas são áreas de transição que recebem o sufixo "pausa", após o prefixo da camada subjacente, como mostrado na Figura 1.

A troposfera é a camada que começa rente à superfície terrestre, possuindo uma espessura média de 12 km nas latitudes médias, sendo mais profunda entre os trópicos, podendo chegar até 17 km de altura, e mais rasa nos pólos, podendo alcançar até 7 km durante o verão.

Na troposfera ocorre a maior parte dos fenômenos meteorológicos, pois contém aproximadamente 90% da massa atmosférica e quase totalmente a quantidade de vapor de água e aerossóis existentes. Ela se aquece absorvendo o calor que é irradiado da superfície, ou seja, de baixo para cima, o que provoca processos convectivos que distribuem a energia térmica em toda a sua extensão, por essa razão, englobando todas as alterações que resultam no que chamamos de clima.

A camada imediatamente seguinte é a estratosfera, localizada aproximadamente na faixa entre 17 e 50 km. É bastante rarefeita e a camada de ozônio, que protege a superfície terrestre das radiações ultravioleta solares, fica próxima ao seu topo. Por conta das interações entre a radiação solar e o ozônio, a temperatura da camada aumenta com a altitude e seu valor médio máximo fica em torno dos 30°C negativos.



**FIGURA 1** – Camadas da atmosfera e seus perfis de temperatura. Adaptada do “The Comet Program”. Fonte: <http://www.comet.ucar.edu/>

A camada imediatamente seguinte é a estratosfera, localizada aproximadamente na faixa entre 17 e 50 km. É bastante rarefeita e a camada de ozônio, que protege a superfície terrestre das radiações ultravioleta solares, fica próxima ao seu topo. Por conta das interações entre a radiação solar e o ozônio, a temperatura da camada aumenta com a altitude e seu valor médio máximo fica em torno dos 30°C negativos.

A próxima camada após a troposfera é a mesosfera, entre os 50 e 85 km que se caracteriza pelas menores temperaturas encontradas na atmosfera, diminuindo com a altitude e podendo atingir até 120°C negativos em seu limite superior.

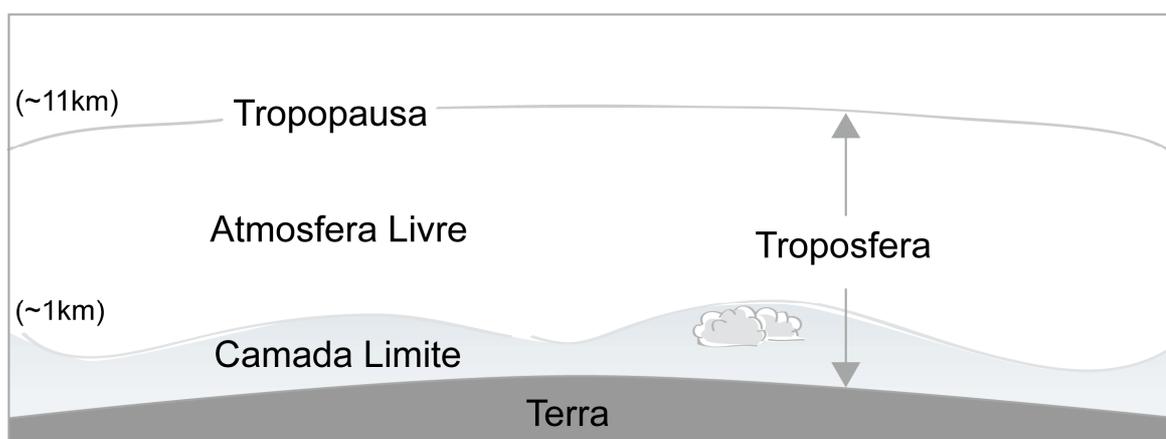
A camada mais extensa e distante da superfície é a termosfera que começa em torno dos 80 km de altitude e seu limite se funde com o espaço exterior, onde a densidade dos gases é muito baixa.

Por conta dos processos de ionização que ocorrem em seu interior, essa é a camada mais quente e subdivide-se em duas partes: a ionosfera, até cerca de 550 km, e a exosfera, com topo podendo chegar a 2000°C, onde ocorrem as auroras polares e onde são absorvidas muitas das radiações solares mais energéticas.

### 2.1.2 A troposfera e a CLP

A troposfera como um todo possui a temperatura média de 15°C na superfície e chega perto dos 60°C negativos em seu topo nas médias latitudes. A taxa média de diminuição da temperatura com a altitude, em condições neutras, é chamada *adiabatic lapse rate* ou razão adiabática, pois não há troca de calor entre a parcela de ar e o ambiente ao seu redor. Seu valor fica em torno de  $-9,8^{\circ}\text{C km}^{-1}$  para o ar seco, o que é coerente com o fato de que o aquecimento do ar é feito por condução a partir da superfície aquecida pelo Sol. Entretanto, essa distribuição pode ser afetada localmente, por exemplo, na presença de inversões térmicas ou camadas isotérmicas, medidas através de sondagens atmosféricas.

Tropopausa é o nome dado à camada intermediária entre a troposfera e a estratosfera, situada a uma altura média em torno de 17 km no equador (Figura 2). Pode-se encontrar sua posição a partir de mudanças nas medições de temperatura. Nela, o valor da temperatura pára de diminuir e depois volta a aumentar, por causa dos processos que começam a acontecer na estratosfera, causando uma inversão térmica que impede a mistura entre as duas camadas mencionadas e que se torna particularmente visível, por exemplo, no caso de nuvens *cumulusnimbus* e seu aspecto de bigorna.



**FIGURA 2** – Subdivisão da Troposfera para médias latitudes. Fonte: Adaptada de Stull, 1988.

A parte mais baixa da troposfera, onde a fricção dos ventos com a superfície tem enorme influência, é chamada de Camada Limite Planetária (CLP). Esta camada tem normalmente algumas centenas de metros de espessura, que mudam com o tempo, o espaço e entre seus ciclos, podendo atingir até 3 km de altitude dependendo do relevo e da hora do dia.

A região acima da CLP é chamada Atmosfera Livre (AL) por não receber influência direta da superfície e sim de forçantes de grande escala. Nessa camada, o ar é livre de obstáculos e se espalha livremente pelo planeta. Pode-se encontrar turbulência na AL em forma de nuvens convectivas por conta do vapor d'água que chega até essa região trazido, geralmente, através da CLP, ou na proximidade de jatos, pela produção de energia cinética turbulenta, produzindo a chamada “turbulência de céu claro”.

Formada pelos processos turbulentos associados a trocas de energia, momento e massa na superfície, os fatores que alteram a CLP incluem radiação solar, irradiação da superfície, vegetação, ventos locais, entre outros. Esses fatores e fluxos turbulentos contribuem para a dinâmica da camada e acabam por determinar sua estrutura vertical, juntamente com a influência do relevo.

Dentre estes, destacam-se as correntes ascendentes que ajudam na condensação e formam nuvens convectivas, i.e. *cumulus*, importantes na formação de sistemas de nuvens como as da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) cuja influência é decisiva na precipitação no período da estação chuvosa sobre a região de Fortaleza, que faz parte do semi-árido nordestino.

Justamente por ser influenciada pela radiação solar, uma de suas características mais importantes é a variação diária da temperatura próxima à superfície. O aquecimento e resfriamento subsequentes, que também dependem da cobertura de nuvens e das condições da superfície, ocasionam mudanças em sua estrutura dinâmica, sendo sua fonte primária de energia.

O estudo da CLP compreende a análise da Camada Limite Convectiva (CLC) e da Camada Limite Noturna (CLN), que correspondem, respectivamente, aos seus ciclos que ocorrem durante o dia e a noite. Para este trabalho, foi considerado apenas o período do dia, principalmente, pela intensa atividade convectiva que acontece durante a madrugada e manhã no litoral.

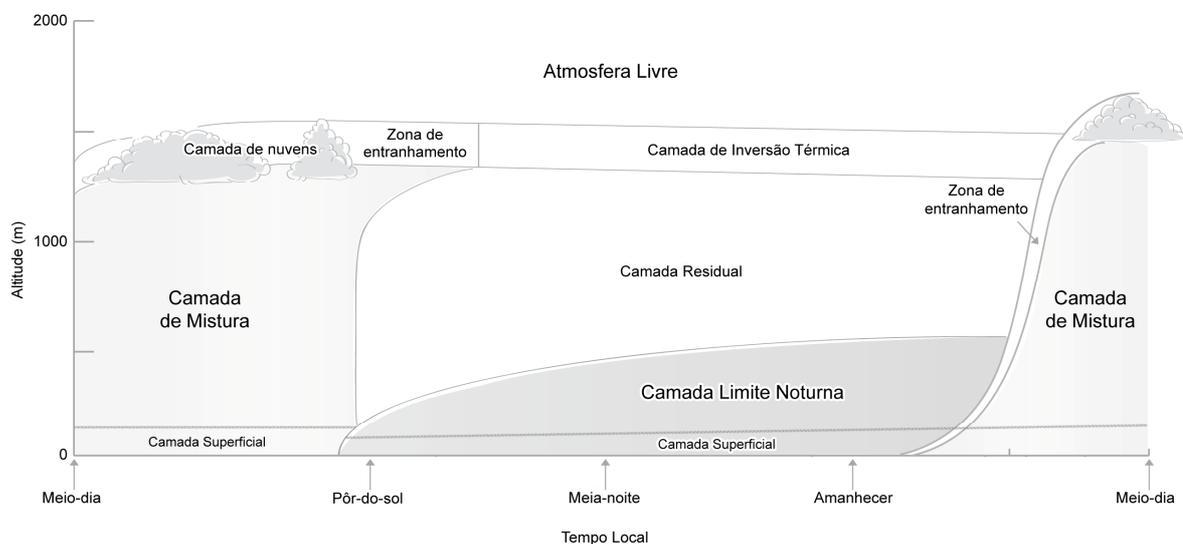
### 2.1.2.1 O ciclo da CLP

Nos oceanos tropicais, sob condições de bom tempo, a altura da CLP pode ser superior a 800m e, no continente, nas mesmas condições, a altura é dobrada para 1600m (ARYA, 1988).

Quando o Sol nasce, a superfície começa a se aquecer, o calor é transferido para o ar que está rente à superfície e assim começa a mistura turbulenta causada pelos efeitos termodinâmicos. Esse transporte turbulento depende da diferença entre a densidade das parcelas de ar presentes na região naquele dado instante, resultando em movimentos convectivos.

Ao longo do dia, a tendência é que essas estruturas convectivas se intensifiquem provocando o crescimento da CLP. Como existe essa intensa mistura, a CLP também é conhecida como Camada de Mistura (CM), durante o ciclo diurno. Essa variação diurna é uma das características principais da camada limite sobre a superfície. Como a AL sofre variações muito pequenas, a região com maior turbulência costuma ser também usada para definir a CLP.

Como a CLC é a mais influenciada pela turbulência térmica, é mais alta do que a camada noturna e, em geral, atinge seu valor máximo à tarde (SHAW, 1977), como mostrado na Figura 3. Essa camada apresenta perfis verticais aproximadamente constantes de algumas variáveis, como temperatura potencial e umidade específica, por conta da turbulência, sendo também classificada como estável, neutra ou instável de acordo com a taxa dessas variações com a altura.



**FIGURA 3** – Ciclo da Camada Limite Planetária. Fonte: Adaptada de Stull, 1988.

Stull (1988) cita que a influência do aquecimento terrestre causa essa variação em sua espessura ao longo do dia, onde quanto maior a energia disponível maior será o fluxo de energia, logo, mais alta será a camada. Com o aumento desses movimentos convectivos, ocorre uma distribuição uniforme dos diferentes contribuintes ao longo da camada, o motivo pelo qual o gradiente de certas propriedades tende a se manter constante em sua extensão.

Quando a energia começa a diminuir à tarde, junto com o decréscimo da radiação solar, a CLC também pára de crescer até que a superfície não tenha mais energia disponível. Esse padrão é um modelo idealizado para o estudo da camada limite em um estado estável. Obviamente, é modificado dependendo das forçantes que estiverem situadas na região de estudo.

#### 2.1.2.2 A formação de nuvens na CLP

O vapor d'água é levado pelas massas de ar quentes a grandes altitudes, onde é mais frio. Assim, gotículas de água se formam, em sua maior parte, em torno dos chamados núcleos de condensação, fragmentos de matéria sólida ou líquida distribuídos na atmosfera pelas correntes de ar aquecido. Microscópicos, porém com grande poder aglutinador, os núcleos de condensação agregam-se às moléculas de água em suspensão quando a temperatura cai, formando grandes massas esbranquiçadas de umidade concentrada, que chamamos de nuvens.

As nuvens mais freqüentes presentes na CLP são as *cumulus* rasas, as *stratus*, as *stratocumulus* e as *nimbostratus*. As do tipo *cumulus* são formadas por convecção, com o ar em movimento vertical tomando o aspecto de flocos de algodão, sendo muito comuns em qualquer época do ano nos trópicos.

As nuvens *cumulus* rasas, ou *cumulus* de bom tempo, aparecem muito nas regiões oceânicas dos Ventos Alísios e nas latitudes médias continentais, onde por vezes, evoluem para convecção profunda formando linhas de nuvens *cumulonimbus* que são responsáveis por altos índices de precipitação (SANTOS, 2005).

As nuvens *stratus* geralmente são cinzentas, surgindo com o ar calmo e tendo a forma de um lençol baixo e uniforme, muitas vezes anunciando chuva. O estudo da dinâmica das nuvens está intimamente conectado aos mecanismos de funcionamento da CLP.

## 2.2 Breve discussão sobre a termodinâmica da atmosfera

Na baixa atmosfera, o ar se desloca sob a influência das diferenças de temperatura, onde a massa aquecida sobe e, ao esfriar-se, desce, gerando assim um sistema oscilatório de variação de pressão atmosférica.

A pressão atmosférica alcança o seu máximo ao nível do mar e diminui conforme a altitude aumenta. Isto é devido ao fato de que a atmosfera está muito perto do equilíbrio hidrostático. Inicialmente, pode-se pensar em usar a equação hidrostática, que rege a distribuição vertical da pressão num fluido em equilíbrio, para encontrar a pressão atmosférica.

Em 1643, a partir de uma experiência bem simples, E. Torricelli mostrou que a pressão atmosférica é capaz de compensar a pressão na base de uma coluna de mercúrio (Hg), mantida em equilíbrio. Este instrumento ganhou o nome de barômetro e, após ser aperfeiçoado ao longo dos anos, ainda hoje é o meio mais preciso para se determinar a pressão atmosférica.

### 2.2.1 Pressão de saturação ( $e$ ) e umidade relativa (UR)

Existe sempre água, na fase de vapor, misturada ao ar na troposfera. É na condensação desse vapor de água que se origina a maior parte dos fenômenos climáticos, como nuvens, nevoeiro, chuva ou neve. O ar quente suporta mais vapor que o ar frio, mas há um limite para a quantidade de água que um volume de ar pode conter.

De acordo com Varejão (2006), o ar de um ambiente é dito saturado quando possui a quantidade máxima possível de vapor d'água para aquela temperatura. Nesse estado de equilíbrio dinâmico, a quantidade de líquido que evapora é a mesma que condensa. A pressão exercida por esse vapor em equilíbrio é chamada pressão de saturação. No caso da atmosfera, quando esse limite é alcançado, dizemos que o ar está saturado. A proporção de vapor d'água na atmosfera terrestre alcança o seu pico perto da superfície e diminui com o aumento da altitude.

Geralmente, o ar não está saturado, contendo apenas uma fração do vapor da água possível. Essa fração expressa em percentagem é a umidade relativa, que também se relaciona

com a temperatura do ar. Se o ar não saturado for resfriado, em algum momento ele atingirá a saturação, e assim, qualquer resfriamento maior levará à condensação da água.

### 2.2.2 *Lapse rate* ou razão adiabática ( $\gamma$ )

A razão adiabática é a variação de temperatura a que está sujeita uma parcela de ar seco, como consequência do seu movimento vertical, obedecendo a um processo adiabático reversível.

Para o ar seco, que é aproximadamente um gás ideal, a equação é:

$$p(z)T(z)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}} = cte \quad (2.2)$$

em que,  $p$  é a pressão,  $z$  é a altitude,  $T$  é a temperatura e  $\gamma$  é o coeficiente de razão adiabática, com valor de 7/5 estimado para o ar.

Combinando com a equação para a pressão, chega-se à razão adiabática para o ar seco:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{mg}{R} \frac{\gamma-1}{\gamma} = -9,8^\circ C / km \quad (2.3)$$

se o ar contém vapor de água, então seu resfriamento pode resultar em condensação e o comportamento da troposfera já não será mais o de um gás ideal. De acordo com as definições internacionais, um valor médio aproximado para essa taxa fica em torno de  $-6,5^\circ C/km$ , até cerca de 11 quilômetros.

Varejão (2006) destaca a distinção entre o gradiente vertical de temperatura e a razão adiabática. O gradiente vertical indica como a temperatura varia com a altitude em uma dada camada da atmosfera sendo calculado a partir de observações feitas em diferentes níveis instantaneamente. Já a razão adiabática, refere-se à variação de temperatura com a altitude experimentada por uma parcela de ar que se desloca verticalmente na atmosfera, durante certo tempo, sem mudança de fase do vapor d'água.

### 2.2.3 Razão de mistura ( $r$ ) e umidade específica ( $q$ )

Segundo Varejão (2006), cada constituinte do ar seco se comporta praticamente como um gás ideal. Nesse caso, se  $p_a$  designar a pressão a que está submetida certa massa ( $m_a$ ) de ar seco, ocupando um volume  $V$  à temperatura  $T$ , então sua equação de estado, será:

$$p_a V = \frac{m_a R T}{M_a} \quad (2.4)$$

que é uma forma alternativa da equação do estado do gás ideal.

Em se tratando de uma massa ( $m_v$ ) de vapor d'água, ocupando sozinha um certo volume  $V$ , a uma dada temperatura  $T$  e pressão  $p_v$ , tem-se, analogamente:

$$p_v V = \frac{m_v R T}{M_v} \quad (2.5)$$

sendo que  $M_v = 18,015 \text{ g mol}^{-1}$  é a massa molecular da água.

A razão de mistura ( $r$ ) do ar úmido é o quociente entre a massa de vapor ( $m_v$ ) e a massa de ar seco ( $m_a$ ) na qual o vapor está contido.

$$r = \frac{m_v}{m_a} \quad (2.6)$$

Utilizando-se as expressões para  $m_v$  e  $m_a$  que podem ser obtidas das equações 4 e 5, e sendo a razão entre as massas moleculares  $M_a / M_v = 0,622$ , tem-se:

$$r = 0,622 \frac{e}{(p - e)} \quad (2.7)$$

sendo  $r$  expresso em gramas de vapor por grama de ar seco quando a pressão parcial do vapor ( $e$ ) e a pressão atmosférica ( $p$ ) são dadas nas mesmas unidades (mmHg ou mb).

Se  $p \gg e$ , essa expressão pode assumir a seguinte forma aproximada, quando não se requer alta precisão:

$$r = 0,622 \frac{e}{p} \quad (2.8)$$

A umidade específica do ar é definida como o quociente entre a massa de vapor d'água ( $m_v$ ) e a massa total do ar úmido ( $m_v + m_a$ ) onde ela se encontra. Portanto:

$$q = \frac{m_v}{(m_v + m_a)} \quad (2.9)$$

Dividindo o numerador e o denominador dessa expressão por  $m_a$  e utilizando a equação 2.6, pode-se escrever:

$$q = \frac{r}{(1 + r)} \quad (2.10)$$

que fornece a umidade específica em gramas de vapor por grama de ar úmido.

Usando-se a equação 2,8, encontra-se uma relação entre  $q$  e  $e$ :

$$q = 0,622 \frac{e}{(p + e)} \quad (2.11)$$

Se  $p \gg e$ , essa expressão pode assumir a seguinte forma aproximada, quando não se requer alta precisão:

$$q = 0,622 \frac{e}{p} \quad (2.12)$$

Examinando as equações 2.8 e 2.12, pode-se concluir que:

$$r \cong q \quad (2.13)$$

#### 2.2.4 Temperatura virtual ( $T_v$ ), potencial ( $\theta$ ) e do ponto de orvalho ( $T_d$ )

Grande parte da turbulência da CLP é gerada pelas forçantes de superfície por conta dos obstáculos do relevo, como árvores, prédios ou elevações, que causam interferência no fluxo atmosférico.

O vapor d'água tem uma densidade menor que o ar seco, logo, o ar úmido é mais leve do que o ar seco quando ambos estão sob a mesma temperatura. Entretanto, como a água líquida é mais densa que ar seco, a atmosfera com nuvens é mais densa do que a atmosfera livre de nuvens.

O empuxo líquido é uma das forças que impulsionam a camada limite, por conta do ar quente que, por ser menos denso, flutua até as camadas mais altas causando os processos convectivos expostos nesse texto. A temperatura virtual é uma variável importante por ser a temperatura em que o ar seco deve estar para ter massa específica idêntica ao do ar úmido sob mesma pressão.

Segundo Varejão (2006) utiliza-se também a chamada temperatura potencial que representa a temperatura à qual estará submetida uma parcela de ar seco quando, partindo das condições iniciais da superfície, for levada ao nível de pressão de 1000mb, sob um processo adiabático reversível. Sua dedução deve-se a H. Helmholtz, em 1884 (GODSKE *et al.*, 1957).

Quando ocorre o resfriamento do ar, de modo que seu valor de pressão de saturação se mantenha constante, a partir de certa temperatura começará a ocorrer a condensação do vapor d'água nas superfícies que mantém contato com essa parcela de ar, ou seja, formação de orvalho. A essa temperatura em que o ar fica saturado, na iminência dessa condensação, damos o nome de temperatura do ponto de orvalho, onde a saturação, nesse caso, é obtida apenas por esse resfriamento, sem mudança na quantidade de vapor d'água disponível na atmosfera. Ou seja, qualquer amostra de ar que atinja essa temperatura estará saturada.

Também é utilizada a chamada depressão do ponto de orvalho, sendo esta a diferença entre a temperatura e a temperatura do ponto de orvalho na superfície. É uma variável importante, pois quanto menor seu valor, mais perto da saturação a parcela estará, o que pode indicar a ocorrência de precipitação sob a evolução de certas condições atmosféricas.

Para o cálculo dessas variáveis foi usado o diagrama *Skew-T Log-P* que será apresentado no capítulo seguinte.

### **2.3 Os sistemas meteorológicos de mesoescala**

Nesse estudo foram utilizados os termos “tempo severo” e “tempestades severas ou trovoadas” para definir situações de tempo em que ocorrem diversos eventos atmosféricos intensos, de caráter local ou sinótico, eventos estes associados com chuvas muito fortes, rajadas de vento muito intensas, descargas elétricas atmosféricas, granizo, entre outros. O tipo

mais comum para a região do estudo são as chuvas torrenciais, já que o clima na região tropical é essencialmente regulado pelo regime de precipitação.

As precipitações na zona tropical continental são de origem convectiva e, quando se trata de atividade convectiva, não se está se referindo a apenas uma nuvem, mas a aglomerados de nuvens que detêm uma quantidade maior de água. Grande parte da precipitação na região tropical é resultado desses aglomerados de nuvens, os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs).

As linhas de instabilidade tropicais possuem organização similar às linhas de latitudes médias, entretanto, ao estarem imersas num escoamento de leste, viajam para oeste tendendo a se deslocar por uma combinação de translação de células e por propagação discreta. Os SCMs não classificados como linhas de instabilidade são agrupamentos de nuvens em mesoescala, sendo a forma mais comum dos sistemas de mesoescala tropicais. Os estágios de formação e dissipação duram aproximadamente um dia.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

O método empregado nesse estudo baseia-se no cálculo de índices de instabilidade LI, TT e K, da Energia Potencial Disponível para Convecção – CAPE (*Convective Available Potential Energy*) e da Inibição Convectiva – CIN (*Convective Inhibition Energy*), calculados a partir de dados coletados em radiossondagens na atmosfera e analisados a partir das condições meteorológicas observadas através de imagens do satélite meteorológico GOES.

Os dados das sondagens atmosféricas usados no estudo foram coletados durante o período do Experimento de Microfísica de Nuvens (EMfiN!), realizado na cidade de Fortaleza-CE, no período de 2 a 12 de abril de 2002 (COSTA *et al.*, 2002). As imagens de satélite são do canal infravermelho do satélite GOES 8 (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) que permite a identificação das áreas de atividade convectiva pela fácil visualização da nebulosidade e que foram extraídas do endereço eletrônico: <http://satellite.cptec.inpe.br/>.

Um satélite geostacionário é aquele que mantém a mesma posição relativa ao Equador, quando da rotação da Terra. Podem ser exemplificados pelos satélites da série GOES. Apesar do GOES 8 ter sido desativado em 2004, suas imagens ainda estão disponíveis pela página da CPTEC mediante requisição.

Os dados de precipitação pluviométrica observados foram cedidos pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) através de sua Plataforma de Coleta de Dados (PCD), formada por 76 estações que realizam a coleta automática de dados de temperatura do ar, umidade relativa do ar, pressão atmosférica, precipitação, radiação solar, entre outros. Esses dados são transmitidos através dos satélites brasileiros da série SCD em conjunto com os satélites franceses ARGOS, além de modems telefônicos. A quantidade de água precipitada do período foi disponibilizada em intervalos de meia em meia hora e foram utilizados apenas os valores entre as 06:00 e 18:00 horas.

#### 3.1 Diagrama *Skew-T Log-P*

O diagrama *Skew-T Log-P* retrata como se encontrava a atmosfera exatamente no instante da sondagem realizada, desde a superfície até um nível de cerca de 100 milibares.

Algumas vantagens no uso desse recurso é a facilidade na visualização de cada camada da atmosfera e a mudança na magnitude de algumas de suas variáveis. Analisando-se o diagrama, visualiza-se mais facilmente a instabilidade da atmosfera, o que facilita o cálculo dos índices que medem a probabilidade de ocorrência de tempo severo. Também pode ser utilizado nos modelos de previsão de escala sinótica.

Entretanto, não há como depender apenas dessa sondagem para a previsão do tempo, pois também há várias desvantagens em seu uso. Entre elas, cita-se o fato de que em alguns locais, essa informação só está disponível duas vezes por dia, em 00Z e 12Z, onde Z implica hora local na longitude 0° em Greenwich. Esse longo intervalo entre as sondagens é uma desvantagem, pois as condições atmosféricas podem variar de forma significativa no meio tempo.

Não se pode esquecer que esse gráfico não demonstra uma noção verdadeiramente vertical da atmosfera, por conta do balão ser desviado lateralmente pelo vento e levar vários minutos para chegar até o limite da troposfera. Em outros locais, às vezes nem mesmo essas informações estão disponíveis.

### 3.1.1 Linhas do diagrama

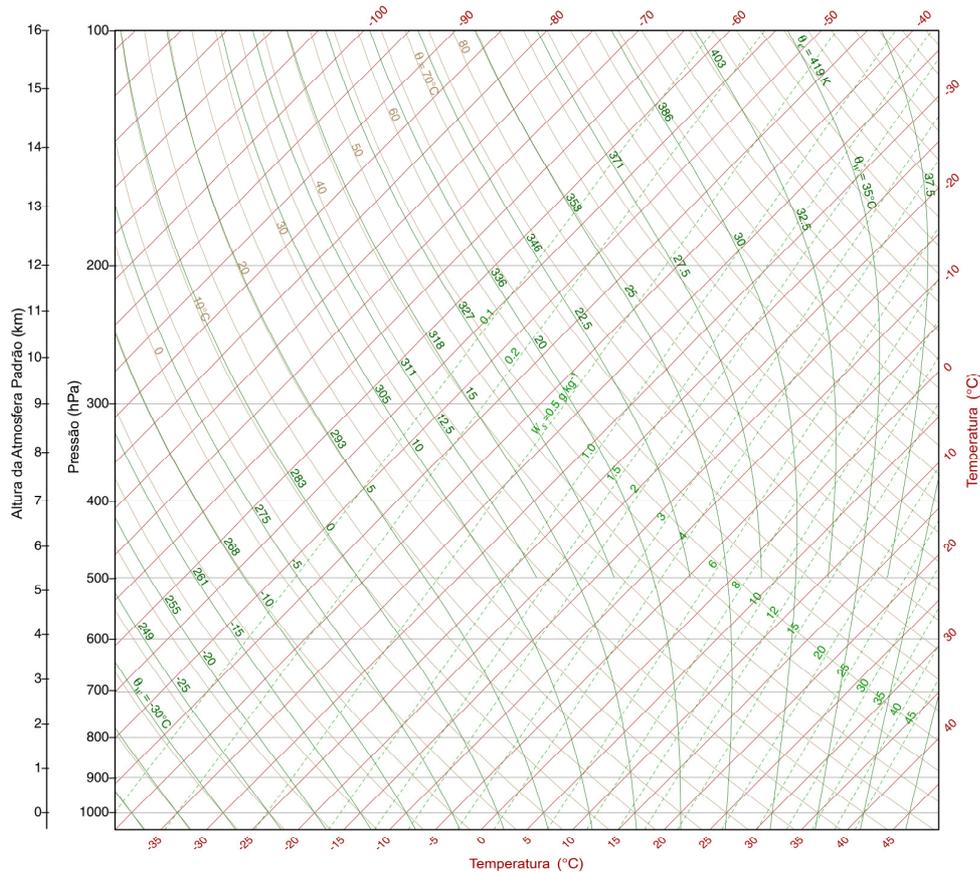
A Figura 4 mostra um diagrama *Skew-T Log-P* e uma descrição básica das linhas que o compõem, mais significativas para esse trabalho.

Isóbaras – linhas de mesma pressão. Cortam o diagrama no sentido horizontal. A pressão é exposta em milibares (mb). Pode-se notar que o espaço entre elas aumenta na vertical, por isso o diagrama recebe em sua definição o termo *Log-P*.

Isotermas – linhas de mesma temperatura. Cortam o diagrama da porção inferior esquerda à porção superior direita, por isso é usado, em sua definição, o termo “*Skew*”, que significa oblíquo. São marcadas a cada 10°C e seus valores se encontram abaixo do diagrama.

Razão adiabática seca – taxa de resfriamento de uma parcela de ar seco com valor próximo de 10°C por quilômetro. São linhas sólidas da porção direita inferior para esquerda superior. Elas se inclinam levemente para o topo do diagrama com a altitude.

Razão adiabática úmida ou saturada – taxa de resfriamento de uma parcela de ar saturada. O valor depende da umidade do ar. As linhas vão da porção inferior até a porção esquerda superior do diagrama.



**FIGURA 4** – Sistema de coordenadas do diagrama *Skew-T Log-P*. Cortesia de Jennifer Adams, COLA, adaptado. Fonte: <http://www.patarnott.com/atms411/index.html>

Razão de mistura saturada – linhas tracejadas de mesma razão que são encontradas da porção esquerda inferior à porção direita superior do diagrama.

### 3.2 Sondagens atmosféricas e o diagrama *Skew-T Log-P*

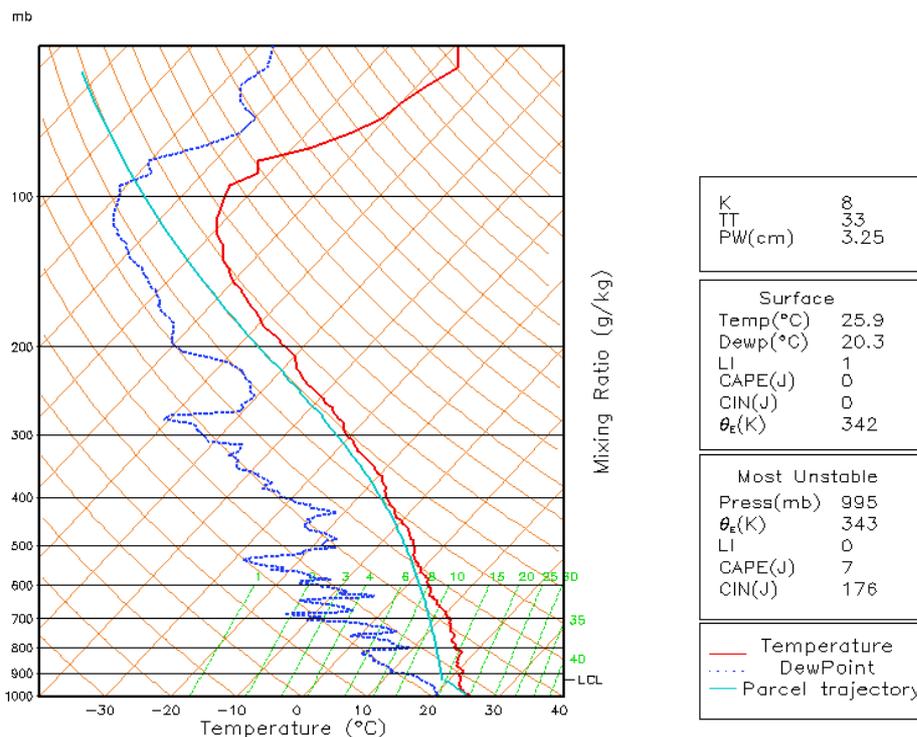
O objetivo das sondagens é estudar as propriedades físicas da atmosfera quanto aos seus aspectos dinâmico e termodinâmico, ao obter informações sobre a distribuição vertical da pressão, temperatura, umidade e direção e velocidade do vento.

Nessas sondagens, geralmente, são usados aparelhos denominados radiossondas, um pequeno transmissor de rádio dotado de sensores e lançado na atmosfera num balão de borracha inflado com, usualmente, hélio.

A medida que a sonda vai atravessando a atmosfera, um receptor apropriado na superfície analisa os sinais que ela envia e monta as planilhas de dados com o que está sendo verificado pelos sensores.

Na Figura 5, temos um exemplo de um diagrama *Skew-T Log-P* gerado a partir de uma radiossondagem. A linha vermelha sólida e irregular da direita mostra os valores de temperatura que foram mensurados durante a subida. A linha azul tracejada e irregular da esquerda mostra os valores mensurados para a temperatura do ponto de orvalho. A linha azul-claro é a trajetória da parcela.

Como já descrito anteriormente, o vento desloca o balão de modo que a sonda não sobe numa linha reta, logo, os dados obtidos não são exatamente o perfil da atmosfera naquele instante. Entretanto, Varejão (2006) afirma que caso o vento não seja muito forte, o erro cometido não deve ser significativo, já que o gradiente das variáveis normalmente diminui com a altitude. Essas sondas podem alcançar até cerca de 30 km de altitude, sendo seu limite determinado pela ruptura do balão. Existem ainda variáveis importantes que podem ser deduzidas a partir da realização de uma radiossondagem.



**FIGURA 5** – Diagrama *Skew-T Log-P* criado a partir de uma sondagem realizada em Fortaleza-CE no dia 11 de Abril de 2002, às 07:48 na hora local. Fonte: COSTA. *et al.*, 2002.

### 3.2.1 Temperatura Potencial ( $\theta$ )

É a temperatura que uma amostra de ar teria se fosse trazida adiabaticamente seca à pressão de 1000 mb. Para uma dada pressão, da curva de  $T$  segue-se pela adiabática seca até o nível de 1000 mb. O valor da isoterma neste ponto é igual à temperatura potencial da

parcela em °C. Normalmente, deve ser expressa em Kelvin, portanto soma-se 273 ao valor encontrado.

### 3.2.2 Temperatura Virtual ( $T_v$ )

Temperatura na qual o ar seco, sob mesma pressão, possui a mesma massa específica do ar úmido. Para uma dada pressão, a diferença entre as temperaturas observada e virtual é aproximadamente igual a 1/6 da razão de mistura saturada que passa através da curva da temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ).

### 3.2.3 Temperatura do bulbo úmido ( $T_w$ )

Para uma dada pressão, é a mais baixa temperatura a qual um volume de ar pode ser resfriado por evaporação de água do seu interior. Sendo que o calor requerido para isso é retirado do próprio ar. Para achar em um diagrama, tem-se uma dada pressão da curva de  $T_d$  que ascende ao longo de uma razão de mistura. Dessa curva de  $T$ , ascende-se ao longo de uma adiabática seca. O local onde elas se encontrarem é o nível de condensação por levantamento forçado. Dessa intersecção, descer por uma adiabática saturada até o nível de pressão inicial.

### 3.2.4 Nível de Condensação Convectiva ( $NCC$ )

O Nível de Condensação Convectiva ( $NCC$ ) é a altura na qual uma parcela de ar, aquecida por baixo, ascenderá adiabaticamente até se tornar saturada. A partir da  $T_d$  da superfície, seguir uma linha ascendente ao longo da razão de mistura. O nível onde esta linha encontrar a curva de temperatura é o  $NCC$ .

### 3.2.5 Nível de Condensação por Levantamento ( $NCL$ )

O Nível de Condensação por Levantamento ( $NCL$ ) é a altura da base das nuvens e na qual uma parcela de ar se torna saturada quando é levantada adiabaticamente. Encontra-se na intersecção da linha de razão de mistura saturada que passa pela  $T_d$ , com a adiabática seca que passa pela temperatura à superfície.

### 3.2.6 Nível de Condensação Espontânea ou Convecção Livre (*NCE*)

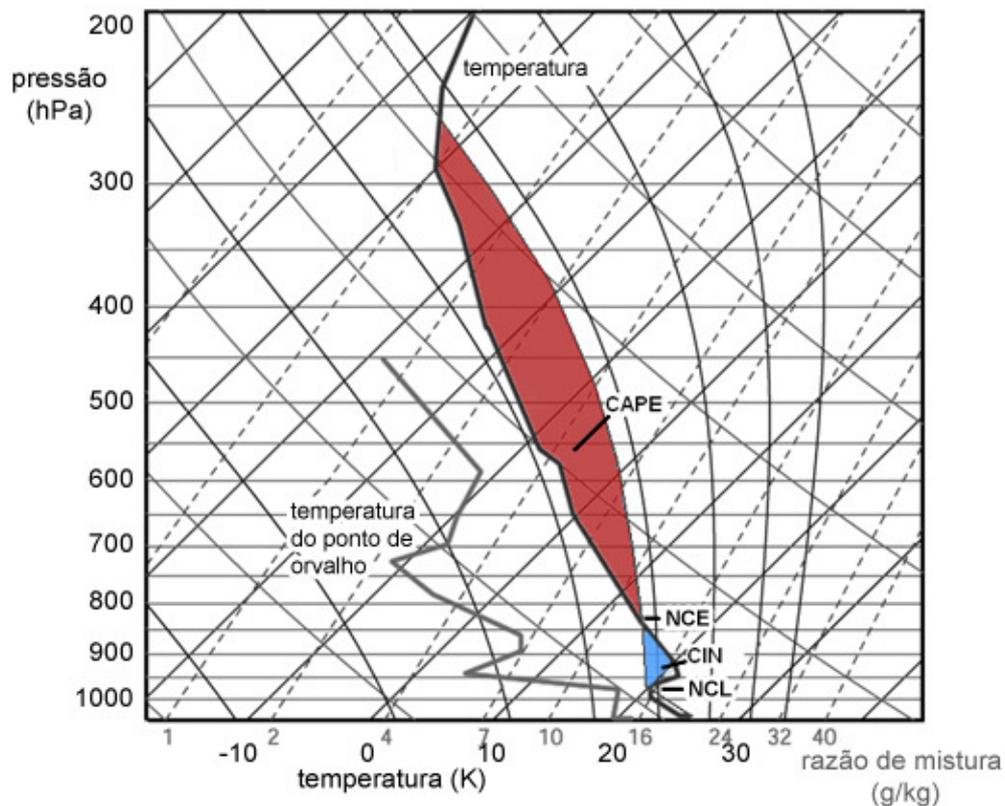
O Nível de Condensação Espontânea (*NCE*) é a altura na qual uma parcela de ar é elevada adiabaticamente (seca) até a saturação e, com isso, torna-se mais quente (menos densa) que o meio. Nível onde a saturação adiabática atrás de  $T_w$  intercepta a linha de  $T$  em um nível mais alto.

### 3.2.7 Nível de Equilíbrio (*NE*)

O Nível de Equilíbrio (*NE*) é a altura em que a temperatura da parcela em flutuação torna-se novamente igual a temperatura do meio. Determinar a área positiva de acordo com o procedimento a seguir. O *NE* encontra-se no topo da área positiva.

### 3.2.8 Áreas positivas

Para encontrar as áreas positivas no diagrama, determine o *NCE* para a parcela em questão, depois siga a adiabática saturada para cima até o *NE*.



**FIGURA 6** – Áreas positiva (CAPE) e negativa (CIN) em destaque. Um  $\text{cm}^2$  do diagrama corresponde a  $0,0280 \text{ J/g}$ . Fonte: Adaptada de [http://www.estofex.org/guide/1\\_2\\_2.html](http://www.estofex.org/guide/1_2_2.html).

Quando a parcela de ar pode se elevar livremente e sua temperatura é maior que a do meio, têm-se essa área no diagrama e a consideramos positiva, pois como a parcela vai estar mais aquecida, facilita a ocorrência de convecção profunda. Essa área entre a curva da adiabática e a região à direita da temperatura é também chamada de CAPE e seu uso será explicado mais a frente.

### 3.2.9 Áreas negativas

A área negativa, representando a energia que deve ser suprida à parcela para que possa ascender ao seu *NCE*, é a área abaixo do *NCE*, limitada pela curva da sondagem à direita, e pelas adiabáticas seca e saturada à esquerda.

Quando a parcela de ar encontra-se em uma camada estável e sua temperatura é menor que a do meio, têm-se essa área no diagrama e é considerada negativa, pois oferece resistência à convecção por ser estável. Essa área é considerada oposta ao CAPE, por ser negativa, e é também chamada de CIN. Seu uso também será explicado numa seção posterior.

Essas áreas positivas e negativas não são obrigatoriamente definidas em todas as sondagens, embora sejam importantes para sabermos a energia disponível na atmosfera para a ocorrência de convecção.

## 3.3 Índices de instabilidade e parâmetros termodinâmicos

### 3.3.1 Índice LI (*Lifted Index*)

O LI é ideal para determinar a instabilidade das parcelas na metade inferior da troposfera em regiões barotrópicas, ou seja, regiões quentes e úmidas de distribuição uniforme de temperatura que não sofrem a interferência de frentes frias, assim como a região de estudo em questão. Dessa forma, ele pode ser usado como ferramenta de diagnóstico, da mesma forma em que a temperatura da superfície é utilizada.

Esse índice foi desenvolvido por Galway (1956) devido às limitações do Índice *Showalter*, o qual não incluía estimativas do ciclo diurno da atmosfera. Considera a camada inferior de aproximadamente 100hPa de espessura, da superfície a 900m de altura, para definir a previsão de temperatura e a estimativa da razão de mistura média.

Numerosas variações, inúmeras focadas em como a parcela que ascende é definida, têm sido usadas desde o original. Uma das mais comuns é o “índice levantado modelado” que se baseia em parâmetros derivados de análises ou previsões de modelos numéricos.

Sendo  $T_L$  (°C) a temperatura da parcela que se elevou de 850hPa para 500hPa e  $T_{500}$  (°C) a temperatura da parcela em 500hPa, a equação para o cálculo do índice levantado é definida por:

$$LI = T_L - T_{500} \quad (3.1)$$

Após encontrar o *NCL*, faz-se uma linha paralela à razão adiabática úmida até atingir a altitude de 500 mb. Deve-se comparar essa temperatura da parcela a 500 mb com a atual do ambiente em 500 mb para fazer o cálculo.

Na Tabela 1 têm-se os critérios de instabilidade atmosférica, indicando que quanto mais negativo, mais instável. É prudente não esquecer que o LI denota apenas a instabilidade da camada e é negativo (com valor menor que -3) quando há umidade e calor nos níveis baixos e ar frio em 500 hPa (SILVA DIAS, 2000).

Tabela 1 – Valores de LI

Índice levantado	
LI > 3	Sem atividade significativa
0 < LI < 3	Possibilidade de chuva na existência de outra fonte de levantamento
-3 < LI < 0	Levemente Instável - Possibilidade de trovoadas
-6 < LI < -3	Moderadamente Instável - Trovoadas prováveis, pouco severas
LI < -6	Possibilidade de trovoadas severas

Fonte: <http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/indices.php>

### 3.3.2 Índice Total-Totals (TT)

Desenvolvido por Miller (1972), o índice TT é usado para avaliar a força das tempestades e dá indicações sobre a probabilidade de sua ocorrência. É um índice de instabilidade composto de dois outros: “*Vertical Total*” (VT) e “*Cross Total*” (CT), sendo VT a medida de quanto a parcela de ar flutuará em virtude do ar quente em baixos níveis e CT a medida de quanto a parcela de ar flutuará por ser menos densa por conta do ar úmido em baixos níveis. O VT relaciona-se com a diferença térmica enquanto o CT leva em conta a quantidade de umidade presente.

$$VT = T_{850} - T_{500} \quad (3.2)$$

$$CT = T_{d850} - T_{500} \quad (3.3)$$

O Índice TT é fortemente influenciado pela umidade em 850hPa e as três principais variáveis para que possamos obter altos valores desse índice são: uma temperatura ambiente alta em 850hPa, uma temperatura do ponto de orvalho alta em 850hPa e uma temperatura ambiente baixa em 500hPa.

Sendo  $T_{850}$  (°C) a temperatura ambiente em 850hPa,  $T_{500}$  (°C) a temperatura em 500hPa e  $T_{d850}$  (°C) a temperatura no ponto de orvalho em 850hPa, a equação que nos dá o valor do índice TT (MILLER, 1972) é dada pela soma de VT e CT.

$$TT = VT + CT \quad (3.4)$$

Logo, substituindo com as equações 12 e 13, temos que:

$$TT = T_{850} - T_{d850} - 2T_{500} \quad (3.5)$$

Na Tabela 2 têm-se os critérios de instabilidade atmosférica, quanto maior o valor de TT, maior a probabilidade de tempestades severas.

Tabela 2 – Valores de TT

Índice Total-Totals	Potencial de Tempestade
<43	Tempo estável
44	Isolada ou pouca instabilidade
46	Tempestades esparsas
48	Tempestades esparsas, tempestades severas isoladas
50	Tempestades esparsas, poucas tempestades severas
52	Numerosas tempestades esparsas, poucas tempestades severas esparsas
56	Tempestades numerosas

Fonte: DUARTE, Larissa; WEYKAMP, Fabiana; GOMES, Roseli, 2002.

Uma das dificuldades em seu uso é que o TT dá uma falsa sensação de segurança. Por exemplo, a variedade das condições atmosféricas existentes pode fazer com que o valor de TT medido tenha um número maior do que deveria, sem que haja umidade suficiente para que ocorra a formação de tempestades.

É aconselhável checar valores críticos para este índice conforme a região de interesse, pois é possível que haja grande influência do gradiente adiabático e não tanto do teor de umidade na camada, podendo levar a inferências errôneas. Funciona melhor em áreas planas de baixa ou moderada elevação.

### 3.3.3 Índice K

O Índice K é uma medida do potencial de tempestades desenvolvido por George (1960) baseado na taxa vertical de variação de temperatura, no conteúdo de umidade na baixa troposfera e na extensão vertical da camada úmida.

A estimativa do gradiente adiabático é dada pela diferença entre as temperaturas em 850hPa e 500hPa. O conteúdo de umidade é avaliado pelo ponto de orvalho em 850hPa. A extensão vertical é dada pela depressão na temperatura do ponto de orvalho em 700 hPa. A inclusão da depressão do ponto de orvalho melhora a estimativa no caso de convecção rasa.

Ele é considerado similar ao TT, porém levando em conta o ar úmido na camada de 700hPa. Por essa razão, podem ser usados em conjunto para avaliar chuvas fortes, pois a presença de camadas úmidas em 850hPa e 700hPa implica em um valor significativo de água precipitável.

O K é uma combinação do “*Vertical Total*”, equação 3.2, com características de umidade da baixa troposfera. Sendo  $T_{850}$  (°C) a temperatura ambiente em 850hPa,  $T_{500}$  (°C) a temperatura em 500hPa,  $T_{d850}$  (°C) a temperatura do ponto de orvalho em 850hPa e  $D_{700}$  (°C) a depressão do ponto de orvalho em 700hPa, a equação para o cálculo do índice K é dada por:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - D_{700} \quad (3.6)$$

Na Tabela 3 têm-se os critérios de instabilidade: quanto mais positivo for o K, maior será a chance de tempestades.

Tabela 3 – Valores de K

Índice K	Potencial de Tempestade
0 a 15	0%
18 a 19	20%, pouco favorável a tempestades
20 a 25	35%, tempestades isoladas
26 a 29	50%, tempestades esparsas
30 a 35	85%, numerosas tempestades
>36	100%, tempestades severas

Fonte: DUARTE, Larissa; WEYKAMP, Fabiana; GOMES, Roseli, 2002.

Um problema em sua utilização é que os valores de K variam conforme a estação do ano e localizações geográficas, sendo que para o Brasil, um valor crítico para esse índice é de aproximadamente 30. Valores altos do ponto de orvalho indicam umidade presente em baixos níveis e o aumento da chance de convecção. Uma pequena depressão do ponto de orvalho indica a possibilidade de forte convecção.

Se não há umidade significativa em 700hPa, então há uma grande possibilidade da ocorrência de entranhamento de ar seco na parcela, que a tornará menos flutuante (BLUESTEIN, H.B., 1993). Por essa razão, o K sozinho é um pobre indicador de tempestades severas, já que ar seco em 700hPa pode causar instabilidade convectiva e diminuir seu valor.

Se ambos, K e TT, tiverem altos valores, a tendência é chuva torrencial. Se K é baixo e TT é alto, então a tendência é ter tempestades severas. Assim como o TT, o índice K funciona melhor em áreas planas de baixa ou moderada elevação e não se recomenda o uso para altas elevações (SILVA DIAS, 2000).

### 3.3.4 CAPE (*Convective Available Potencial Energy*)

O CAPE é a quantidade de energia potencial que uma parcela pode obter das condições do ambiente. Em um diagrama *Skew-T Log-P* é a área positiva situada entre o nível de convecção livre e o nível de equilíbrio.

Define melhor a instabilidade da troposfera como um todo, sendo mensurado em unidades de trabalho por unidade de massa (J/kg) e representa o potencial de energia por quilograma que uma parcela contém.

Como é o reflexo da força que irá impulsionar a tempestade, é apenas energia potencial e será liberada no momento em que a parcela alcançar e ultrapassar o nível de convecção livre.

Sendo  $T_{VP}$  (°C) e  $T_{VA}$  (°C), respectivamente, a temperatura virtual de uma parcela de ar e do ambiente,  $NCC$  o valor da pressão no nível de condensação convectiva e,  $NE$ , o valor da pressão no nível de equilíbrio da parcela de ar (correspondente ao topo da nuvem), a equação para calcular o valor do parâmetro CAPE é (HOUZE, 1993):

$$CAPE = \int_{NCC}^{NE} \frac{T_{VP} - T_{VA}}{T_{VA}} dz \quad (3.7)$$

Na Tabela 4 temos os critérios para o CAPE, onde quanto maior o valor, maior será a quantidade de energia disponível para alimentar a parcela. Entretanto, um valor alto suficiente não implica que as tempestades acontecerão. Se, por exemplo, existir uma inversão atmosférica logo acima da superfície, a parcela de ar não conseguirá subir o suficiente até que as condições se alterem.

Se a linha da parcela de ar atravessa para o lado esquerdo da linha da temperatura em um diagrama *Skew-T Log-P*, a temperatura da parcela é menor que a do ar ao redor e ela tenderá a descer. Apesar desse cenário parecer estável, caso as condições mudem abruptamente isso pode levar a uma situação explosiva onde poderão ser formadas células severas em questão de minutos. Se o vento vertical for forte, mesmo em condições fracas do índice, também pode acontecer tempestade.

Tabela 4 – CAPE

CAPE	Potencial de Convecção
<300	Pequena ou nenhuma
300-1000	Fraca
1000-2500	Moderada
2500-3000	Forte

Fonte: DUARTE, Larissa; WEYKAMP, Fabiana; GOMES, Roseli, 2002.

Justamente por ser muito sensível à umidade e temperatura na superfície, freqüentemente calcula-se a CAPE de superfície, a CAPE mais instável e a CAPE da “parcela média” da camada de mistura. Não esquecer que não se leva em consideração efeitos de entranhamento de ar seco dentro da célula convectiva e nem os efeitos das espécies condensadas para efeito de cálculo deste parâmetro.

### 3.3.5 CIN (*Convective Inhibition Energy*)

O parâmetro CIN é o trabalho necessário para se elevar uma parcela de ar da superfície até o nível de convecção livre e é mensurado em J/kg.

Em um diagrama *Skew-T Log-P* é a área negativa situada na baixa troposfera. Outro termo para o CIN seria camada de inversão térmica, já que representa uma resistência que precisa ser vencida para que ocorra a ascensão das parcelas de ar. É a quantidade de energia que precisa ser gasta para iniciar o desenvolvimento de trovoadas.

Quando há essa inversão presente, o CIN também pode significar a “força” dessa camada estável. Se ela for fraca, pode ser anulada rapidamente pelo calor da manhã e a energia formar campos de *cumulus*.

Sendo  $T_{VP}$  e  $T_{VA}$ , respectivamente, a temperatura virtual de uma parcela de ar e do ambiente,  $NE$  o valor da pressão no nível de equilíbrio da parcela de ar (correspondente ao topo da nuvem) e  $SUP$  o valor da pressão no nível onde a parcela se origina (geralmente o valor da pressão na superfície). A diferença entre a equação 18 e a 17 é a de que a integração

do CIN vai da superfície até o nível de equilíbrio. Logo, o parâmetro CIN será (HOUZE, 1993):

$$CIN = g \int_{SUP}^{NE} \frac{T_{VP} - T_{VA}}{T_{VA}} dz \quad (3.8)$$

Na Tabela 5 temos os critérios utilizados para sua classificação. O parâmetro CIN indica um obstáculo à convecção por haver falta de flutuação próxima à superfície. No caso de  $CIN = 0$ , as tempestades se formam espontaneamente, porém, relativamente fracas. Para  $CIN > 20$  J/kg, em geral, existe alguma inibição que pode ser vencida por um levantamento forçado. Condições favoráveis para formação de tempestades acontecem quando o valor do CIN não é nem muito forte, nem muito fraco, com valores entre 50 J/kg até 150 J/kg.

Tabela 5 – CIN

CIN	
<15	Nuvens <i>cumulus</i>
15 a 50	Possibilidade de tempestades fortes
51 a 150	Condições favoráveis para tempestades fortes
>200	Condições desfavoráveis para tempestades fortes

Fonte: <http://twister.sbs.ohio-state.edu/>

É interessante ressaltar que o CIN só é relevante para a camada mais baixa da CLP e quando existe uma camada de inversão a ser quebrada. Caso não se tenha uma área positiva logo acima, o valor dele é inútil, pois não existirá energia para alimentar as parcelas.

Todos esses índices foram criados empiricamente e não são derivados de nenhuma lei específica da física. São utilizados por meteorologistas para que se possa vislumbrar uma rápida estimativa das condições da atmosfera. Independente dos valores precisa-se manter em mente a pergunta “que condição esse índice está medindo?”. Os índices nada mais são do que ferramentas que ajudam a identificar se a atmosfera está propícia para esses eventos.

Os índices de instabilidade são mais usados em locais onde ocorrem eventos severos como, por exemplo, tempestades de granizo. Como Fortaleza está situada em baixas latitudes, tem pouca ocorrência de tais eventos. Entretanto, acontecem outros de grande impacto sócio-econômico, como enchentes causadas por chuvas torrenciais.

A maior parte desses índices foi criada para latitudes médias e sua utilidade em regiões de baixas latitudes é facilmente questionável, já que climatologias diferentes levam a valores de referência nem sempre significativos (SILVA DIAS, 2000).

### 3.4 Cálculo da altura da CLP

Para estimar a altura da CLP foi utilizado o método subjetivo chamado “Método dos Perfis” que é baseado no fato de que, dentro da CLC, as propriedades da temperatura potencial ( $\theta$ ) e da umidade específica ( $q$ ) são misturadas de tal forma que permanecem quase constantes com a altura ( $z$ ), e, ao atingirem uma camada de inversão ou estável, o gradiente dessas propriedades apresenta, então, uma forte inclinação, deixando de ser constante (STULL, 1988). A altura da CLP corresponde à base dessa camada, no primeiro ponto onde o perfil da temperatura aumenta e o perfil da umidade específica decresce rapidamente, por pelo menos três pontos consecutivos (FISCH *et al.*, 2004). O mais baixo é considerado a altura da CLP. Quando esse critério não é estabelecido em ambos os perfis, opta-se pelo perfil da temperatura potencial (SANTOS, 2005).

Utilizando dados coletados da radiossondagem realizada em Fortaleza no período entre os dias 2 e 9 de Abril de 2002, fez-se uma análise da evolução temporal dos índices de instabilidade LI, K e TT, e dos parâmetros termodinâmicos CAPE e CIN.

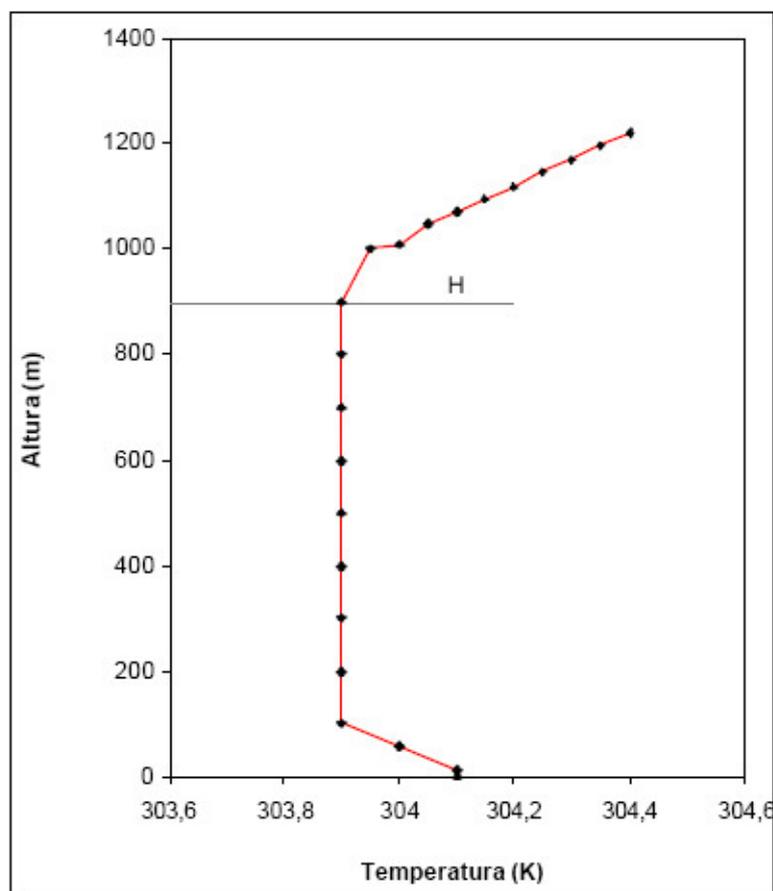


FIGURA 7 – Perfil idealizado da temperatura potencial ( $\theta$ ). Fonte: Adaptada de Stull, 1988.

Por conta de limitações do experimento, não foi possível ter um valor constante na altura e horários fixos para analisar e comparar várias sondagens ao longo do período, portanto, foi escolhida apenas uma sondagem por dia para ter sua altura analisada, todas no período da tarde, por volta do horário onde a CLP deveria ter o seu valor máximo, com exceção do dia 2 de Abril.

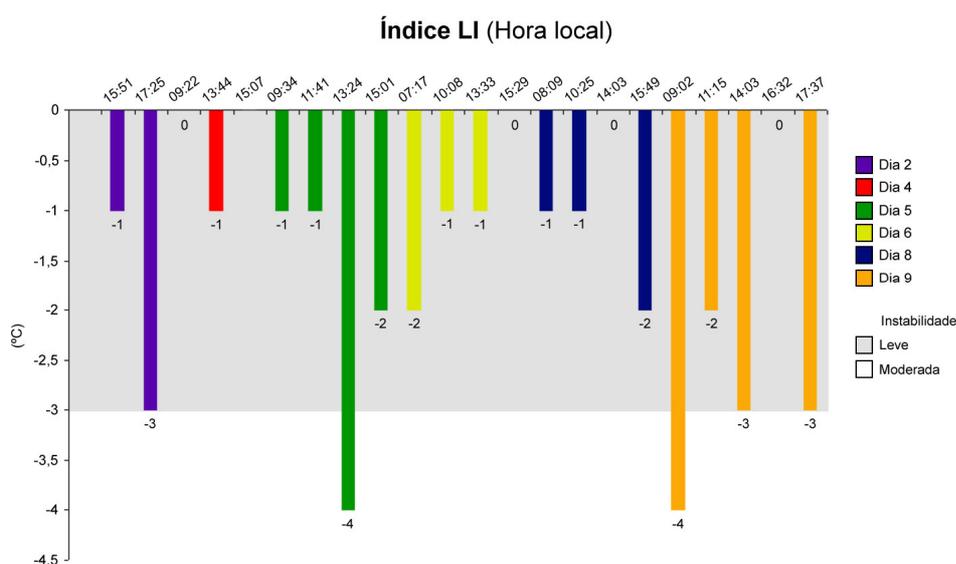
Todos esses dados foram analisados em conjunto para ajudar na identificação e comparação entre os sistemas meteorológicos, o grau de instabilidade atmosférica e a chuva observada na região.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Dentro do período do EMfiN!, foi selecionado o período entre os dias 2 e 9 de abril de 2002. Os valores de LI, CAPE e CIN do dia 4 não puderam ser confirmados em virtude de um erro na plotagem do diagrama, logo, foram descartados. Os índices TT e K foram calculados diretamente através dos dados da sonda e estarão descritos nas figuras correspondentes.

### 4.1 Valores obtidos para o LI

Em nenhum dos dias escolhidos, os valores de LI ficaram acima de 0 (zero), de forma que a atmosfera sempre esteve dentro da faixa de instabilidade leve e moderada que engloba os valores entre 0 (zero) e -6.



**FIGURA 8** – Valores de LI para os dias 2, 4, 5, 6, 8 e 9 de Abril de 2002. No destaque, a definição de instabilidade do índice de acordo com a Tabela 1.

A Figura 8 mostra o gráfico para o LI montado a partir dos dados coletados dos dias escolhidos de acordo com a classificação da Tabela 1. Nos dias 2 e 4, os valores indicaram que a atmosfera estava levemente instável, com possibilidade de trovoadas.

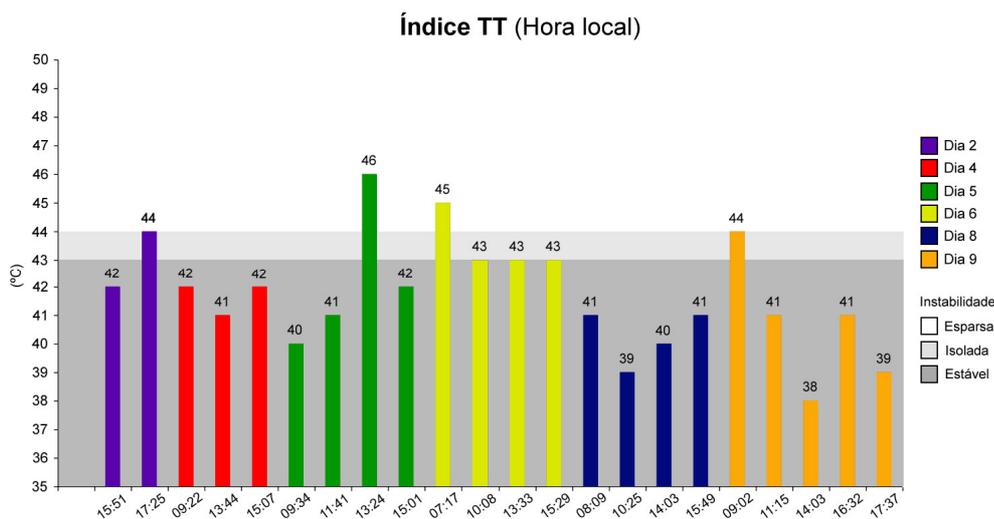
No dia 5, podemos observar que os valores de LI seguiram o aparente padrão do dia anterior, permanecendo como -1 nas sondagens do período da manhã. À tarde, foi mensurado um dos menores valores de todo o período estudado indicando instabilidade

moderada, ou seja, possibilidade de tempestade, porém, com poucas chances de severidade. No dia 6, observa-se instabilidade leve, seguindo o padrão do fim do dia anterior.

O dia 8 apresentou instabilidade atmosférica leve na última sondagem, que se intensificou durante a noite. Por conta disso, o primeiro valor encontrado no dia 9 indicou instabilidade moderada. Ao longo desse dia, o LI teve oscilações nas zonas limítrofes entre a classificação de instabilidade leve e moderada.

#### 4.2 Valores obtidos para o TT

Levando em conta o índice TT, na maior parte dos dias escolhidos os valores ficaram dentro da classificação de estabilidade, de acordo com a Tabela 2. Na Figura 9, podemos observar as medições para o índice em questão.



**FIGURA 9** – Valores de TT para os dias 2, 4, 5, 6, 8 e 9 de Abril de 2002. No destaque, a definição de instabilidade do índice de acordo com a Tabela 2.

No dia 2, os valores encontrados mostraram que a atmosfera começou a ficar instável com o decorrer da tarde. No dia 4, a atmosfera local estava estável.

No dia 5, o dia começou estável pela manhã. Mas, a sondagem das 13:24 h indicou a possibilidade de tempestades esparsas, com o maior valor registrado em todo o período. Entretanto, na última medição o valor de TT voltou a valores de estabilidade indicando uma instabilidade temporária.

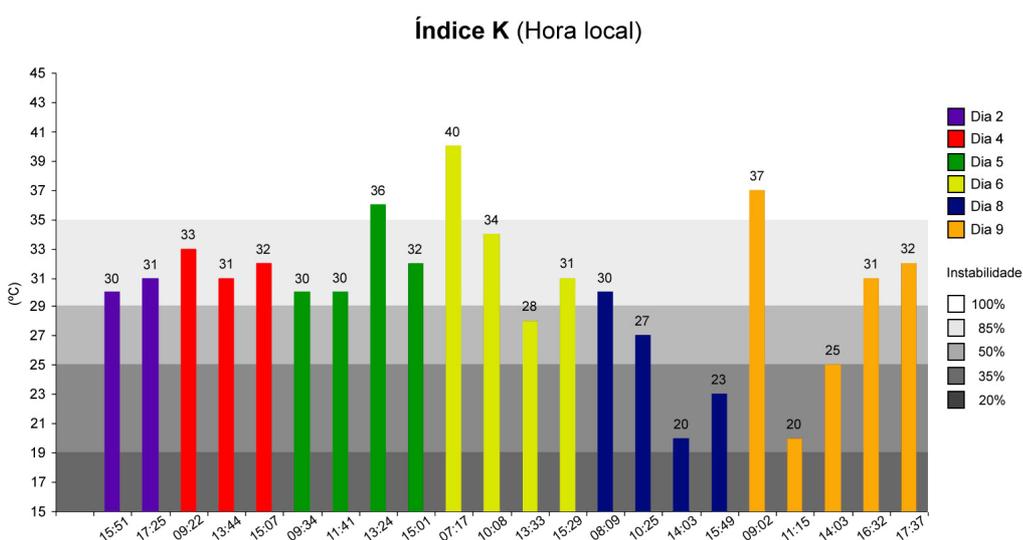
No dia 6, o índice TT no início da manhã mostrou um pouco de instabilidade revelando o valor de 45, porém, em todas as sondagens subsequentes, a atmosfera já estava

estável novamente. No dia 8, todos os valores ficaram abaixo de 43, indicando uma forte camada estável na atmosfera.

No dia 9, o índice TT indicou instabilidades isoladas na primeira sondagem feita pela manhã. Durante o resto do dia, todos os números ficaram abaixo de 43, implicando em estabilidade atmosférica, apresentando o menor valor de todo o período às 14:03 h.

### 4.3 Valores obtidos para o K

Levando em conta o índice K, o mínimo de possibilidade de trovoadas durante o período escolhido nunca foi abaixo de 35%, de acordo com a Tabela 3. Na Figura 10, podemos observar as medições para o índice em questão.



**FIGURA 10** – Valores de K para os dias 2, 4, 5, 6, 8 e 9 de Abril de 2002. No destaque, a definição de instabilidade do índice de acordo com a Tabela 3.

No dia 2, os valores indicaram um potencial para tempestades de 85%. No dia 4, permaneceram indicando um potencial para tempestades de 85% durante todo o dia. No dia 5, as duas primeiras sondagens mensuraram o correspondente ao potencial de 85%. Às 13:24 h, o valor mensurado saltou para o potencial de 100%. Na sondagem seguinte, o valor de K diminuiu para próximo das condições iniciais do dia, com potencial de 85%.

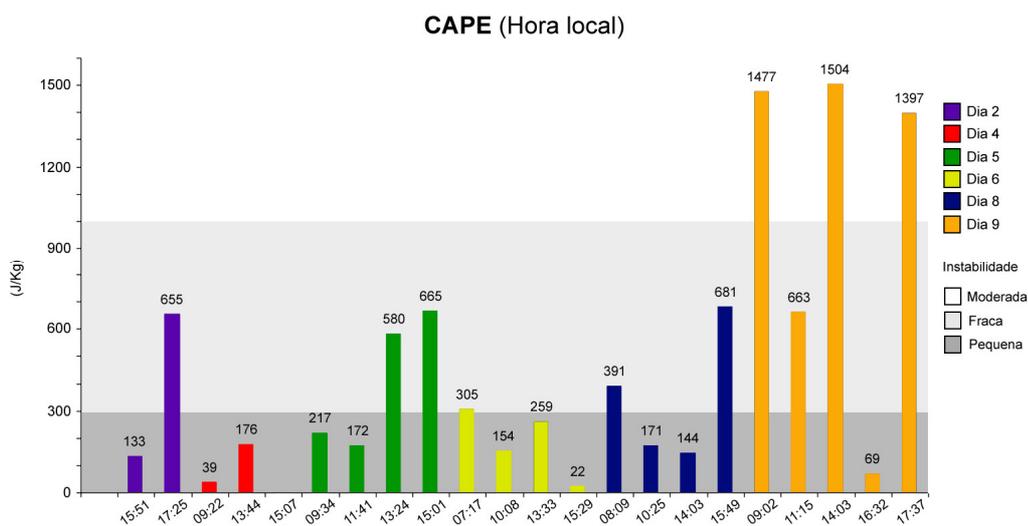
No dia 6, já na primeira medição, temos o maior valor de K encontrado em todo o período analisado e classificado com potencial de 100%. Nas seguintes o potencial foi diminuindo para 85% e depois 50%, à medida que o dia avançava. Por fim, às 15:29 h, o valor mensurado foi de 31, com o potencial em 85%.

Para o dia 8, a primeira sondagem foi classificada com o potencial de 85%. Nas medições seguintes, o valor diminuiu para 50% e, em seguida, para potencial de 35%, apresentando o menor valor do período analisado. Na última sondagem do dia o valor ainda estava na classificação de 35%, indicando que o dia 8 de Abril foi o com os menores valores de toda a análise.

No dia 9, o primeiro valor de K mensurado foi equivalente ao potencial de 100%, um contraste em relação à última sondagem do dia anterior com potencial de 35%, o que caracterizou uma variação significativa do índice num espaço de poucas horas. A sondagem seguinte calculou novamente o menor valor e, também, a maior variação entre duas medições de K feitas em um mesmo dia. No resto do dia, o valor de K voltou a subir até atingir novamente um potencial de 85%.

#### 4.4 Valores obtidos para o CAPE

De todos os dias escolhidos, apenas o dia 9 teve valores com moderado potencial de convecção, de acordo com a Tabela 4. Todos os outros ficaram dentro dos limites de convecção fraca ou quase inexistente. Na Figura 11, podemos observar as medições do CAPE no período.



**FIGURA 11** – Valores do CAPE para os dias 2, 4, 5, 6, 8 e 9 de Abril de 2002. No destaque, a definição de instabilidade do índice de acordo com a Tabela 4.

No dia 2, o valor do CAPE entre as duas sondagens aumentou consideravelmente entre as 15:51 h e 17:25 h, até atingir um fraco potencial de convecção. No dia 4, as duas sondagens foram menores que 300, indicando pequeno potencial de convecção.

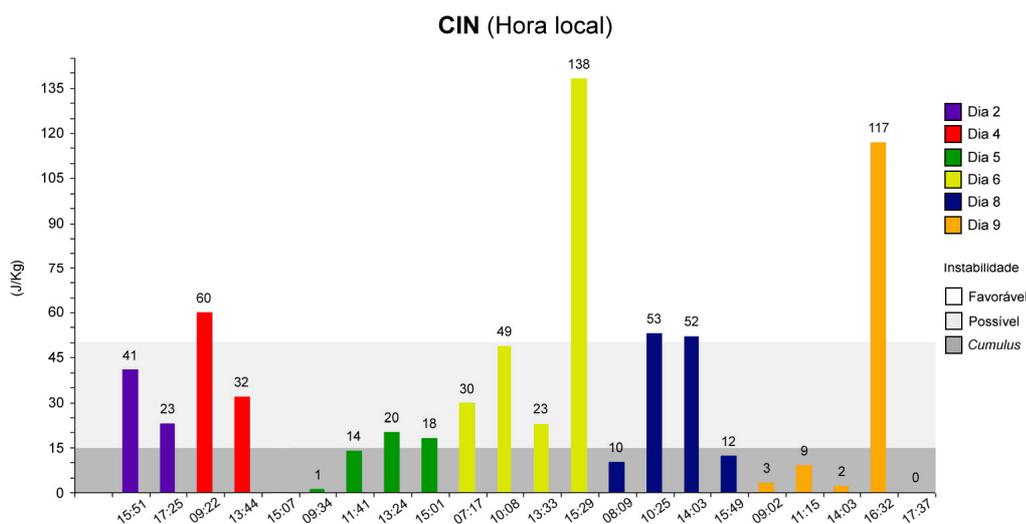
No dia 5, os valores seguiram a mesma tendência até o período da tarde, onde o potencial foi para a faixa correspondente aos de fraca convecção. Durante o dia 6, o CAPE variou entre 305 e 22 J/Kg, indicativo de pouca energia disponível para convecção com detalhe para o valor de 22 às 15:29 h, que foi o menor de todo o período do presente estudo.

No dia 8, o primeiro valor encontrado foi equivalente a um fraco potencial de convecção. Durante o resto do dia esse potencial caiu ainda mais e na última sondagem, ainda era considerado fraco.

No dia 9, a primeira sondagem já revelou um potencial de convecção moderado durante a manhã. Na segunda sondagem, voltou para um considerado fraco. A seguinte encontrou o maior do período que indica um potencial de convecção moderado e, logo após, um considerado pequeno, caracterizando a maior variação entre de duas medições consecutivas do CAPE. Na última sondagem, novamente outra variação significativa.

#### 4.5 Valores obtidos para o CIN

Durante o período, cinco sondagens tiveram valores que indicaram condições favoráveis para tempestades fortes, de acordo com a Tabela 5. Todas as outras ficaram dentro dos limites da possibilidade ou de nuvens *cumulus*. Na Figura 12, podemos observar as medições do CIN no período.



**FIGURA 12** – Valores do CIN para os dias 2, 4, 5, 6, 8 e 9 de Abril de 2002. No destaque, a definição de instabilidade do índice de acordo com a Tabela 5.

No dia 2, o CIN teve ambos os valores entre 15 e 50, indicando possíveis tempestades fortes. Durante o dia 4, o valor medido na primeira sondagem foi favorável à convecção, a medição seguinte indicou possibilidade de poucas tempestades fortes.

O dia 5 apresentou, no início do dia, a presença de nuvens *cumulus* de bom tempo. No período da tarde, foi mensurado o valor máximo do dia, indicando possibilidade de tempestades. No dia 6, variou entre 23 e 138 que indica condições favoráveis. Com detalhe para o valor de 138, o maior do período estudado.

No dia 8, a primeira sondagem indicou a presença de nuvens *cumulus* de bom tempo. A segunda e terceira sondagens tiveram condições favoráveis para o desenvolvimento de nuvens. Pouco tempo depois, na última sondagem do dia, o valor indicou a volta das nuvens de bom tempo.

O dia 9, em suas três primeiras sondagens, todas tiveram valores menores do que 15, indicando a presença de *cumulus* de bom tempo por toda manhã e parte da tarde. Porém, às 16:32 h foi encontrado o valor de 117, sugerindo condições favoráveis para o desenvolvimento de tempestades. Na sondagem seguinte, às 17:37 h, o valor foi o menor encontrado, caracterizando a volta da camada estável.

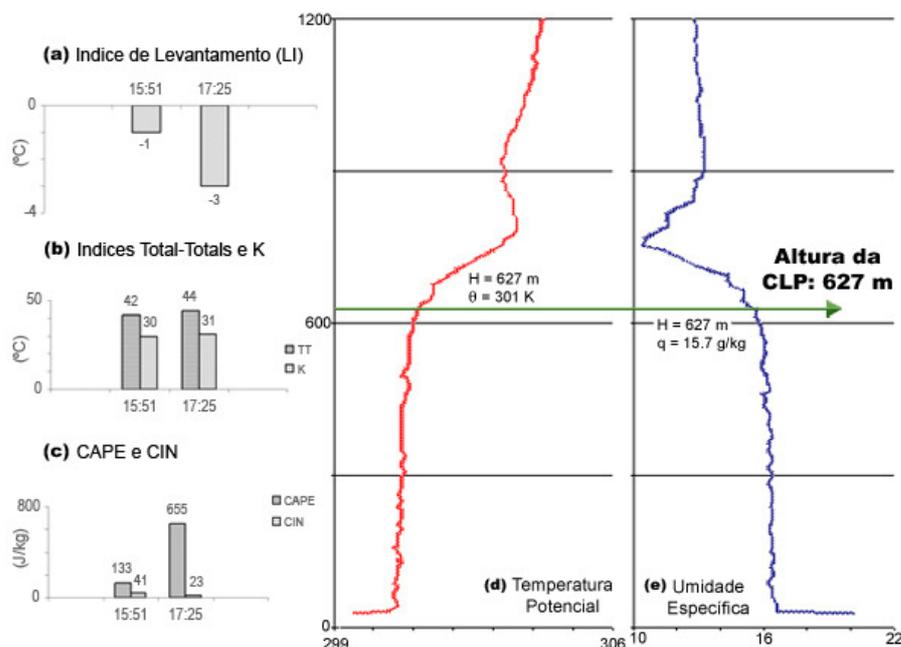
## **4.6 Casos particulares: Análises diárias**

### 4.6.1 Análise do dia 2

Na Figura 13, à esquerda, tem-se as duas sondagens feitas no dia 2, às 15:51 e 17:25 horas, respectivamente, para os índices (a) LI, (b) TT e K e parâmetros (c) CAPE e CIN na hora local.

No lado direito da Fig. 13 tem-se o método usado para o cálculo da CLP na segunda sondagem do dia, realizada às 17:25 h. A altura mensurada pela temperatura potencial foi de 627 m, com o valor absoluto de 301 K. Já no gráfico da umidade específica, a altura também foi 627 m, com o valor absoluto de 15,7 g/kg. Essa foi a única sondagem que teve valores compatíveis em ambos os gráficos, ficando estipulada a altura em 627 m.

Para a captura das imagens de satélite, foram escolhidos dias que tivessem pelo menos três sondagens com dados suficientes.



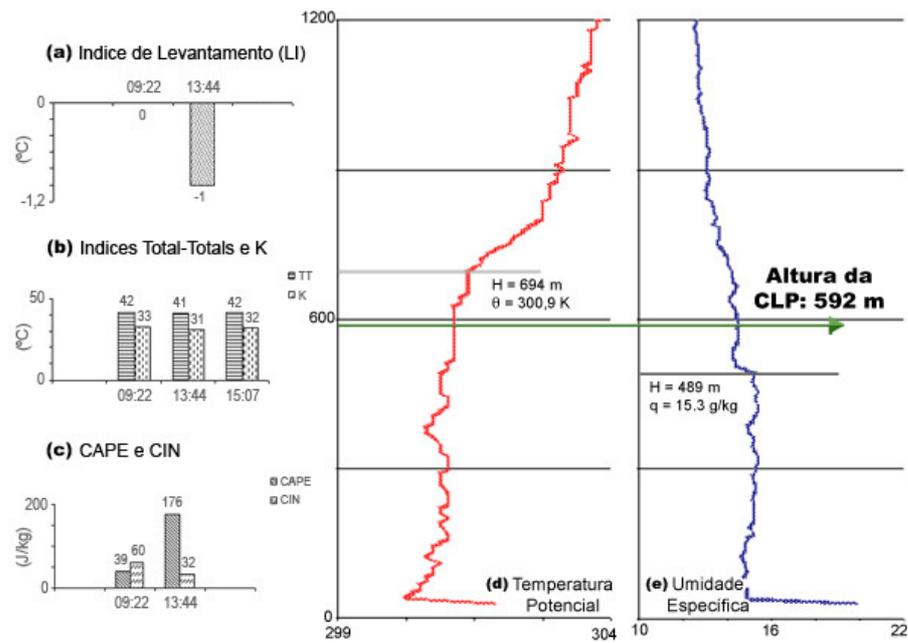
**FIGURA 13** – Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 2 de Abril de 2002, hora local. (a) LI; (b) TT e K; (c) CAPE e CIN; (d) Temperatura Potencial e (e) Umidade Específica. A altura da CLP foi calculada na sondagem das 17:25 h.

#### 4.6.2 Análise do dia 4

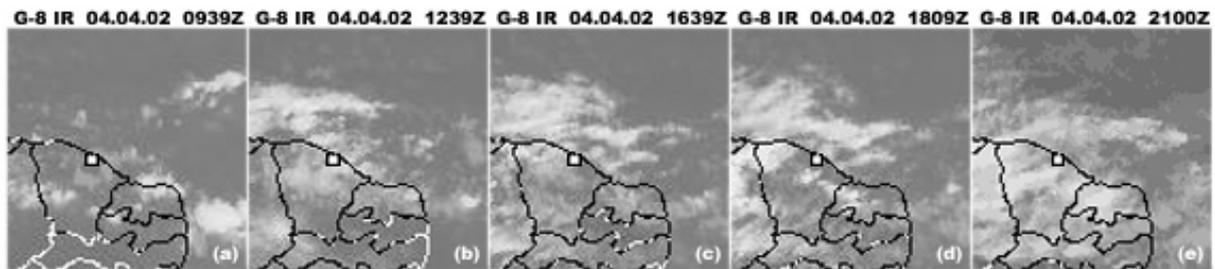
A Figura 14 mostra os gráficos criados a partir dos dados coletados no dia 4 de Abril. Nas sondagens realizadas às 09:22 e 13:44 horas, temos os índices (a) LI, (b) TT e K e parâmetros (c) CAPE e CIN. Na sondagem realizada às 15:07 horas, apenas os índices (b) TT e K.

À direita, tem-se os gráficos usados para o cálculo da CLP na terceira sondagem do dia, realizada às 15:07 h. A altura mensurada pela temperatura potencial foi de 694 m, com o valor absoluto de 300,9 K. Já no da umidade específica, a altura foi 489 m, com o valor absoluto de 15,3 g/kg. A altura média ficou com o valor aproximado de 592 m.

Considerando as imagens de satélite para o dia 4 de Abril, foi observada leve atividade convectiva com pequena possibilidade de chuvas estando de acordo com o valor de K medido durante o dia como se pode ver nas imagens da Figura 15 ao redor da região de Fortaleza. Apesar da presença de nuvens, o potencial de convecção era pequeno como indicado pelo CAPE.



**FIGURA 14** – Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 4 de Abril de 2002, hora local. (a) LI; (b) TT e K; (c) CAPE e CIN; (d) Temperatura Potencial e (e) Umidade Específica. A altura da CLP foi calculada na sondagem das 15:07 h.

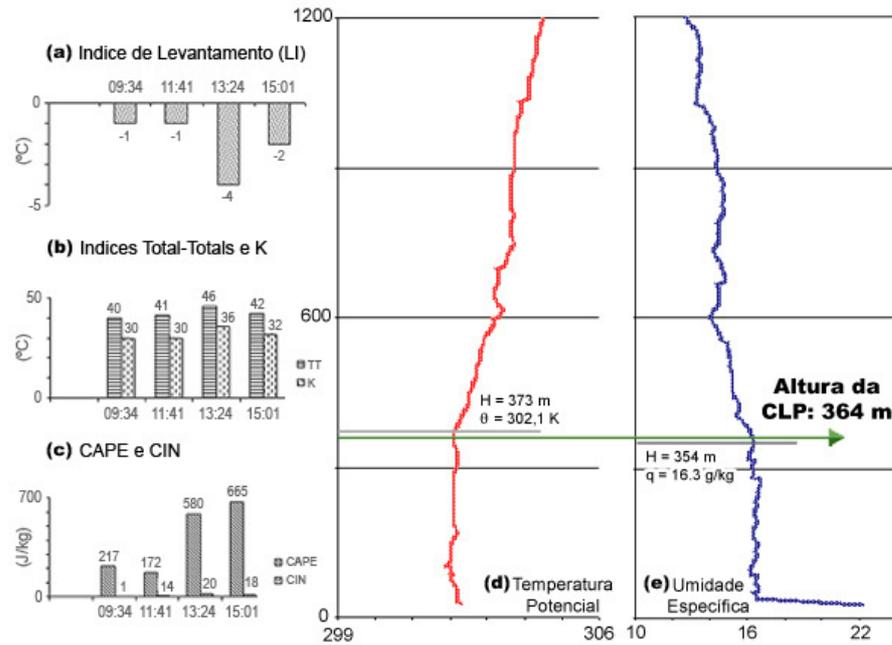


**FIGURA 15** – Imagens do satélite GOES 8 (canal infravermelho) para o dia 4 de Abril de 2002 (no destaque a localização aproximada de Fortaleza) para as seguintes horas: (a) 09:39 UTC, (b) 12:39 UTC, (c) 16:39 UTC, (d) 18:09 UTC e (e) 21:00 UTC. Fonte: CPTEC.

A relativa estabilidade mensurada no índice TT evitou a formação de convecção profunda, o que também pode ser visualizada pela presença das nuvens mais rasas no item (e) que foi obtida às 18:00 h, horário local.

#### 4.6.3 Análise do dia 5

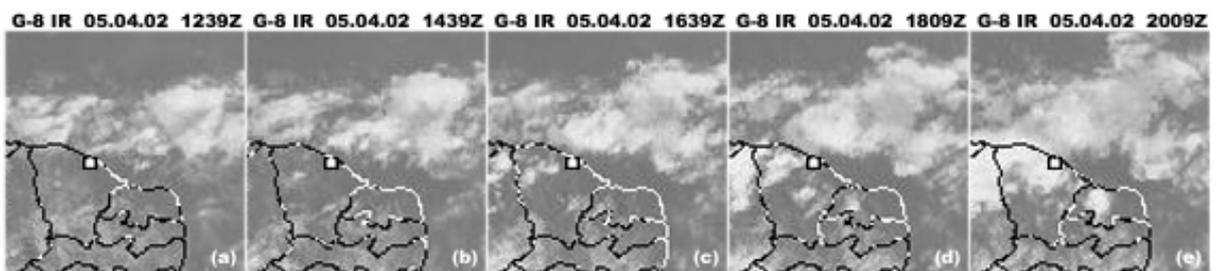
A Figura 16 mostra os gráficos criados a partir dos dados coletados das sondagens atmosféricas do dia 5 de Abril, realizadas às 09:34, 11:41, 13:24 e 15:01 horas para os índices (a) LI, (b) TT e K e parâmetros (c) CAPE e CIN.



**FIGURA 16** – Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 5 de Abril de 2002, hora local. (a) LI; (b) TT e K; (c) CAPE e CIN; (d) Temperatura Potencial e (e) Umidade Específica. A altura da CLP foi calculada na sondagem das 15:01 h.

À direita, temos a altura da CLP na quarta sondagem do dia, realizada às 15:01 h. A altura mensurada pela temperatura potencial foi de 373 m, com o valor absoluto de 302,1 K. No da umidade específica, a altura foi 354 m, com o valor absoluto de 16,3 g/kg. A altura média foi aproximadamente 364 m.

Em relação às imagens de satélite, vemos que a manhã começou com relativa estabilidade perto da Região Metropolitana de Fortaleza como indicado no item (a) da Figura 17 que equivale à sondagem das 09:34 h.



**FIGURA 17** – Imagens do satélite GOES 8 (canal infravermelho) para o dia 5 de Abril de 2002 (no destaque a localização aproximada de Fortaleza) para as seguintes horas: (a) 12:39 UTC, (b) 14:39 UTC, (c) 16:39 UTC, (d) 18:09 UTC e (e) 20:09 UTC. Fonte: CPTEC.

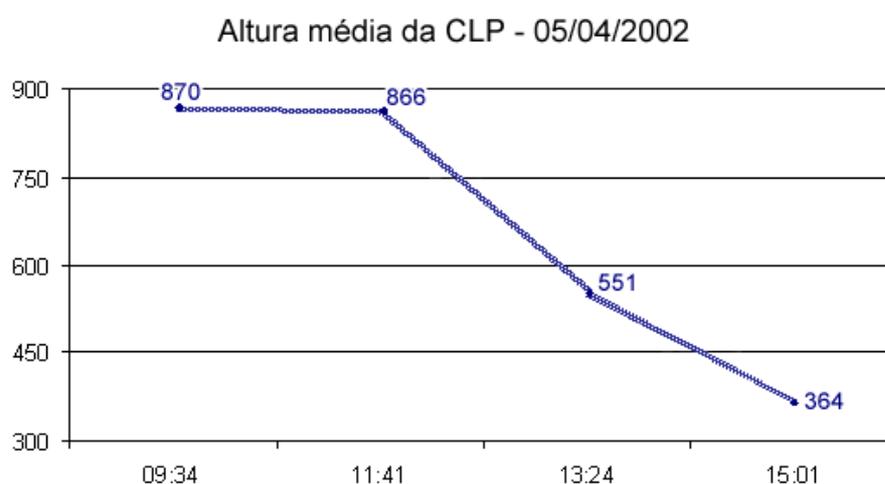
O CIN para esse horário acusou a presença de *cumulus* de bom tempo, visíveis nas duas primeiras imagens. Porém, pode-se observar a presença da formação inicial de um SCM que se desenvolveu com o passar do tempo e causou uma instabilidade no período da tarde.

Na sondagem feita às 13:24 h, equivalente ao item (c), podemos ver que as nuvens se intensificaram perto da região de Fortaleza o que condiz com os valores instáveis para LI, TT e K encontrados para o mesmo horário. O valor do CAPE também se alterou de pequeno potencial para fraco nessa mesma sondagem.

Apesar do SCM ter se formado, a última sondagem revelou que a atmosfera voltou a ficar um pouco mais estável, mesmo com o valor do CAPE aumentando, como se pode ver na penúltima foto, a presença de mais nuvens no item (d) do que existia por volta da primeira sondagem, no item (a).

#### 4.6.4 Variação da altura média da CLP no dia 5

Os resultados peculiares encontrados nas sondagens do período da tarde do dia 5, despertaram o interesse na análise da evolução da CLP durante todo o dia, já que em um dia ideal e estável, a CLP começa a se expandir com o passar das horas tendo seu pico durante o período da tarde. A Figura 18 mostra a evolução da altura média da CLP durante o dia 5.



**FIGURA 18** – Evolução da altura média da CLP calculada a partir das sondagens realizadas próxima à Torre do radar meteorológico da Universidade Estadual do Ceará (UECE) no dia 05 de Abril de 2002 na hora local.

Analisando-se os índices de instabilidade, é visível nos resultados que depois do meio-dia, formaram-se condições propícias para a ocorrência do Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) que atuou na região durante a tarde. A altura média da CLP durante a manhã manteve-se aproximadamente estável, com valores bem próximos, 870 e 866 metros, respectivamente. Porém, com a formação desse SCM, a altura média caiu atingindo 551 metros às 13:24 h alguns minutos antes do início da precipitação total do dia de 0,6 mm medida entre 13:30 h e 14:00 h, na hora local. Na sondagem seguinte, uma hora após a

precipitação, às 15:01 h, a CLP atingiu o seu menor valor com 364 metros, num horário em que teoricamente, em condições ideais, deveria estar perto do seu máximo diário.

#### 4.6.5 Comparação entre os dias 4 e 5

A partir dos resultados, observou-se a precipitação total de cada dia e em que hora ela ocorreu. Foram escolhidos os dias 4 e 5 para serem comparados por terem tido precipitações num mesmo horário, perto de sondagens analisadas.

O dia 4 teve precipitação total de 6,7 mm, sendo 6,6 mm no período entre 08:00 h e 12:30 h e 0,1 mm entre 13:30 h e 14:00 h, uma hora antes da sondagem escolhida para este estudo. O dia 5 teve uma precipitação total de 0,6 mm concentrada apenas no período entre 13:30 h e 14:00 h.

Como o dia 4 teve um volume de chuva acentuado durante a parte da manhã e apenas 0,1 mm uma hora antes da sondagem, era de se esperar que a altura média da CLP dessa sondagem, que foi de 592 m, fosse, pelo menos, próxima do valor encontrado no dia 5, onde se teve apenas a precipitação de 0,6 mm no mesmo horário. Entretanto, a altura média da CLP para o dia 5 foi menor em 228 m e teve também uma melhor aproximação do resultado entre os dois gráficos usados no método subjetivo escolhido.

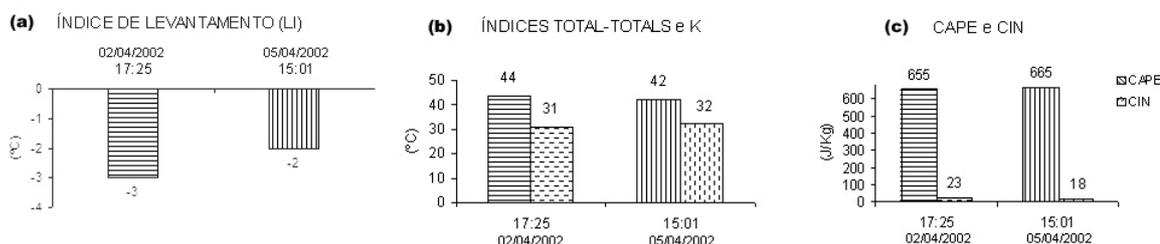
Conclui-se então que sistemas de nuvens convectivas com maiores valores de precipitação tendem a diminuir a altura média da CLP na região, mesmo que a diferença entre esses valores seja considerada pequena, 0,5 mm no caso, e aparentemente independe da influência da precipitação em horários anteriores.

#### 4.6.6 Comparação entre os dias 2 e 5

Foram escolhidos os dias 2 e 5 para comparação por terem valores semelhantes de todos os índices de instabilidade, mesmo que o horário das sondagens não fosse compatível. Todos os resultados foram semelhantes com a única exceção do índice TT que no dia 2 indicou instabilidade isolada e no dia 5 indicou estabilidade.

A partir desses resultados, observou-se a precipitação total de cada dia e em que hora ocorreu. O dia 2 não teve precipitação significativa sendo o acumulado do dia de apenas

0,1 mm medido às 7:30 horas. A altura média da CLP foi de 627 metros às 17:25 horas, medida dez horas após a precipitação.



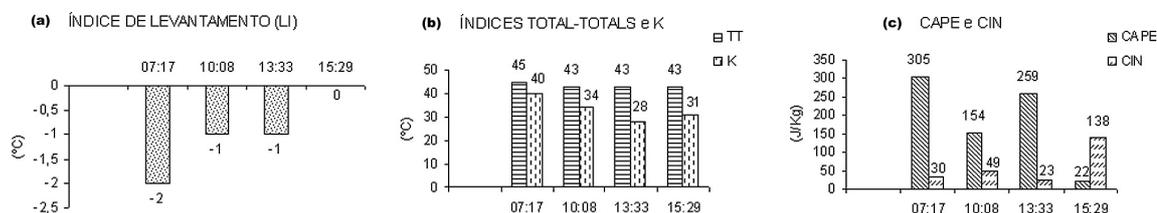
**Figura 19** – Índices de Instabilidade calculados a partir das sondagens realizadas próxima à Torre do radar meteorológico da Universidade Estadual do Ceará (UECE) nos dias 02 e 05 de Abril de 2002 na hora local. (a) Índice de Levantamento (LI); (b) Índice Total-Totals e K; e (c) CAPE e CIN.

No dia 5, os índices indicavam um baixo potencial para a ocorrência de chuvas, sendo formados apenas aglomerados de nuvens e tendo uma precipitação total de 0,60 mm entre as 13:30 e 14:00 horas. A altura média da CLP foi de 364 metros às 15:01 horas, medida uma hora depois da ocorrência da precipitação. Conclui-se que é necessária cautela na análise dos índices.

#### 4.6.7 Análise do dia 6

A Figura 20 mostra os gráficos criados a partir dos dados coletados das sondagens atmosféricas do dia 6 de Abril, realizadas às 07:17, 10:08, 13:33 e 15:29 horas para os índices (a) LI, (b) TT e K e parâmetros (c) CAPE e CIN.

A altura média aproximada da CLP não pôde ser medida, pois nenhuma sondagem durante a tarde chegou a uma altura considerável para que se fosse feito o cálculo.

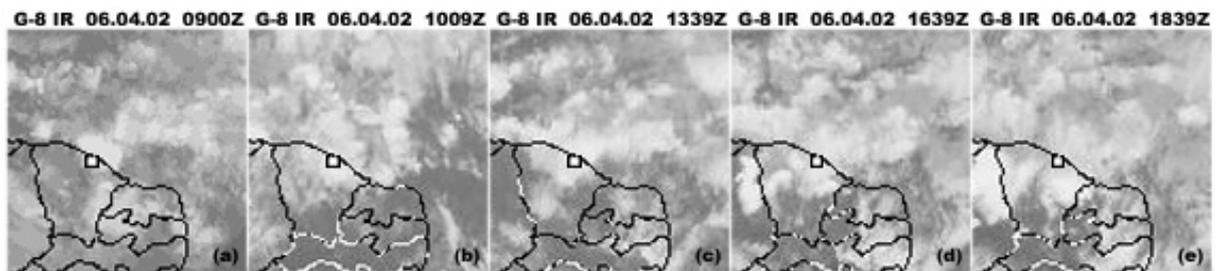


**FIGURA 20** – Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 6 de Abril de 2002 na hora local. (a) Índice de Levantamento (LI); (b) Índice Total-Totals (TT) e Índice K e (c) CAPE e CIN.

A Figura 21 ilustra as imagens de satélite obtidas para o dia 6 de Abril. Em todas elas, pode-se notar a evolução de um SCM que atuou durante quase todo o dia, com a

formação de nuvens *cumulus* rasas e profundas compatível com a instabilidade atmosférica observada através dos parâmetros acima.

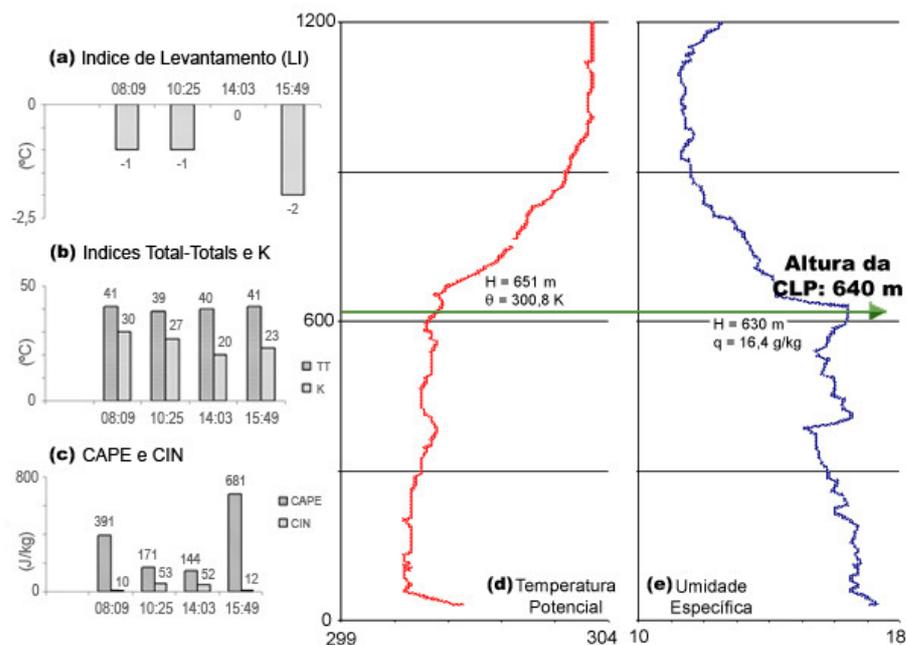
Durante o início da manhã, observa-se o SCM, porém, a estabilidade indicada por TT que aconteceu no decorrer do dia, dificultou o desenvolvimento da convecção profunda, diminuindo a força do sistema. Em meados do item (e), o sistema já tinha consumido boa parte da energia, como indicado pelo valor de CAPE para o horário.



**FIGURA 21** – Imagens do satélite GOES 8 (canal infravermelho) para o dia 6 de Abril de 2002 (no destaque a localização aproximada de Fortaleza) para as seguintes horas: (a) 09:00 UTC, (b) 10:09 UTC, (c) 13:39 UTC, (d) 16:39UTC e (e) 18:39 UTC. Fonte: CPTEC.

#### 4.6.8 Análise do dia 8

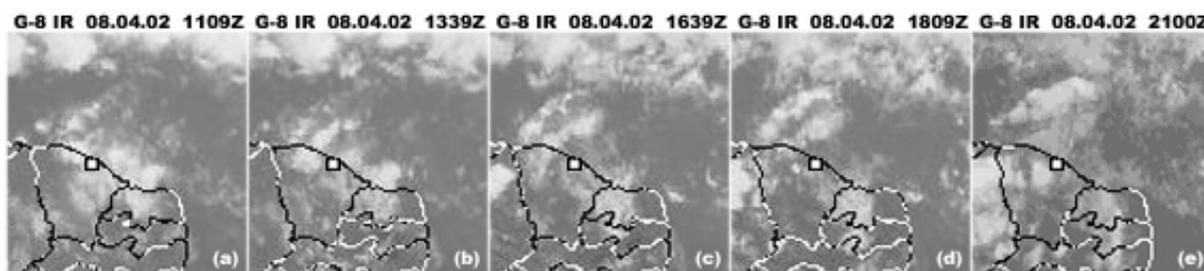
A Figura 22 mostra os gráficos criados a partir dos dados coletados das sondagens atmosféricas do dia 8 de Abril, realizadas às 08:09, 10:25, 14:03 e 15:49 horas para os índices (a) LI, (b) TT e K e parâmetros (c) CAPE e CIN.



**FIGURA 22** – Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 8 de Abril de 2002, hora local. (a) LI; (b) TT e K; (c) CAPE e CIN; (d) Temperatura Potencial e (e) Umidade Específica. A altura da CLP foi calculada na sondagem das 15:49 h.

À direita, tem-se a altura da CLP na quarta sondagem do dia, realizada às 15:49 h. A altura mensurada pela temperatura potencial foi de 651 m, com o valor absoluto de 300,8 K, no da umidade específica, a altura foi 630 m, com o valor absoluto de 16,4 g/kg. A altura média ficou com o valor aproximado de 640 m.

Na Figura 23, pode-se visualizar a presença de nuvens *cumulus* como previsto pelos valores de CIN. Essas nuvens causaram as instabilidades medidas no dia em questão, apesar de que como a atmosfera permaneceu estável (demonstrado pelo índice TT), elas não atingiram profundidade significativa.



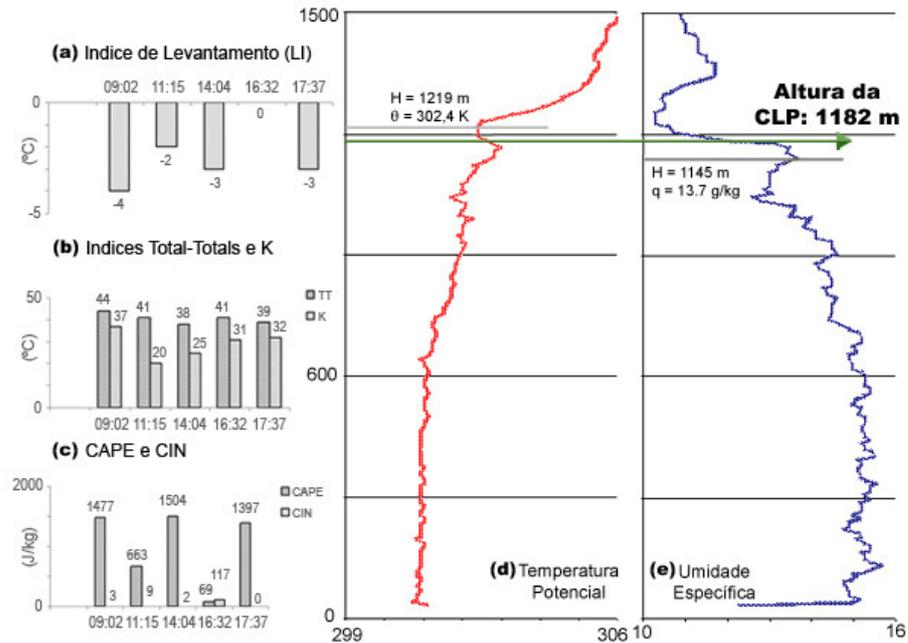
**FIGURA 23** – Imagens do satélite GOES 8 (canal infravermelho) para o dia 8 de Abril de 2002 (no destaque a localização aproximada de Fortaleza) para as seguintes horas: (a) 11:09 UTC, (b) 13:39 UTC, (c) 16:39 UTC, (d) 18:09 UTC e (e) 21:00 UTC. Fonte: CPTEC.

#### 4.6.9 Análise do dia 9

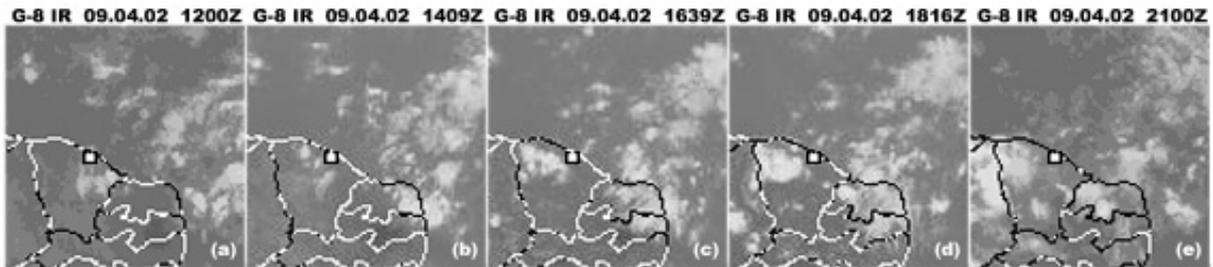
A Figura 24 mostra os gráficos criados a partir dos dados coletados das sondagens atmosféricas do dia 9 de Abril, realizadas às 09:02, 11:15, 14:03, 16:32 e 17:37 horas para os índices (a) LI, (b) TT e K e parâmetros (c) CAPE e CIN.

À direita, têm-se a altura da CLP na quarta sondagem do dia, realizada às 16:32 na hora local. A altura mensurada pela temperatura potencial foi de 1219 m, com o valor absoluto de 302,4 K. A altura mensurada pela umidade específica foi de 1145 m, com o valor absoluto de 13,7 g/kg. Totalizando uma altura média aproximada de 1182 m.

A Figura 25 representa as imagens de satélite obtidas para o dia 9 de Abril. O LI do dia todo revelou instabilidade desde os primeiros horários, até a última medição feita. Entretanto, apesar da instabilidade na camada inferior da troposfera, o índice TT indicou instabilidades isoladas apenas na primeira sondagem, e em todas as subsequentes, permaneceu mensurando valores de estabilidade, mostrando a formação de *cumulus* de bom tempo, se analisarmos juntamente com os valores do CIN obtidos no período.



**FIGURA 24** – Índices de Instabilidade calculados a partir da sondagem meteorológica realizada no dia 9 de Abril de 2002, hora local. (a) LI; (b) TT e K; (c) CAPE e CIN; (d) Temperatura Potencial e (e) Umidade Específica. A altura da CLP foi calculada na sondagem das 16:32 h.



**FIGURA 25** – Imagens do satélite GOES 8 (canal infravermelho) para o dia 9 de Abril de 2002 (no destaque a localização aproximada de Fortaleza) para as seguintes horas: (a) 12:00 UTC, (b) 14:09 UTC, (c) 16:39 UTC, (d) 18:16UTC e (e) 21:00 UTC. Fonte: CPTEC.

O índice K começou com o contraste em relação ao dia anterior com o potencial de 100%, mas diminuiu rapidamente, o que sugere que a camada úmida em 700hPa estava se dissipando rapidamente, visto que não estava havendo formação de nuvens de convecção profunda. Nas fotos seguintes, o valor começou a crescer novamente, e pode-se ver, no item (d), que um aglomerado de nuvens mais profundas (*cumululus congestos*) formou-se na parte noroeste do estado.

O CIN desse horário foi considerado favorável para a ocorrência de tempestades, favorecendo a convecção da umidade já existente em baixos níveis. O CAPE alternou-se constantemente entre valores moderados, fracos e pequenos, o que implicou um dia bastante incomum durante a análise em questão. Apesar de ter atingido os maiores valores de todas as sondagens, e ter sido tão, ou mais, instável do que o dia 6 de abril, o dia 9 não teve a

cobertura de nuvens esperada para tais valores, com apenas a formação de *cumulus* de bom tempo.

#### **4.7 Relação entre os índices de instabilidade e a altura da CLP**

Foi encontrada uma possível relação entre a altura da CLP e o LI. Em todos os dias com medidas negativas, obteve-se valores abaixo de 900 metros para a altura média, com exceção do dia 9 onde a sondagem das 16:32 h mensurou 0 (zero) e a altura média da CLP ficou em torno de 1182 m.

No dia 2, o valor médio da CLP foi de 627 m, 13 m menor do que o foi obtido para o dia 08. O índice TT do dia 2 demonstrou indícios de instabilidades isoladas, ao contrário do dia 8 que estava plenamente estável, sugerindo que uma atmosfera que permanece instável, obtém valores menores na altura média da CLP. Essa foi a única relação encontrada provavelmente pelo fato do índice TT ter influência das condições atmosféricas em 500 mb (aprox. 5800m), região dentro da Atmosfera Livre (AL), sendo necessário uma pesquisa mais aprofundada para confirmar essa relação.

O índice K tem seus valores levando em conta a presença de ar úmido dentro da CLP, mas, não foi encontrada uma relação entre ele e a variação na altura. Uma análise, em vários momentos do dia, talvez seja mais eficaz para tentar encontrar relações entre a presença de umidade nessa região e a altura da CLP.

Apesar do CAPE medir a energia disponível para que a dimensão da CLP aumente e o CIN indicar a resistência à atividade convectiva próxima à superfície, os processos termodinâmicos da atmosfera presentes não permitiram encontrar uma relação com a análise de apenas uma sondagem por dia. Em ambos os casos, uma análise com um maior número de sondagens ou em horários fixos pode ser mais adequada na procura de uma relação.

#### **4.8 Relação entre a altura da CLP e a precipitação pluviométrica observada**

Os resultados para o dia 2 indicaram instabilidade, já perto do fim de tarde, porém, sem que houvesse a ocorrência de precipitação significativa. O acumulado do dia foi de apenas 0,1 mm medido às 07:30 na hora local. A falta de sondagens pela manhã dificultaram a procura de relações.

Tabela 6 – Precipitação pluviométrica no período, calculada entre 06 e 18 horas. Fonte: FUNCEME.

<b>Dia</b>	<b>Período de Coleta</b>	<b>Valor (mm)</b>	<b>Total (mm)</b>	<b>CLP (m)</b>	<b>Sondagem (h)</b>
02/04/2002	07:30	0,1	<b>0,1</b>	<b>627</b>	<b>17:25</b>
04/04/2002	08:00	0,4			
	08:30	1,2			
	09:00	0,1			
	10:00	0,1			
	10:30	1,2			
	11:00	2,1			
	12:00	1,5			
	14:00	0,1	<b>6,7</b>	<b>592</b>	<b>15:07</b>
05/04/2002	14:00	0,6	<b>0,6</b>	<b>364</b>	<b>15:01</b>
06/04/2002	06:00	0,7			
	06:30	0,5			
	07:30	0,6			
	08:00	2,8			
	08:30	15,7			
	09:00	6,2			
	09:30	0,5			
	10:00	0,7			
	10:30	0,2			
	12:00	0,1			
	12:30	0,6			
	13:00	0,2			
	13:30	0,1	<b>28,9</b>		
	08/04/2002	06:00	0,1		
06:30		0,4			
07:00		4,3			
07:30		0,4			
15:30		0,3	<b>5,5</b>	<b>640</b>	<b>15:49</b>
09/04/2002	06:00	2,3			
	06:30	0,1			
	07:30	0,1			
	10:00	0,1	<b>2,6</b>	<b>1182</b>	<b>16:32</b>

Para o dia 4, tanto os valores de LI quanto os de K indicaram leve instabilidade e chances de 85% de possibilidade de ocorrência de chuvas e formação de aglomerados de nuvens de mesoescala. Apesar do CAPE permanecer na classificação de pequena atividade convectiva, o CIN era favorável no início da manhã.

Na sondagem seguinte, o valor do CIN indicou o início da formação de uma camada estável, mas aparentemente um aumento do CAPE compensou, pois ainda ocorreu precipitação pluviométrica durante a tarde de 1,6 mm. O valor de 0,1 mm, às 14:00 horas foi o último antes da sondagem escolhida para o cálculo da altura média da CLP.

Analisando-se apenas o período da tarde dos dias 5 e 8, obteve-se uma precipitação total observada de 0,60 mm (às 14:00 horas) e 0,3 mm (às 15:30), respectivamente. Apesar do dia 8 ter tido uma precipitação total maior, os índices LI, TT e K do dia 5 acusaram instabilidade significativa cerca de meia hora antes da precipitação, o que

está de acordo com o observado, com a altura média da CLP do dia 5 menor após a precipitação.

No dia 6, os valores encontrados sugeriram ocorrência de tempestades e chuvas torrenciais na região principalmente até as 10:00 horas, horário em que a sondagem mediu TT estável. Esse resultado concorda com o valor de precipitação pluviométrica observado onde 93% do total do dia foi apenas durante esse período, causado por um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) que adentrou o continente vindo do Oceano.

No dia 9, apesar de alguns índices indicarem situação favorável à ocorrência de tempestades, com moderada energia potencial disponível para convecção, o CIN apresentou baixos valores durante a maior parte do dia. Assim, a formação de *cumulus* de bom tempo encontrada nas imagens de satélite concorda com o CIN calculado, indicando a ausência de uma forçante de meso ou grande escala que facilitasse o processo de convecção profunda.

Essa ausência, sem precipitação pluviométrica significativa durante a manhã, auxiliou a ocorrência do maior valor da altura média da CLP nesse estudo que foi de aproximadamente 1.182 metros.

Menciona-se que apesar das condições de alto grau de instabilidade encontradas no dia 9, as chuvas associadas a essa condição não aconteceram no mesmo dia, e sim, na madrugada e durante todo o dia 10 de Abril, chegando a um total de 95,6 mm, que correspondeu a 22% do total das chuvas observado no mês.

## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados mostram que no período estudado foram encontrados valores médios para a altura da CLP que variam entre aproximadamente 364 a 1.182 metros. No caso particular do dia 2, que os índices indicaram instabilidade, e do dia 9, que indicaram estabilidade sem a ocorrência de precipitação pluviométrica significativa (valores abaixo de 2,5 mm), a altura média da CLP estimada foi de aproximadamente 627 e 1.182 metros, respectivamente.

Para os casos dos dias 4, 5 e 8, em que se observou precipitação pluviométrica associada a aglomerados de nuvens e a Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), obteve-se a altura média da CLP de 592, 364 e de 640 metros, respectivamente.

Nos dias 6 e 9 têm-se duas situações com evidentes diferenças entre as camadas de nuvens observadas. No dia 6, mesmo com instabilidade considerada leve, a formação de nuvens foi de considerável força. O dia 9, com valores díspares entre si, revelou que mesmo um moderado potencial de convecção e instabilidade na baixa troposfera não oferece condições suficientes para a formação de nuvens de profundidade significativa por dependerem da atuação de outros fatores. Sugere-se que é interessante analisar o conjunto de índices em questão, mesmo em regiões tropicais, como base para a elaboração de índices mais adequados.

Os sistemas de nuvens convectivas, tanto associadas a condições de instabilidade atmosférica e SCMs, quanto com maiores valores de precipitação, tendem a diminuir a altura média da CLP na região, mesmo que a diferença entre esses valores seja considerada pequena e aparentemente independe da precipitação em horários anteriores, mostrando assim a influência dos processos convectivos na determinação da sua altura.

Apesar dos índices analisados nesse estudo terem sido criados para serem úteis nas regiões temperadas e próximas aos trópicos, os valores encontrados analisados em conjunto, encontram-se satisfatórios para a investigação e análise do índice pluviométrico na cidade de Fortaleza.

Há uma falta de índices adaptados (ou novos) especificamente para a região equatorial. Os cinco índices utilizados nesse estudo poderiam suprir temporariamente essa falta de ferramentas ajustadas para uma avaliação atmosférica mais aprofundada das regiões próximas ao equador.

## 6. REFERÊNCIAS

ALCÂNTARA, F.; Camargo, A.B. Manual de Análise do Diagrama *Skew-T/Log-P*. Brasília, Ministério da Aeronáutica, MMA-DR-105-07, Jul. 1969, 112p.

*American Meteorology Society. Glossary of Meteorology.*

Disponível em: <<http://amsglossary.allenpress.com/glossary/search?id=stability-index1>>.

Acesso em: jul. 2010.

BITENCOURT, D. P. Notas de aulas: mini-curso de previsão e monitoramento de tempo, 65 p. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília, DF. Anais... Brasília, DF, 1998.

BLUESTEIN, H. B. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Oxford University Press*, 1993. Vol. II, p. 594.

COSTA *et al.* Experimento de Microfísica de Nuvens. XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Foz do Iguaçu. 2002.

DANIEL, H. *The Atlantic Tropical Experiment - GATE. Geneva – Switzerland: World Meteorological Organization*, 1974 (WMO No. 390).

DUARTE, L. A.; WEYKAMP, F. V; GOMES, R. G. Estudo da instabilidade atmosférica em um sistema convectivo de mesoescala. Universidade Federal de Pelotas, 2002.

*European Storm Forecast Experiment.* Disponível em: <<http://www.estofex.org/>>. Acesso em: jun. 2011.

FERREIRA, A. G. Meteorologia Prática. São Paulo: Oficina de Textos, 2006.

FISCH, G.; TÓTA J.; MACHADO, L.A.T.; SILVA DIAS, M.A.F.; LYRA, R. F. da F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. *The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. Theoretical and Applied Climatology*, v.78, n.1-3, p. 47-59, 2004.

GALWAY, J. G. *The lifted index as a predictor of latent instability.* Bull. Amer. Meteor.Soc., 528-529, 1956.

GEORGE, J. J. *Weather Forecasting for Aeronautics, Academic Press*, 673 pp., 1960.

HOUZE, R. A. *Cloud Dynamics. Academic Press*, 573 pp., 1993.

MILLER, R. C. *Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rept. 200(R), Headquarters, Air Weather Service, USAF*, 190 pp., 1972.

*Multi-community Environmental Storm Observatory (MESO). Severe Weather Forecasting and the Use of Atmospheric Stability Indices.*

Disponível em: <<http://www.mcwar.org/articles/caf/stability/stability.html>> Acesso em: jun. 2010.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil?. *Rev. Bras. Meteorologia*, 2005. Vol. 20 (1), p. 121-140.

*National Weather Service Forecast Office. Atmospheric Stability Indices.*

Disponível em: <<http://www.srh.noaa.gov/ffc/html/gloss2.shtml>>. Acesso em: jul. 2010.

OLIVEIRA, P. J. Estudo do vento e da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. 1999. 110 f. Tese (Mestrado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos.

REUTER, E. D. de J. Estudo das camadas limites planetária marinha e continental na região do centro de lançamento de Alcântara. 2002. 150 f. Tese (Mestrado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos.

SANTOS, L. A. R. Análise e caracterização da camada limite convectiva em área de pastagem, durante o período de transição entre a estação seca e chuvosa na Amazônia. (Experimento RACCI-LBA/Rondônia). 2005. 122 f. Tese (Mestrado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos.

*Severe and Unusual Weather Readings from Severe and Hazardous Weather*, Rauber, Walsh, Charlevoix. Disponível em:<<http://weather.cod.edu/sirvatka/si.html>> Acesso em: jun. 2010.

SILVA DIAS, M. A. F. Índices de instabilidade para previsão de chuva e tempestades severas. Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Março 2000.

SILVA, V. L. C. Análise das condições de instabilidade atmosférica associadas à ocorrência de um Sistema Convectivo de Mesoescala sobre a Região Metropolitana de Fortaleza, Ceará. *Revista Tecnologia*, v. 26, n. 1 (2005) – Fortaleza: Universidade de Fortaleza, 2005.

SOARES, P. M. M. Parametrização da turbulência e nuvens de camada limite em modelos atmosféricos. 2004. 149 f. Tese (Doutorado em Física (Meteorologia)) – Universidade de Lisboa, Lisboa.

SOUZA, E. P., RENNÓ, N. O., e SILVA DIAS, M. A. F. *Convective circulations induced by surface heterogeneities. Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 57, 2915-2922, 2000.

STULL, Roland B. *An introduction to boundary layer meteorology. Netherlands: Kluwer Academic Publishers*, 1988. p 1-23.

*The National Science Digital Library. Atmospheric Visualization Collection.*

Disponível em: <[http://avc.comm.nsdsl.org/cgi-bin/wiki.pl?Severe\\_Weather\\_Indices](http://avc.comm.nsdsl.org/cgi-bin/wiki.pl?Severe_Weather_Indices)>. Acesso em: jun. 2010.

Universidade de São Paulo. *Meteorologia Sinótica*. São Paulo, 2004. Curso de extensão universitária. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/ensino/>>. Acesso em: jun. 2010.

VAREJÃO – SILVA, M. A. *Meteorologia e Climatologia*, versão digital 2, Recife-PE, Março 2006.