

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**  
**INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**  
**DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**MACIEL PIÑERO SÁNCHEZ**

**Investigação da Camada Limite Urbana na Região  
Metropolitana de São Paulo**

São Paulo

2017

MACIEL PIÑERO SÁNCHEZ

**Investigação da Camada Limite Urbana na Região  
Metropolitana de São Paulo**

Versão Corrigida

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Micrometeorologia

Orientador: Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira

São Paulo

2017

## FOLHA DE APROVAÇÃO

PIÑERO M. S. **Investigação da Camada Limite Urbana na Região Metropolitana de São Paulo** 2017. 136 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

Aprovado em:

### Banca Examinadora

Prof. Dr. \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_

Julgamento: \_\_\_\_\_

Prof. Dr. \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_

Julgamento: \_\_\_\_\_

Prof. Dr. \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_

Julgamento: \_\_\_\_\_

*“Nada se obtém sem esforço,  
tudo se pode conseguir com ele.”*

*Emerson*

## AGRADECIMENTOS

Quero agradecer imensamente a todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para tornar este sonho realidade.

Primeiramente ao meu orientador Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira pela dedicação, exigência, paciência e excelente orientação no desenvolvimento desta dissertação.

Aos meus amigos e que eu considero também como meus irmãos, Ramón e Janet e a suas famílias, pela ajuda e apoio incondicional nos momentos mais difíceis desta etapa e de minha vida.

Aos meus amigos, Jenniffer y Damián pela ajuda brindada nestes dois anos e por compartilhar juntos momentos bem difíceis neste período.

Agradeço especialmente a meus amados pais Juana e Miguel, a minha irmã Mariselys e a minha sobrinha Melanie por ser o eixo principal em tudo o que eu sou, em toda a minha educação, tanto a nível acadêmico, como na vida. A minha avó Caridad, que onde quer que esteja, nunca deixou de me amar, nem de me apoiar.

Em geral a toda minha família, meus avós, tios e tias, primos e primas e vizinhos pelo amor, incentivo e apoio incondicional.

A minha noiva Dayne pelo amor e carinho apesar da distância e a sua família pela preocupação e o apoio.

A outros amigos e pessoas por sua presença, amizade e por compartilhar e dá-nos apoio mutuamente: Darsys, Yusvelis, José Angel, Raydiel, Dayana, Andrea, Rafael, Alberto, Eleazar e Cristina.

Aos professores do IAG pelos conhecimentos adquiridos e ao pessoal do Laboratório de Micrometeorologia, especialmente a Lucas e a Bianca.

À CNPq pelo financiamento da bolsa de mestrado. A FAPESP (2011/50178-5), FAPERJ (E26/111.620/2011 e E-26/103.407/2012), CNPq (309079/2013-6; 305357/2012-3, 462734/2014-5) pelo financiamento do Projeto MCITY BRAZIL.

## RESUMO

PIÑERO M. S. **Investigação da Camada Limite Urbana na Região Metropolitana de São Paulo** 2017. 136 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

Neste trabalho as principais propriedades dinâmicas e termodinâmicas da Camada Limite Planetária (CLP) da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) são determinadas por meio da análise de 160 radiossondagens realizadas no Aeroporto do Campo de Marte (ACM), com frequência de 3 horas e durante dois períodos de 10 dias consecutivos, nas campanhas de verão (19 a 28 de fevereiro, 2013) e de inverno (6 a 15 de agosto, 2013) do Programa MCITY BRAZIL. A análise visual dos perfis de temperatura potencial e umidade específica (Método Visual) indicam que durante o período diurno a CLP apresenta uma altura máxima média igual a  $1476 \pm 149$  m na campanha de fevereiro e  $1122 \pm 168$  m na de agosto. Durante o período noturno, a altura máxima média da CLP foi de  $322 \pm 80$  m em fevereiro e  $326 \pm 74$  m em agosto. Essas diferenças estão relacionadas com variações sazonais da amplitude do fluxo de calor sensível 14 % maior no verão ( $147 \pm 15$  W m<sup>-2</sup>) e da estabilidade estática da atmosfera livre 9 % menor no verão ( $4.2 \pm 0.2$  K km<sup>-1</sup>). A análise visual dos perfis verticais de velocidade e direção do vento indicou a presença de Jatos Noturnos de Baixos Níveis em um total de 51 sondagens, com máxima intensidade entre 1-14 m s<sup>-1</sup> localizada entre 60 e 600 m. Utilizando a altura da CLP estimada com o método visual como referência, verificou-se que durante o período diurno os métodos do Número de Richardson e da Parcela apresentaram os melhores resultados. No período noturno as alturas da CLP e da altura da Camada de Mistura Residual (CMR) foram mais bem estimadas com o método do Perfil de Temperatura do Ar. O método objetivo de estimativa da altura da CMR (Método do Perfil de Temperatura do ar) foi aplicado as radiossondagens lançadas uma vez por dia no ACM durante 4 anos, entre setembro de 2009 e agosto de 2013 as 21:00 Hora Local. Os resultados dessa análise indicam que a CMR atinge valores médios mensais entre 1200-1700 m e não apresentam uma variação sazonal bem definida na RMSP. Expressões empíricas e modelos de camada de mistura foram utilizadas para estimar a altura da CLP na RMSP usando como condição de contorno estimativas feitas a

partir dos dados de turbulência coletados nas plataformas micrometeorológicas (IAG, SFZ e ITU). No período diurno o melhor resultado foi obtido por  $h^2 = \frac{14}{5} \frac{\int_{t_0}^t \overline{(w'\theta')_0} dt}{\gamma_\theta}$ . No período noturno nenhuma das formulações utilizadas foi capaz de estimar a altura da CLP observada. Tendo em vista que todas as trajetórias das radissonagens realizadas em ACM durante os dois experimentos do Programa MCITY BRAZIL permaneceram dentro dos limites urbanos (até 4000 metros) podemos inferir que todas as propriedades da CLP descritas neste trabalho são representativas da Camada Limite Urbana da RMSP.

**Palavras-chave:** Camada Limite Urbana, Programa MCITY BRASIL, São Paulo, Jato de Baixos Níveis.

## ABSTRACT

PIÑERO M. S. **Investigation of the Urban Boundary Layer in the Metropolitan Region of São Paulo**. 2017. 136 f. Dissertation (Master in Meteorology) – Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, 2017.

In this dissertation the dynamic and thermodynamic properties of the Planetary Boundary Layer (PBL) in the Metropolitan Region of São Paulo (MRSP) are estimated based on a set of 160 radiosoundings carried out in the "*Campo de Marte*" Airport (CMA) every 3 hours during 10 consecutive days in the summer (February 19 to 28, 2013) and in the winter (August 6 to 15, 2013) campaigns of MCITY BRAZIL Program. The visual inspection of potential temperature and specific humidity profiles indicate that at daytime the PBL showed a mean maximum height of  $1476 \pm 149$  m in the February campaign and  $1122 \pm 168$  m in August. During nighttime the mean maximum PBL height was  $322 \pm 80$  m in February and  $326 \pm 74$  m in August. These differences are related to seasonal variations of: a) sensible heat flux amplitude, which was 14 % larger in summer ( $147 \pm 15 \text{ W m}^{-2}$ ); b) static stability of the free atmosphere that was 9 % smaller in the summer ( $4.2 \pm 0.2 \text{ K km}^{-1}$ ). The visual inspection of wind speed and direction profiles indicated presence of Low-Level Jets (LLJ) in 51 soundings with maximum intensity varying between 1-14  $\text{m s}^{-1}$  at levels ranging from 60 to 600 m. Using the PBL height estimated by visual inspection as reference, it was verified that during daytime Richardson Number and Parcel methods performed better. During nighttime the Air Temperature Profile method showed the best agreement with the visual inspection estimates of the PBL and RML heights. The objective method to estimate the RML height (Air Temperature Profile method) was applied to radiosoundings carried once a day in the CMA during the period between September 2009 and August 2013. The results of this analysis indicate that the monthly average values of the RML heights ranged between 1200 and 1700 m and did not display a clear seasonal variation in the MRSP. Empirical expressions and mixing-layer models were used to estimate the diurnal evolution of the PBL height in the MRSP using as boundary conditions estimated from turbulence data measured in the 3 micrometeorological platforms

(IAG, SFZ and ITU). During daytime period, the best performance was obtained by

$h^2 = \frac{14}{5} \frac{\int_{t_0}^t \overline{(w'\theta)'} dt}{\gamma_\theta}$ . At nighttime none of the formulations managed to reproduce the

observed PBL height. Given the fact that all radiosounding trajectories carried out in the ACM during both field campaigns of the MCITY BRAZIL Program are located within the urban limits (up to 4000 m) we can conclude that all PBL properties described in this dissertation are representative of the Urban Boundary Layer of the MRSP.

**Keywords:** Urban Boundary Layer, MCITY BRAZIL Program, São Paulo city, Low-Level Jets.

<b>LISTA DE FIGURAS</b>		
<b>Fig.</b>	<b>Descrição</b>	<b>Pág.</b>
1.1	Evolução temporal da CLP (Adaptado da Fig. 1.7 de Stull, 1988).	23
1.2	Representação esquemática da CLU durante o período convectivo (Adaptado da Fig. 1 de Barlow (2014)).	24
1.3	Variação vertical da ICU na região metropolitana da Cidade de Nova York (Adaptado da Fig. 7 de Bornstein, 1987).	25
1.4	Típica ICU (Adaptado da Fig. 8.12 de Oke, 1987).	26
1.5	Evolução temporal da altura da CM na região urbana (vermelho) e rural (verde) na região metropolitana de Londres (Adaptado da Fig. 7 de Barlow <i>et al.</i> , 2015).	27
1.6	Mancha urbana da RMSP. Seta indica o centro da Cidade de São Paulo.	28
1.7	Histograma da ocorrência de CMR em função da altura observada na RMSP durante os meses de junho, julho e agosto de 2012 (Adaptado da Fig. 1.5 de Valença, 2013).	30
1.8	Hodógrafa da variação vertical do vento médio mensal na RMSP as 09:00 e 21:00 HL. (Adaptado da Fig. A5 de Valença, 2013).	31
1.9	Hodógrafa da variação horária do vento a 200 metros em Cabauw durante três noites (Adaptado da Fig. 1 de Baas <i>et al.</i> , 2009).	31
2.1	(a) Torre de 213 m no super-sítio de Cabauw, Holanda (Adaptado de Fig. 2 de Neggers <i>et al.</i> , (2012); (b) Torre de 300 m de Boulder, EUA, (Adaptado de Fig. 3 de Kaimal e Gaymor(1983)); (c) Torre de 300 m de Boulder (EUA) (Adaptado de Fig. 2 de Readings <i>et al.</i> , (1973) (d) Sensor de turbulência utilizado em balão cativo (Adaptado de Fig. 1a de Canut <i>et al.</i> , (2016)).	35
2.2	(a) Aeronave instrumentada (Adaptado de Fig. 1 de Garman <i>et al.</i> , (2003)); (b) Aeronave não tripuladas instrumentada (Adaptado da Fig. 1 de Thomas <i>et al.</i> , (2012).	36
2.3	Modelo esquemático dos perfis verticais de temperatura potencial, velocidade do vento e umidade específica durante os períodos diurno e noturno (Adaptado das notas de aulas de ACA 0321).	38
2.4	Perfis idealizados de temperatura do ar durante os períodos a) diurno e b) noturno. Onde: CLS, Camada Limite Superficial; CM, Camada de Mistura; CE, Camada de Entranhamento; AL, Atmosfera Livre; CLE, Camada Limite Estável; CMR, Camada de Mistura Residual; CI, Camada de inversão (Adaptado da Fig. 9.16 de Wallace and Hobbs, 2006).	41
2.5	Ilustração do método da parcela do ar (Adaptado da Fig. 1 de Seibert <i>et al.</i> , 2000).	42
2.6	Evolução noturna da altura da CLE de acordo a formulações empíricas e aos resultados obtidos com o modelo LES (Adaptado da Fig. 3.32 de Bárbaro, 2010).	51
2.7	Modelo de CM de tipo salto de temperatura (Jump model) (Adaptado da Fig. 3.7 das notas de aulas de AGM 5729).	52
4.1	Posição geográfica do ACM em São Paulo.	56
4.2	Descrição do local e do sistema de lançamento de radiossondagem do ACM usando durante as campanhas do Projeto MCITY BRAZIL.	57
4.3	Frequência na resolução dos dados obtidos nos radiossondagens feitos o dia 10 de agosto de 2013 no ACM em São Paulo.	58
4.4	Frequência da resolução dos dados obtidos nos radiossondagens feitos entre 1-5 de agosto de 2012 as 21 HL no ACM em São Paulo.	59
4.5	Trajetórias descritas pelas radiossondas lançadas durante o experimento realizado entre 19-28 de fevereiro de 2013 no ACM em São Paulo.	60
4.6	Trajetórias descritas pelas radiossondas lançadas durante o experimento	60

	realizado entre 6-15 de agosto de 2013 no ACM em São Paulo.	
4.7	Posição geográfica das PM IAG, PM SFZ e PM ITU na RMSP.	61
4.8	Plataformas micrometeorológicas do a) IAG (PM IAG), b) SFS (PM SFZ) e c-d) ITU (PM ITU).	62
4.9	Estrutura da CLP e parâmetros estimados durante o período diurno utilizando o método visual a partir da radiossondagem realizada no dia 08/08/2013 as 15 HL. Onde $Z_{CLC}$ indica a altura da CLC, $Z_i$ , $Z_T$ e $\Delta\theta$ indicam a altura da base, o topo e a intensidade da inversão térmica no topo da CM, $Z_S$ indica a altura da CLS, $h$ indica a extensão vertical da CM, $\gamma_\theta$ é o gradiente vertical da temperatura potencial na atmosfera livre e $\theta_0$ e $\theta_{CM}$ a temperatura potencial na superfície e na CM respectivamente.	64
4.10	Estrutura da CLP e parâmetros estimados durante o período noturno utilizando o método visual a partir da radiossondagem realizada no dia 09/08/2013 as 21 HL. Onde $Z_{CLE}$ indica a altura da CLE, $Z_{CMR}$ indica a altura da CMR, $Z_N$ e $\Delta\theta$ indicam o topo e a intensidade da inversão térmica de superfície, $\frac{d\theta}{dz}$ é o gradiente vertical de temperatura potencial na CITS e $\theta_0$ a temperatura potencial de referência.	65
4.11	Perfil vertical de temperatura do ar para os períodos (a) diurno (08/08/2013-15 HL) e (b) noturno (10/08/2013-03 HL). Onde $Z_{CLC}$ indica a altura da CLC, $Z_{CLE}$ indica a altura da CLE e $Z_{CMR}$ indica a altura da CMR.	67
4.12	Perfil vertical de temperatura potencial virtual durante o período diurno a partir da radiossondagem realizada no dia 08/08/2013 as 15 HL. Onde $\theta_{vs}$ e $\theta_v(z)$ indicam a temperatura potencial virtual na superfície e na altura respectivamente.	68
5.1	Perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica correspondente aos períodos (a-b) diurno e (c-d) noturno, durante os dias 8 e 9 de agosto de 2013 na RMSP. A extensão vertical da CLC (barra horizontal preta) e CLE (barra horizontal azul) foram identificadas pelo método visual. Os retângulos tracejados em vermelho em (c) e (d) indicam a região onde o topo da CMR foi observada durante a noite.	74
5.2	Evolução temporal da altura da CLP (método visual) para o período 19-28 de fevereiro de 2013 na RMSP. As linhas contínuas cinza e azul indicam a altura máxima média da CLC e da CLE respectivamente e a linha contínua vermelha indica a altura média da CMR.	75
5.3	Perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica correspondente aos períodos (a-b) diurno e (c-d) noturno, durante os dias 24 e 25 de fevereiro de 2013 na RMSP.	78
5.4	Evolução temporal da pressão atmosférica, temperatura e umidade relativa em superfície na PM IAG durante os dias 19-28 de fevereiro de 2013 (linha contínua preta). Os símbolos representam os valores da variável na superfície obtidos das radiossondagens.	79
5.5	Evolução temporal dos parâmetros de superfície (fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e radiação líquida) observados na PM IAG durante os dias 19-28 de fevereiro de 2013.	80
5.6	Evolução temporal da velocidade e direção do vento em superfície na PM IAG durante os dias 19-28 de fevereiro de 2013 (linha contínua preta). Os símbolos representam os valores da variável na superfície obtidos das radiossondagens.	80
5.7	Evolução temporal da insolação solar e a precipitação na EM PEFI durante os dias 19-28 de fevereiro de 2013.	81
5.8	Evolução temporal da altura da CLP (método visual) para o período 6-15 de	82

	agosto de 2013 na RMSP. As linhas contínuas cinza e azul indicam a altura máxima média da CLC e da CLE respectivamente e a linha contínua vermelha indica a altura média da CMR.	
5.9	Evolução temporal da temperatura potencial (acima) e da umidade específica (abaixo) entre os dias 8 e 10 de agosto de 2013 na RMSP. A altura da CLU estimada pelo método visual está indicada pelas linhas contínuas branca e azul para os períodos diurno e noturno respectivamente. A linha tracejada branca indica a altura da CMR.	84
5.10	Perfis verticais de temperatura potencial correspondente aos períodos (a) noturno e (b) diurno, durante os dias 13 e 14 de agosto de 2013 na RMSP.	86
5.11	Evolução temporal da pressão atmosférica, temperatura e umidade relativa em superfície na PM IAG durante os dias 6-15 de agosto de 2013 (linha contínua preta). Os símbolos representam os valores da variável na superfície obtidos das radiossondagens.	87
5.12	Evolução temporal dos parâmetros de superfície (fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e radiação líquida) observados na PM IAG durante os dias 6-15 de agosto de 2013.	87
5.13	Evolução temporal da velocidade e direção do vento em superfície na PM IAG durante os dias 6-15 de agosto de 2013 (linha contínua preta). Os símbolos representam os valores da variável na superfície obtidos das radiossondagens.	88
5.14	Evolução temporal da insolação solar e a precipitação na EM PEFI durante os dias 6-15 de agosto de 2013.	88
5.15	Evolução temporal do perfil vertical de (a) velocidade e (b) direção do vento observados através das radiossondagens realizadas durante a noite dos dias 8-9 de agosto de 2013 no ACM em São Paulo.	90
5.16	Hodógrafa de vento correspondente ao período compreendido entre 8/08/2013-21 HL e 9/08/2013-18 HL no ACM a uma altura de 60 m.	91
5.17	Hodógrafas de vento médio na superfície correspondente aos períodos a) 19-28 de fevereiro de 2013 e b) 6-15 de agosto de 2013 na EM PEFI.	91
5.18	Gráfico de contorno da velocidade do vento no período compreendido entre 7/8/2013-18 HL e 9/8/2013-18 HL no ACM em São Paulo. A altura da CLU estimada pelo método visual está indicada pelas linhas contínuas branca e azul para os períodos diurno e noturno respectivamente. A linha tracejada branca indica a altura da CMR.	92
5.19	Distribuição da frequência de (a) altura e (b) intensidade do JNBN durante o período de fevereiro e agosto de 2013 na RMSP.	93
5.20	Evolução temporal da (a) altura média da CLE (linha tracejada) e do JNBN (linha contínua) e (b) intensidade do JNBN na RMSP. As barras verticais correspondem ao erro estatístico da média.	94
5.21	Ciclo diurno da altura média da CLP (método visual) e do fluxo médio de calor sensível na superfície para os períodos: (a)-(c) 19-28 de fevereiro e (b)-(d) 6-15 de agosto de 2013 na RMSP. As barras verticais correspondem ao erro estatístico da média estimado como a razão entre o desvio padrão das alturas e a raiz quadrada do número de valores. Em (a) e (b) a curva tracejada vermelha indica a extensão vertical da CMR e a curva tracejada preta indica o período de transição entre a CLE e a CLC.	97
5.22	Valores do RMSE da altura da CLP como uma função do $Ri_{BC}$ para os períodos (a) diurno e (b) noturno na RMSP. Com o ponto vermelho está sendo representado o valor crítico de $Ri_B$ de 0.17 durante o dia e 0.02 durante a noite.	98
5.23	Altura da CLP estimada pelo método visual versus método do $Ri$ para (a)	98

	período diurno ( $Ri_{bc}=0.17$ ) e (b) período noturno ( $Ri_{bc}=0.02$ ).	
5.24	Altura da CLP estimada pelo método visual versus método do perfil vertical de temperatura do ar para (a) CLC, (b) CLE e (c) CMR.	100
5.25	Altura da CLP estimada pelo (a) método visual versus método da parcela de ar e pelo (a) método do $Ri$ versus método da parcela de ar.	102
5.26	Altura da CLP estimada pelo (a) método visual versus Driedonks, (1982a), (b) método visual versus Tennekes, (1973) e (c) método visual versus Batchvarova e Gryning, (1991).	103
5.27	Altura da CLP estimada pelo (a) método visual versus Nieuwstadt, (1981), (b) método visual versus Koracin e Berkowicz, (1988), (c) método visual versus Oliveira <i>et al.</i> , (1998) e (d) método visual versus Zilitinkevich <i>et al.</i> , 2007.	105
5.28	Altura da CMR estimada pelo método visual (Valença, 2013) versus método do perfil vertical de temperatura do ar durante os meses de junho, julho e agosto de 2012 as 21 HL.	106
5.29	Variação sazonal da altura média da CMR na RMSP usando o método do perfil vertical de temperatura do ar (em vermelho) e altura média da CMR estimada durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 (em preto). Erro estatístico da média indicado por barras verticais.	108
5.30	Variação anual da altura média da CMR na RMSP usando o método do perfil vertical de temperatura do ar (em vermelho) e altura média da CMR estimada durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 (em preto). Erro estatístico da média indicado por barras verticais.	108
A1	Trajatórias descritas pelas radiossondas lançadas durante os dias a) 19 e b) 20 de fevereiro de 2013 no ACM em São Paulo.	122
A2	Trajatórias descritas pelas radiossondas lançadas durante os dias a) 21, b) 22 e c) 23 de fevereiro de 2013 no ACM em São Paulo.	123
A3	Trajatórias descritas pelas radiossondas lançadas durante os dias a) 24, b) 25 e c) 26 de fevereiro de 2013 no ACM em São Paulo.	124
A4	Trajatórias descritas pelas radiossondas lançadas durante os dias a) 27 e c) 28 de fevereiro de 2013 no ACM em São Paulo.	125
A5	Trajatórias descritas pelas radiossondas lançadas durante os dias a) 6 e b) 7 de agosto de 2013 no ACM em São Paulo.	126
A6	Trajatórias descritas pelas radiossondas lançadas durante os dias a) 8, b) 9 e b) 10 de agosto de 2013 no ACM em São Paulo.	127
A7	Trajatórias descritas pelas radiossondas lançadas durante os dias a) 11, b) 12 e b) 13 de agosto de 2013 no ACM em São Paulo.	128
A8	Variação sazonal da altura média da CMR na RMSP usando o método do perfil vertical de temperatura do ar nos anos a) 2009 e b) 2010.	134
A9	Variação sazonal da altura média da CMR na RMSP usando o método do perfil vertical de temperatura do ar nos anos a) 2011 e b) 2012.	135
A10	Variação sazonal da altura média da CMR na RMSP usando o método do perfil vertical de temperatura do ar no ano a) 2013.	136

<b>LISTA DE TABELAS</b>		
<b>Tab.</b>	<b>Descrição</b>	<b>Pág.</b>
4.1	Características geográficas das plataformas micrometeorológicas.	61
5.1	Valores do MBE, RMSE e $d$ para os períodos diurno e noturno dos 10 dias estudados em fevereiro e agosto de 2013 de acordo com o valor de $Ri_{BC}$ .	99
5.2	Valores do MBE, RMSE e $d$ para os períodos diurno e noturno e para os casos onde foi observada a presença da CMR dos 10 dias estudados em fevereiro e agosto de 2013 de acordo com o método do perfil vertical de temperatura do ar.	101
5.3	Valores do MBE, RMSE e $d$ para o período diurno de acordo com o método visual e o “método da parcela” em um caso e o método do $Ri_B$ e o “método da parcela” no outro.	102
5.4	Valores do MBE, RMSE e $d$ para o período diurno dos 10 dias estudados em fevereiro e agosto de 2013 de acordo com o método visual e as parametrizações utilizadas.	104
5.5	Valores do MBE, RMSE e $d$ para o período noturno dos 10 dias estudados em fevereiro e agosto de 2013 de acordo com o método visual e as expressões empíricas.	106
A3.1	Parâmetros característicos da estrutura da CLU no período diurno na RMSP determinados pelo método visual a partir de radiossondagens realizadas no experimento de 10 dias durante o mês de fevereiro 2013.	130
A3.2	Parâmetros característicos da estrutura da CLU no período noturno na RMSP determinados pelo método visual a partir de radiossondagens realizadas no experimento de 10 dias durante o mês de fevereiro 2013.	131
A3.3	Parâmetros característicos da estrutura da CLU no período diurno na RMSP determinados pelo método visual a partir de radiossondagens realizadas no experimento de 10 dias durante o mês de agosto 2013.	132
A3.4	Parâmetros característicos da estrutura da CLU no período noturno na RMSP determinados pelo método visual a partir de radiossondagens realizadas no experimento de 10 dias durante o mês de agosto 2013.	133

<b>LISTA DE SIGLAS E VARIÁVEIS</b>		
<b>Item</b>	<b>Siglas e variáveis</b>	<b>Descrição</b>
1	CLP	Camada Limite Planetária
2	CLC	Camada Limite Convectiva
3	CLE	Camada Limite Estável
4	ECT	Energia Cinética Turbulenta
5	CLS	Camada Limite Superficial
6	CM	Camada de Mistura
7	CE	Camada de Entranhamento
8	CMR	Camada de Mistura Residual
9	CITS	Camada de Inversão Térmica de Superfície
10	RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
11	CLU	Camada Limite Urbana
12	ICU	Ilha de calor urbana
13	JNBN	Jato Noturno de Baixos Níveis
14	JBN	Jato de Baixos Níveis
15	ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
16	BM	Brisa marítima
17	FF	Frente Fria
18	SODAR	Sound Detection and Ranging
19	RAMS	Regional Atmospheric Modelling System
20	LIDAR	Light Detection and Ranging
21	LES	Large-Eddy Simulation
22	IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
23	ACM	Aeroporto de Campo de Marte
24	HL	Hora Local
25	GMT	Greenwich mean time
26	RASS	Radio-acoustic sounding systems
27	WRF	Weather Research and Forecasting Model
28	YSU	Esquema Younsey University
29	MYJ	Esquema Mellor-Yamada-Janjic
30	QNSE	Esquema Quase-Normal Scale Elimination
31	Boulac	Esquema Bougeault-Lacarrere
32	UTC	Universal Time Coordinated
33	USP	Universidade de São Paulo
34	PM IAG	Plataforma Micrometeorológica do IAG-USP
35	PM ITU	Plataforma Micrometeorológica de ITU
36	PM SFZ	Plataforma Micrometeorológica da SFZ
37	EM PEFI	Estação Meteorológica do IAG
38	TSMO	Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov
39	INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
40	AB	Alta de Bolívia
41	VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
42	$u', v', w'$	Flutuações estatísticas das componentes zonal, meridional e vertical do vento
43	$u, v, w$	Componentes zonais e vertical da velocidade do vento
44	$Z_{CLC}$	Altura da Camada Limite Convectiva
45	$Z_i$	Altura da base da inversão térmica de altitude (Altura da CM)

46	$Z_T$	Altura do topo da inversão térmica de altitude
47	$Z_S$	Altura da Camada Limite Superficial
48	$\Delta h$	Extensão vertical da Camada de Entranhamento
49	$\bar{\theta}_M$	Temperatura potencial na CM
50	$h$	Extensão vertical da Camada de Mistura
51	$\Delta\theta$	Intensidade da inversão térmica de altitude
52	$\theta_0$	Temperatura potencial na superfície
53	$\gamma_\theta$	Gradiente vertical da temperatura potencial na atmosfera livre
54	$Z_{CLE}$	Altura da Camada Limite Estável
55	$Z_{CMR}$	Altura da Camada de Mistura Residual
56	$Z_N$	Topo da inversão térmica de superfície
57	$(\Delta\theta)_{SI}$	Intensidade da inversão térmica de superfície
58	$\frac{d\theta}{dz}$	Gradiente vertical de temperatura potencial na CITS
59	$V_{JNBN}$	Velocidade do Jato Noturno de Baixos Níveis
60	$Z_{JNBN}$	Altura do Jato Noturno de Baixos Níveis
61	$D_{JNBN}$	Direção do Jato Noturno de Baixos Níveis
62	$g$	Aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ )
63	$Ri$	Número de Richardson
64	$Ri_B$	Número de Richardson bulk
65	$Ri_{Bc}$	Número de Richardson bulk crítico
66	$\theta_v$	Temperatura potencial virtual
67	$\partial\theta/\partial z$	Gradiente vertical de temperatura potencial
68	$\partial V/\partial z$	Gradiente vertical da velocidade horizontal do vento
69	$\partial u/\partial z$	Gradiente vertical da componente $u$ da velocidade do vento
70	$\partial v/\partial z$	Gradiente vertical da componente $v$ da velocidade do vento
71	$\partial T/\partial z$	Gradiente vertical de temperatura do ar
72	$\theta_{vs}$	Temperatura potencial virtual na superfície
73	$z$	Altura
74	MBE	Mean Bias Error
75	RMSE	Root Mean Square Error
76	$d$	Índice de Concordância (Index of Agreement)
77	$u_*$	Escala característica de velocidade na CLS
78	$\theta_*$	Escala característica de temperatura na CLS
79	$\tau_0$	Tensão de Reynolds em superfície
80	$\rho_0$	Densidade do ar em superfície
81	$(\overline{w'\theta'})_0$	Fluxo de calor sensível cinemático na superfície
82	$(\overline{w'\theta'})_i$	Fluxo de calor sensível cinemático no topo da CM
83	$L$	Comprimento de Obukhov
84	$k$	Constante de Von Karman (0,40)
85	$w_*$	Escala característica de velocidade convectiva
86	$f$	Parâmetro de Coriolis
87	$L_*$	Comprimento de Obukhov modificado
88	$\beta$	Parâmetro de empuxo ( $g/\theta_0$ )
89	$N$	Frequência de Brunt Väisällä
90	$n_m$	Frequência adimensional do máximo
91	$(\lambda_m)_u$	Comprimento de onda dos picos espectrais da componente $u$
92	$(\lambda_m)_v$	Comprimento de onda dos picos espectrais da componente $v$

93	$z_1$	Altura da medição
94	$\bar{\theta}^+$	Temperatura potencial do topo da CM
95	$h_1$	Altura da CLE segundo Nieuwstadt (1981)
96	$h_2$	Altura da CLE segundo Koracin e Berkowicz (1988)
97	$h_3$	Altura da CLE segundo Oliveira <i>et al.</i> (1998)
98	$h_4$	Altura da CLE segundo Zilitinkevich <i>et al.</i> (2007)
99	$h_5$	Altura da CLC segundo Tennekes (1973)
100	$h_6$	Altura da CLC segundo Driedonks (1982b)
101	$h_7$	Altura da CLC segundo Batchvarova e Gryning (1991)
102	$C_R, C_{CN}, C_{NS}, C_1,$ $\alpha, A, B$	Constantes empíricas
103	$K_M, K_T$	Coefficientes de difusividade turbulenta de momento e calor.
104	$h_E$	Altura da camada de Ekman
105	$O_i$	Valor observado da altura da CLP (método visual)
106	$E_i$	Valor estimado da altura da CLP (métodos objetivos)
107	$\bar{O}$	Média dos valores observados
108	N	Número total de valores
109	$\Omega$	Taxa de rotação da Terra
110	$\phi$	Latitude local
111	$[Z_{CMR}]$	Altura média da CMR
112	$[Z_{CLC-m\acute{a}x}]$	Altura máxima média da CLC
113	$[Z_{CLE-m\acute{a}x}]$	Altura máxima média da CLE

## SUMÁRIO

<b>1. Introdução .....</b>	<b>20</b>
1.1 Camada Limite Planetária .....	20
1.2 Camada Limite Urbana.....	23
1.3 Região Metropolitana de São Paulo .....	27
1.4 CLP em São Paulo.....	29
<b>2. Estimativa da altura da CLP.....</b>	<b>34</b>
2.1 Métodos diretos .....	34
2.2 Métodos indiretos .....	36
2.2.1 Radiossondagens .....	37
2.2.1.1 Método Visual .....	37
2.2.1.2 Método do Número de Richardson.....	39
2.2.1.3 Método do perfil vertical de temperatura do ar .....	40
2.2.1.4 Método da Parcela de ar .....	41
2.2.2 Sensoriamento Remoto.....	42
2.2.2.1 SODAR (Sound Detection and Ranging).....	42
2.2.2.2 LIDAR (Light Detection and Ranging).....	43
2.2.2.3 Ceilómetro .....	44
2.2.2.4 Perfiladores de vento .....	45
2.2.2.5 RASS (Radio-acoustic sounding systems) .....	45
2.2.3 Análise Espectral .....	46
2.2.4 Modelagem numérico .....	47
2.2.4.1 Modelos de Meso-escala .....	47
2.2.4.2 Modelos Empíricos.....	48
2.2.4.3 Modelo de Camada de Mistura.....	51
<b>3. Objetivos.....</b>	<b>55</b>
<b>4. Metodologia.....</b>	<b>56</b>
4.1 Descrição dos dados .....	56
4.1.1 Dados de radiossondagens.....	56
4.1.2 Dados de superfície .....	61
4.2 Aplicação dos métodos de estimativa da altura da CLP .....	63
4.2.1 Método visual .....	63
4.2.2 Método do Número de Richardson.....	65
4.2.3 Método do perfil vertical de temperatura do ar .....	67
4.2.4 Método da parcela de ar.....	68
4.2.5 Altura da CLP a partir de modelos empíricos .....	68
4.2.5.1 Estimativa da evolução temporal da CLE .....	68
4.2.5.2 Estimativa da evolução diurna da CLC .....	69
4.3 Estimativa dos erros.....	70

<b>5. Resultados e discussões</b> .....	72
5.1 Análise visual das propriedades da CLP .....	72
5.2 Impacto das condições sinóticas na evolução temporal da CLP .....	74
5.2.1 Experimento de verão.....	75
5.2.2 Experimento de inverno .....	81
5.3 Características do Jato Noturno de Baixos Níveis na RMSP .....	89
5.4 Evolução diurna média da CLP .....	95
5.5 Estimativa objetiva da altura da CLP .....	97
5.5.1 Método do número de Richardson .....	97
5.5.2 Perfil vertical de temperatura do ar .....	99
5.5.3 Método da parcela .....	101
5.5.4 Estimativa da altura da CLP a partir de parâmetros de superfície.....	102
5.5.4.1 CLP convectiva (CLC) .....	102
5.5.4.2 CLP estável (CLE).....	104
5.6 Climatologia da altura da CLP .....	106
<b>6. Conclusões</b> .....	109
<b>7. Referências bibliográficas</b> .....	113
<b>8. Apêndices</b> .....	122

# 1. Introdução

## 1.1 Camada Limite Planetária

A Camada Limite Planetária (CLP) é a região da atmosfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície terrestre e que responde as forçantes superficiais em uma escala de tempo igual ou inferior a 1 hora (Stull, 1988). Por definição a CLP é a camada turbulenta da atmosfera adjacente à superfície (Wyngaard, 2010). O conhecimento das propriedades da CLP tem uma grande importância científica e prática, pois através delas é possível aprimorar os modelos operacionais de previsão de tempo e do clima, descrever de forma adequada os processos de dispersão de poluentes, determinar de forma objetiva o potencial eólico de uma determinada região e estimar os padrões de ventilação em áreas urbanas.

A espessura da CLP varia no tempo e espaço, estendendo-se desde centenas de metros (50-300 m) até poucos quilômetros (1-2 km) e suas características variam de acordo com a hora do dia, principalmente devido à influência da radiação solar. Sobre regiões continentais a CLP atinge uma espessura máxima entre 1 e 2 km durante o dia e entre 100 e 200 m no período noturno (Oke, 1987).

Em condições sinóticas não perturbadas, a CLP sobre regiões continentais apresenta um ciclo diurno em resposta ao aquecimento da superfície durante o dia e o resfriamento durante a noite, o que permite associar a Camada Limite Convectiva (CLC) ao período diurno e a Camada Limite Estável (CLE) ao período noturno.

A intensidade da turbulência na CLP depende da produção térmica e mecânica de energia cinética turbulenta (ECT). Durante o dia a turbulência na CLP é mantida pela produção térmica de ECT, associada ao fluxo de calor sensível positivo na superfície. Assim, o crescimento da CLC está diretamente associado à intensidade do fluxo de calor da superfície e as características da estabilidade térmica da atmosfera livre. A CLC atinge o máximo durante a tarde, quando a turbulência é mais intensa.

Durante a noite a turbulência na CLP é mantida exclusivamente pela produção mecânica de ECT associada à tensão de Reynolds e ao cisalhamento vertical do vento médio na Camada Limite Superficial (CLS). O processo de formação da CLE se inicia quando a superfície se torna mais fria do que a camada de ar adjacente, isso em geral ocorre no final do período diurno quando a radiação solar cessa e começa o resfriamento radiativo da superfície devido à emissão de radiação de onda longa. Com isso, o fluxo de calor sensível se torna negativo e a superfície atua como um sorvedouro de calor. Então, a inversão térmica na superfície começa a se formar. A camada de inversão térmica de superfície (CITS) cresce com o aumento da extensão vertical da CLE. Isto ocorre de forma bastante lenta durante a noite e em geral induzido pelo aumento do cisalhamento do vento próximo a superfície associado à aceleração do vento nas camadas acima da CLE e ao desacoplamento com a superfície (Stull, 1988).

Na CLE é comum observar um máximo relativo no perfil vertical do vento no topo da camada de inversão, o que é conhecido como o jato noturno de baixos níveis (JNBN). Este máximo na velocidade do vento é observado tipicamente entre 100 e 500 m de altura (Baas *et al.*, 2009). Alguns autores já investigaram as propriedades dos Jatos de Baixos Níveis (JBN) em diferentes partes do mundo (Banta *et al.*, 2002 (Kansas, EUA); Karam, 2002 (Iperó, Brasil); Karipot *et al.*, 2008 (Florida, EUA); Baas *et al.*, 2009 (Cabauw, Holanda)) e sua importância para a aviação, a energia eólica e o transporte de poluentes (Baas *et al.*, 2009).

O JBN é observado com maior frequência durante condições de céu claro em regiões continentais caracterizadas por topografia plana e ocupação do solo homogênea e localizadas em latitudes médias ou altas. Nestas condições o progressivo resfriamento da superfície induz um aumento na intensidade da inversão térmica de superfície, reduzindo o atrito da superfície e desacoplando o ar em movimento na região acima da CITS, que acelera para se ajustar ao equilíbrio geostrófico gerando um máximo relativo no perfil vertical de velocidade do vento nessa região da atmosfera (Stull, 1988). Nestas circunstâncias o mecanismo associado à geração do JNBN é denominado de oscilação inercial e refere-se ao giro no sentido anti-horário (Hemisfério Sul) apresentado pela componente ageostrófica do vento com frequência igual a frequência de Coriolis  $f$

( $f=2\Omega\sin\phi$ , onde  $\Omega$  é a taxa de rotação da Terra e  $\phi$  a latitude local). Para a latitude de 23.5 °S a frequência inercial corresponde a um período de 30,5 horas. A intensidade do JNBN está vinculada a distribuição vertical da amplitude da componente ageostrófica do vento, que por sua vez está associado aos efeitos baroclínicos associados ocupação do solo e da topografia (Stull, 1988, Karam, 2002). O mecanismo da oscilação inercial foi proposto por Blackadar (1957) e têm sido utilizado para explicar o JNBN associado a formação da CLE (Karam, 2002; Karipot *et al.*, 2008), entretanto existem algumas evidencias observacionais que indicam que a oscilação inercial não é tão frequente quanto o JNBN, indicando que talvez existam outros mecanismos responsáveis por este fenômeno (Landquist, 2003).

Os efeitos baroclínicos mais comuns são os produzidos pelo contraste térmico que se forma entre terra e água, vale e montanha e durante a passagem de sistemas frontais, assim JBN são mais frequentes nas faixas litorâneas dos continentes (Ribeiro *et al.*, 2016), nas faces das grandes formações montanhosas como as Montanhas Rochosas e as Cordilheiras dos Andes (Ibañez, 1995) e durante a passagem de Frentes Frias (FF) (Nair *et al.*, 2004). JBN também podem ser causados por efeitos topográficos de origem mecânica tais como os bloqueios das barreiras montanhosas e as canalizações ao longo de vales (Karam, 2002).

A CLP apresenta uma extensão vertical no período diurno maior do que no período noturno, onde podem ser identificadas três camadas distintas: **CLS**; **Camada de Mistura (CM)** e **Camada de Entranhamento (CE)** (Fig. 1.1). A CLS está localizada imediatamente acima da superfície, ocupa cerca de 10 % da CLP e apresenta gradientes verticais intensos de umidade, temperatura e velocidade do vento. A CM representa a maior parte da extensão vertical da CLP, onde, devido à convecção térmica, a mistura turbulenta é suficientemente intensa de modo a homogeneizar as propriedades dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera na direção vertical (Kaimal *et al.*, 1976). A CE corresponde à região de transição entre a CM e a atmosfera livre. Com o entranhamento de ar proveniente da atmosfera livre na CLP observa-se na CE gradientes verticais intensos de temperatura, umidade e velocidade do vento (Nieuwstadt e Duynkerke, 1996).

No período noturno a intensidade da turbulência na CLE é muito menor do que durante o período diurno (Fig. 1.1). Neste caso a extensão vertical da CLE é muito menor e em

função disso apresenta uma estrutura vertical mais simples do que a CLC. Em geral é possível distinguir a **Camada Limite Superficial** (ou camada limite interna), onde a maior parte da turbulência é produzida. A região da CLE acima da CLS representa a **Camada Limite Externa**, onde a turbulência produzida na CLS é atenuada pela estratificação térmica e viscosidade molecular do ar (Wyngaard, 2010).

É comum observar-se uma **Camada de Mistura Residual** (CMR) acima da CLE, denominada assim pelo fato dela ser uma região residual da camada convectiva formada durante o dia. A CMR não faz parte da CLE uma vez que não se trata de uma região turbulenta da atmosfera, entretanto, a extensão vertical da CMR pode ser utilizada como uma boa estimativa do máximo diurno da extensão vertical da CLP na ausência de subsidência (Valença, 2013).

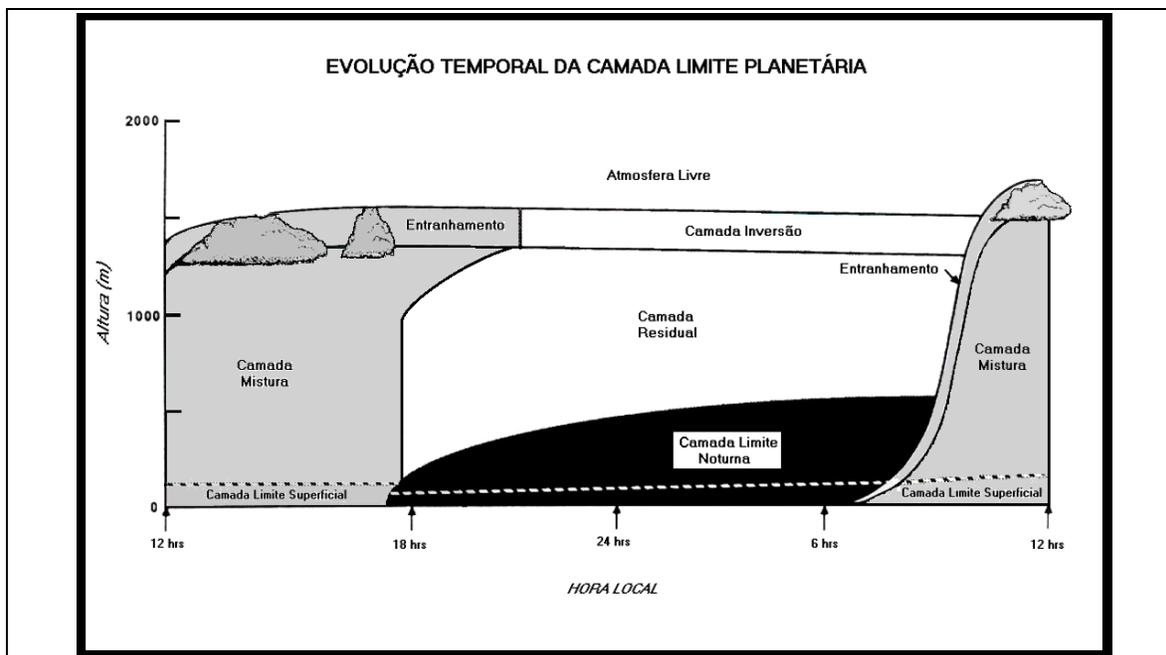


Figura 1.1. Evolução temporal da CLP (Adaptado da Fig. 1.7 de Stull, 1988).

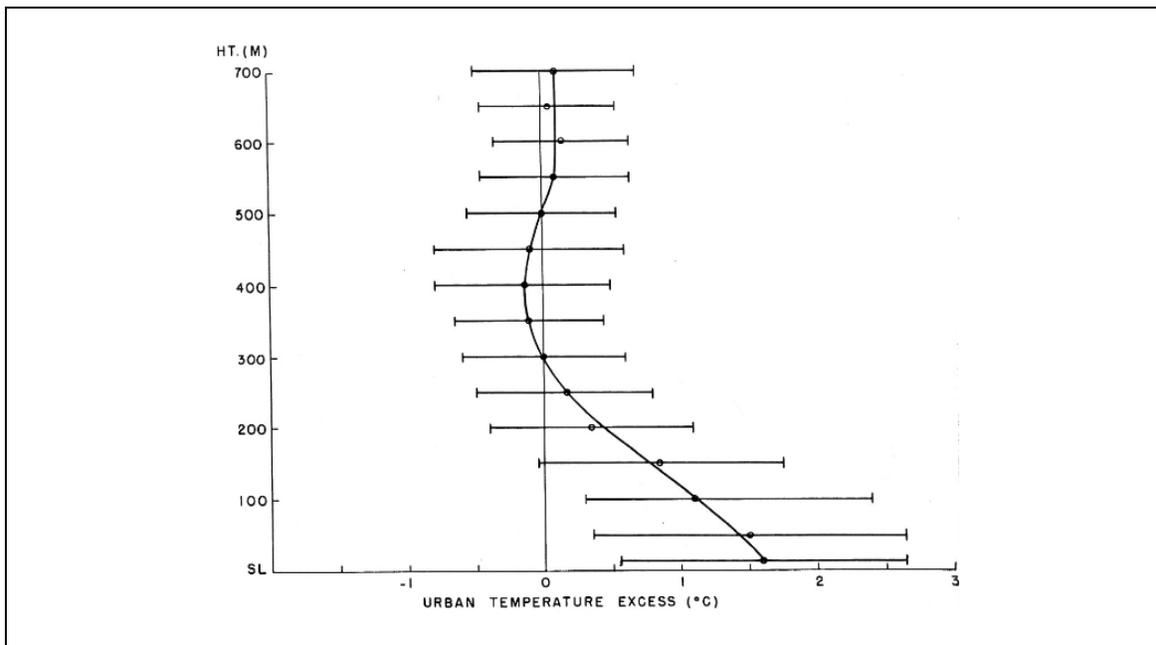
## 1.2 Camada Limite Urbana

Em geral, sobre uma região urbana a estrutura vertical da CLP é modificada pela presença do dossel urbano (Bornstein, 1987; Barlow, 2014). A substituição da vegetação por edifícios e vias pavimentadas causa o aumento na impermeabilização do solo, a redução no



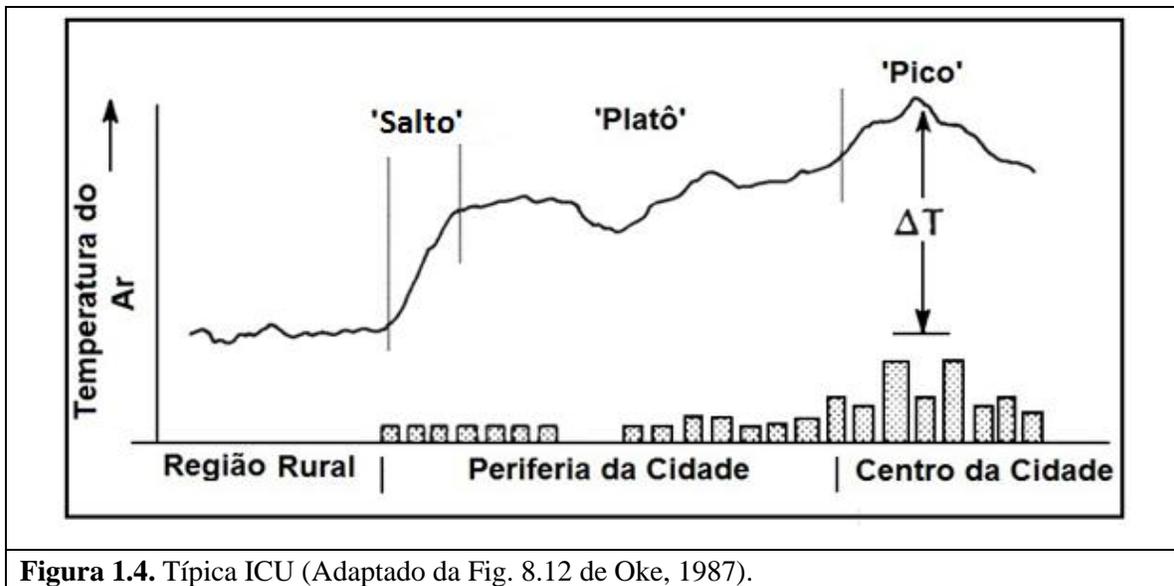
condições sinóticas. Outros fatores que contribuem ao aumento da temperatura nas grandes cidades são a poluição atmosférica e a pouca quantidade de plantas e árvores.

Para condições sinóticas não perturbadas e em cidades localizadas em latitudes médias ou altas, a intensidade da ICU mostra uma pronunciada variação diurna com um valor mínimo próximo ao meio-dia e um máximo em torno da meia-noite (Arya, 2001; Oliveira *et al.*, 2017).



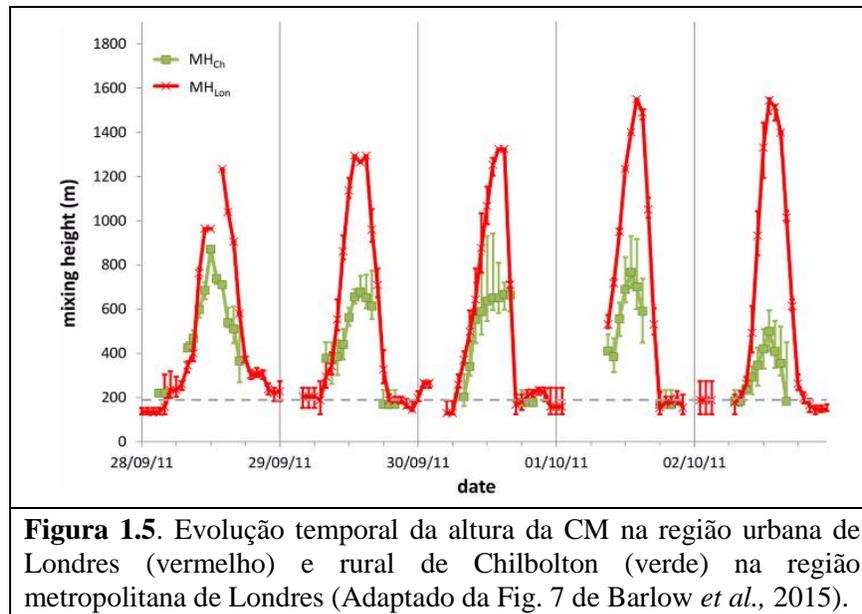
**Figura 1.3.** Variação vertical da ICU na região metropolitana da Cidade de Nova York (Adaptado da Fig. 7 de Bornstein, 1987).

A figura 1.4 ilustra de forma esquemática a variação espacial da ICU no período noturno em condições de céu claro. Pode-se observar nesta figura uma grande variação da temperatura do ar entre as regiões rurais, suburbana e urbana. Verifica-se também um salto na variação da temperatura do ar próxima à superfície entre as áreas rural e suburbana, seguido por variações menores sobre grande parte da região suburbana e um máximo no centro da cidade.



A CLU apresenta características distintas das regiões não urbanas adjacentes em virtude das alterações induzidas pela ocupação urbana no fluxo turbulento de calor sensível (consequentemente na produção térmica de ECT), na tensão de Reynolds da superfície e no cisalhamento vertical do vento médio (consequentemente na produção mecânica de ECT). Em geral, a CLU apresenta uma extensão vertical maior do que na região rural (Fig. 1.5) porque na região urbana a intensidade da turbulência é maior (Oke, 1987, Barlow *et al.*, 2015).

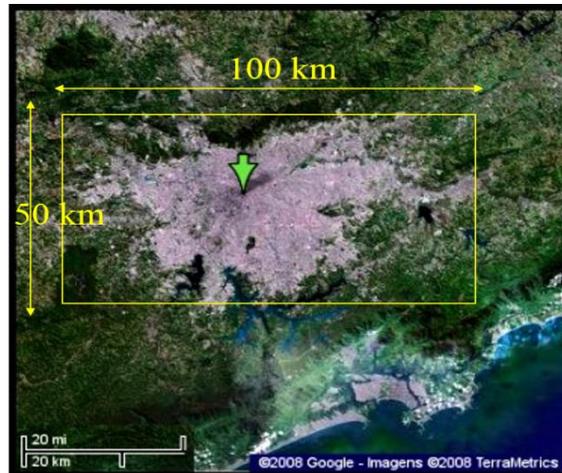
A CLU diurna tem uma estrutura termodinâmica e dinâmica muito similar à da CLC das áreas rurais, sendo a principal diferença devido ao fato de a CLU ser mais: quente, turbulenta, seca e poluída (Fig. 1.5). A combinação do incremento na temperatura associado à ICU e na rugosidade podem afetar significativamente a inversão noturna de superfície e modificar a CLE sobre as grandes cidades (Arya, 2001).



### 1.3 Região Metropolitana de São Paulo

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), também denominada de Grande São Paulo, compreende uma área de 8051 km<sup>2</sup>, onde está concentrada as áreas urbanas de 39 municípios, com aproximadamente 20 milhões de habitantes (o que corresponde a cerca de 10 % da população brasileira), 7 milhões de veículos e mais de 20 mil indústrias. Apresenta uma mancha urbana cobrindo uma área de aproximadamente 100 km x 50 km (Fig. 1.6). O centro da cidade de São Paulo está localizado a 770 m acima do nível médio do mar nos 23°30'S de latitude e 46°40'W de longitude (Fig. 1.6).

A RMSP pertence a uma região subtropical com o clima Subtropical Úmido de Altitude (Alvares *et al.*, 2014). Este clima é caracterizado por um inverno seco e frio com valores de temperatura mensal média variando entre 16.5 °C e 17.1 °C durante os meses de junho a agosto, e um verão úmido e quente com valores de temperatura média mensal entre 21.1 °C e 21.7 °C nos meses de dezembro a março. O valor mínimo médio mensal da umidade relativa ocorre no mês de agosto (74 %) e o máximo nos meses de dezembro-janeiro e março-abril (80 %) (Atlas Ambiental do Município de São Paulo, 2002).



**Figura 1.6.** Mancha urbana da RMSP. Seta indica o centro da Cidade de São Paulo.

O clima da RMSP têm sofrido modificações associadas ao crescimento da área urbana. Além de uma ICU com intensidade média mensal máxima variando entre 2 e 6 graus (Ferreira *et al.*, 2013; Flores *et al.*, 2016), existem evidências de que a urbanização da RMSP alterou a temperatura mínima média mensal nos últimos 60 anos (Gonçalves *et al.*, 2002) e os padrões de precipitação, intensificando os eventos extremos de precipitação durante o verão (Xavier *et al.*, 2007; Vemado e Pereira Filho, 2016).

A RMSP caracteriza-se pela presença de ventos fracos em superfície durante todo o ano, com intensidades aproximadamente de  $1-2 \text{ m s}^{-1}$ , os quais são controlados pela posição do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e pela influência da Baixa Continental. A combinação desses sistemas induz ventos de N-NE durante o verão e de NE-E no inverno. Esses padrões são frequentemente afetados pela passagem de sistemas frontais. As FF que penetram na RMSP têm associados ventos pré-frontais de NW e pós-frontais de SE (Oliveira *et al.*, 2003).

A cidade de São Paulo também é afetada por circulações de mesoescala como a Brisa Marítima (BM), a circulação térmica vale-montanha e circulações associadas aos efeitos urbanos, tais como da variação espacial da rugosidade da superfície (Efeito Mecânico) e da ICU (Efeito Térmico).

Apesar da distância do oceano (~60 km desde o centro da cidade de São Paulo), a BM penetra na cidade São Paulo em mais de 50 % dos dias do ano, gerando ventos de NW antes e de SE após sua passagem (Oliveira *et al.*, 2003). Nos meses de inverno a frequência e a intensidade da BM em São Paulo são menores do que nos meses de verão porque o aquecimento solar da superfície continental relativo à oceânica é menor. Nos meses de transição entre inverno e verão a frequência e a intensidade da BM são maiores do que nos demais meses do ano porque o contraste térmico entre o continente e o oceano é maior uma vez que a inércia térmica da água mantém o Oceano Atlântico na região da costa do Estado de São Paulo excepcionalmente mais frio durante esse período. Além disso, nesses meses a intensidade do aquecimento solar do continente aumenta significativamente em função da menor nebulosidade (Oliveira *et al.*, 2003; Xavier *et al.*, 2007).

## **1.4 CLP em São Paulo**

A primeira caracterização observacional da CLU na RMSP disponível na literatura foi apresentada por Nair *et al.* (2004). Nesse estudo, além da evolução diurna da extensão vertical da CLP na RMSP durante o período de um dia (27 de julho, 1999), foram identificados também a presença de ondas de gravidade múltiplas as 05:00 HL (Hora local), JBN as 10:30 HL e a passagem de uma FF as 19:15 HL. Essas propriedades foram obtidas por meio de um SODAR Doppler (*Sound Detection and Ranging*), instrumentos meteorológicos de superfície, imagens de satélite e modelos numéricos de mesoescala (RAMS). Os resultados indicam que a altura da CITS atingiu 270 m durante o evento de onda de gravidade múltipla. O JBN foi observado a 1300 m da superfície, com velocidade de  $21 \text{ m s}^{-1}$  e direção NE. Nesse dia a altura da CLC atingiu 1500 m e, com a passagem da FF foi substituída por uma inversão térmica de superfície com extensão vertical de 200 m.

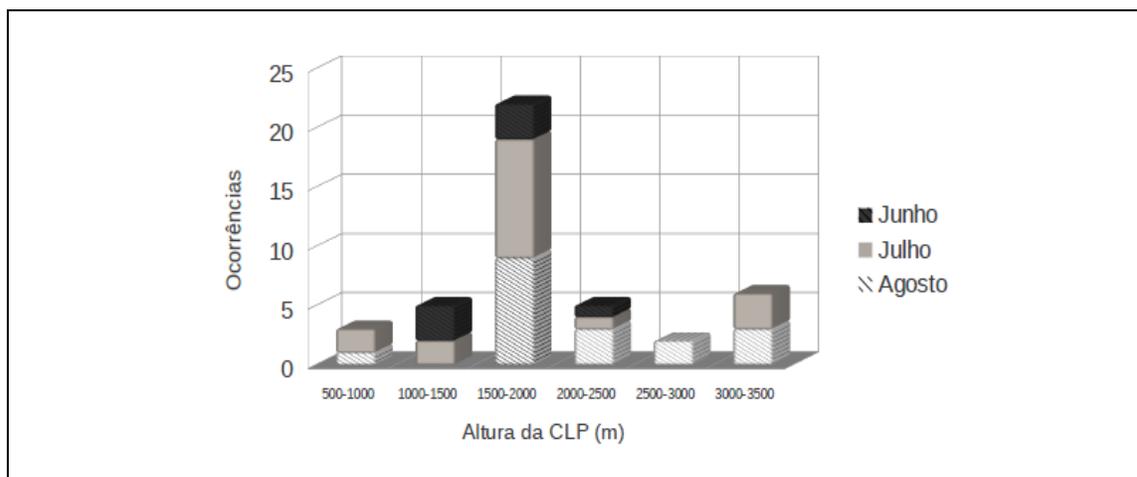
Matos *et al.* (2007) fizeram estimativas da extensão vertical da CM na RMSP por meio de um LIDAR (*Light Detection and Ranging*) e obtiveram valores máximos da altura da CLP entre 1300 m e 1450 m.

Landulfo *et al.* (2010) fez estimativas da evolução temporal da altura da CLP na RMSP através do sistema LIDAR de retrospalhamento nos meses de junho, julho, agosto e

setembro de 2007. Nesse período foram observados valores máximos da altura da CLP entre 1000 m e 3000 m e valores mínimos inferiores aos 500 m.

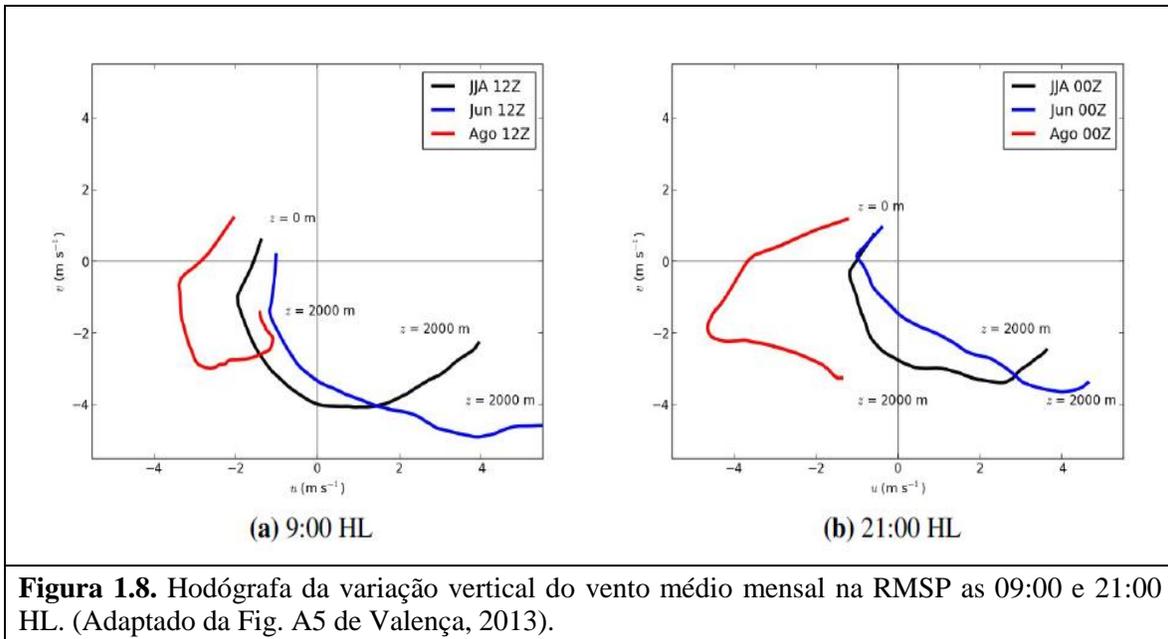
Bárbaro (2010) investigou a evolução temporal e espacial da CLP na cidade de São Paulo utilizando um modelo LES (*Large-Eddy Simulation*) calibrado para as condições médias observadas na plataforma micrometeorológica do IAG (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas). Os resultados numéricos indicam que a altura da CLE varia entre 100 m e 275 m em condições médias e entre 62 m e 203 m em noites de céu claro. Várias características da CLU foram analisadas neste estudo, destacando-se: o impacto da evolução vertical da CLU no ciclo diurno dos fluxos turbulentos de calor sensível e de monóxido de carbono e o papel do JNBN na evolução temporal da altura da CLU noturna.

Utilizando o mesmo modelo LES, Valença (2013) verificou que durante o período diurno a inclusão do efeito da umidade no termo de produção térmica de ECT causa um aumento na intensidade da turbulência na CLP, produzindo um incremento da ordem de 10 % na altura da CLP diurna. Valença (2013) fez uma descrição da altura da CMR na RMSP usando dados de radiossondagem lançadas no Aeroporto de Campo de Marte (ACM) entre junho e agosto de 2012 as 00 GMT (*Greenwich mean time*) (21:00 HL). A distribuição de frequência de ocorrência de CMR (Fig. 1.7) mostra que nos meses de junho a agosto de 2012 a CMR variou entre 500 e 3500 m e a maior parte dos casos (80 %) foram identificados nos meses de julho e agosto.

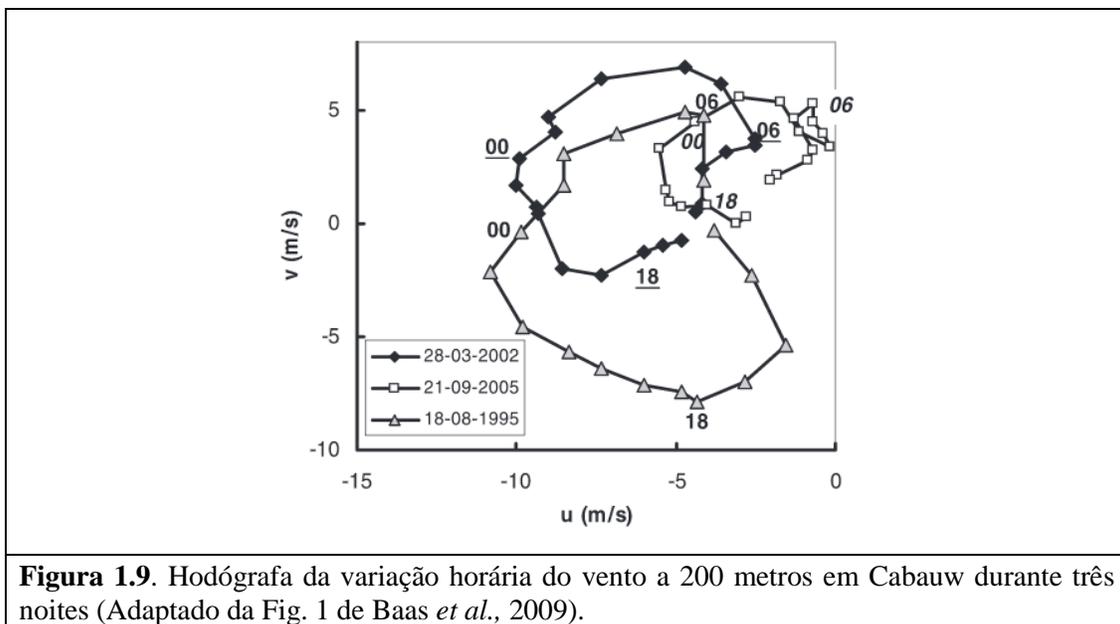


**Figura 1.7.** Histograma da ocorrência de CMR em função da altura observada na RMSP durante os meses de junho, julho e agosto de 2012 (Adaptado da Fig. 1.5 de Valença, 2013).

As hodógrafas da variação vertical do vento na RMSF foram estimadas por Valença (2013) (Fig. 1.8), que mostrou um cisalhamento no sentido anti-horário com a altura indicando advecção quente. Giro anti-horário pode indicar também a presença de oscilação inercial associado ao desacoplamento inercial. Por exemplo, o vento em Cabauw apresenta um giro no sentido horário (Hemisfério norte) no nível de 200 m devido à presença do mecanismo de oscilação inercial causado pelo JBN (Fig. 1.9).



**Figura 1.8.** Hodógrafa da variação vertical do vento médio mensal na RMSF as 09:00 e 21:00 HL. (Adaptado da Fig. A5 de Valença, 2013).



**Figura 1.9.** Hodógrafa da variação horária do vento a 200 metros em Cabauw durante três noites (Adaptado da Fig. 1 de Baas *et al.*, 2009).

Marciotto *et al.* (2010) investigou o impacto da estrutura do dossel urbano idealizada por meio de cânions regulares no balanço de energia da superfície. Neste estudo foi utilizado um modelo de balanço de energia na superfície ocupada por um dossel urbano formado por um conjunto infinito de cânions paralelos acoplados a um modelo de fechamento de segunda ordem. O papel da geometria foi considerado em termos da razão  $h/d$  (" $h$ " é altura e " $d$ " é a largura do cânion). Os resultados de Marciotto indicam que para cânions altos ( $h/d \sim 10$ ) e para as condições típicas da RMSP durante o verão, ocorre uma redução da ordem de 84 % no fluxo de calor sensível associada a uma redução de 24 % na radiação líquida e a um aumento de 126 % no calor armazenado no dossel. Esse resultado, indica que em regiões urbanas com um alto índice de verticalização a altura da CLU durante o período diurno pode ser anormalmente menor em virtude da diminuição no fluxo de calor sensível. Deve ser ressaltado que nesse estudo o fluxo de calor antropogênico não foi incluído. Sabe-se que o calor antropogênico contribui significativamente com o aporte de energia na superfície em regiões urbanas e no caso em questão a sua inclusão pode compensar a redução no fluxo de calor sensível. Esses resultados indicam que em uma área urbana com ocupação bastante irregular como a RMSP a distribuição espacial das componentes do balanço de energia pode apresentar um comportamento extremamente variável e, conseqüentemente, induzir variações espaciais significativas nas propriedades da CLU.

Não existe na literatura estudos sobre JBN na RMSP. Algumas das características destes JNBN já foram investigadas em dissertações de mestrado e teses de doutorado em áreas próximas. Por exemplo, Karam (2002) investigou na sua tese de doutorado a origem do JNBN em Iperó (~80 km da RMSP) e o seu papel na dispersão de poluentes no Estado de São Paulo. Os resultados observacionais analisados por Karam indicam que o JNBN se forma nessa região de Iperó com intensidade entre 8 e 10  $m s^{-1}$  numa altura em torno dos 350 m acima da superfície durante noites de céu claro. Resultados numéricos obtidos por Karam (2002) indicam que o JNBN observado em Iperó é resultado da combinação de quatro fatores: a circulação anabática e catabática no setor Paulista do Vale do Rio Paraná, a oscilação inercial e a circulação da BM.

---

A revisão bibliográfica feita neste trabalho indica que apesar do grande aporte de recursos investido pelas fundações de pesquisa brasileiras, existem somente três artigos disponíveis na literatura sobre as propriedades da CLP na RMSP (Nair *et al.*, 2004; Matos *et al.*, 2007; Landulfo *et al.*, 2010) e somente um trabalho sobre JBN (Nair *et al.*, 2004), indicando que a presente dissertação de mestrado constitui o primeiro estudo, do ponto de vista observacional, que utiliza um conjunto de sondagens com resolução vertical e frequência temporal suficiente para poder descrever as propriedades da CLP na RMSP.

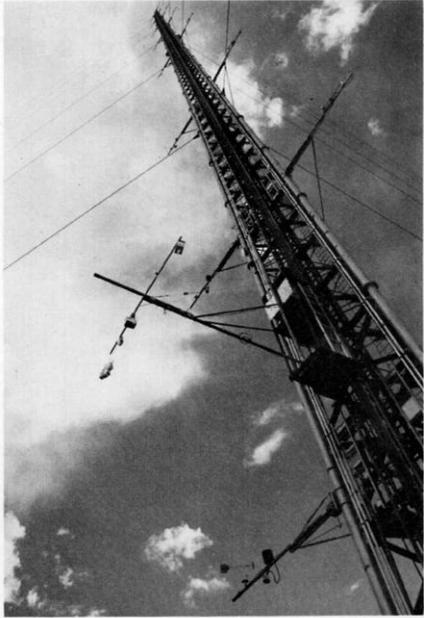
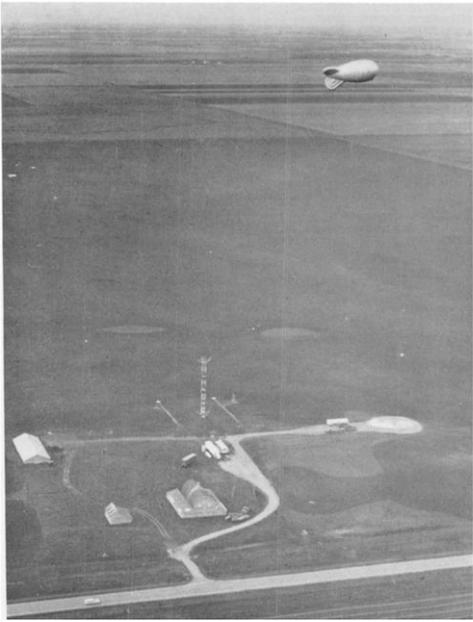
## 2. Estimativa da altura da CLP

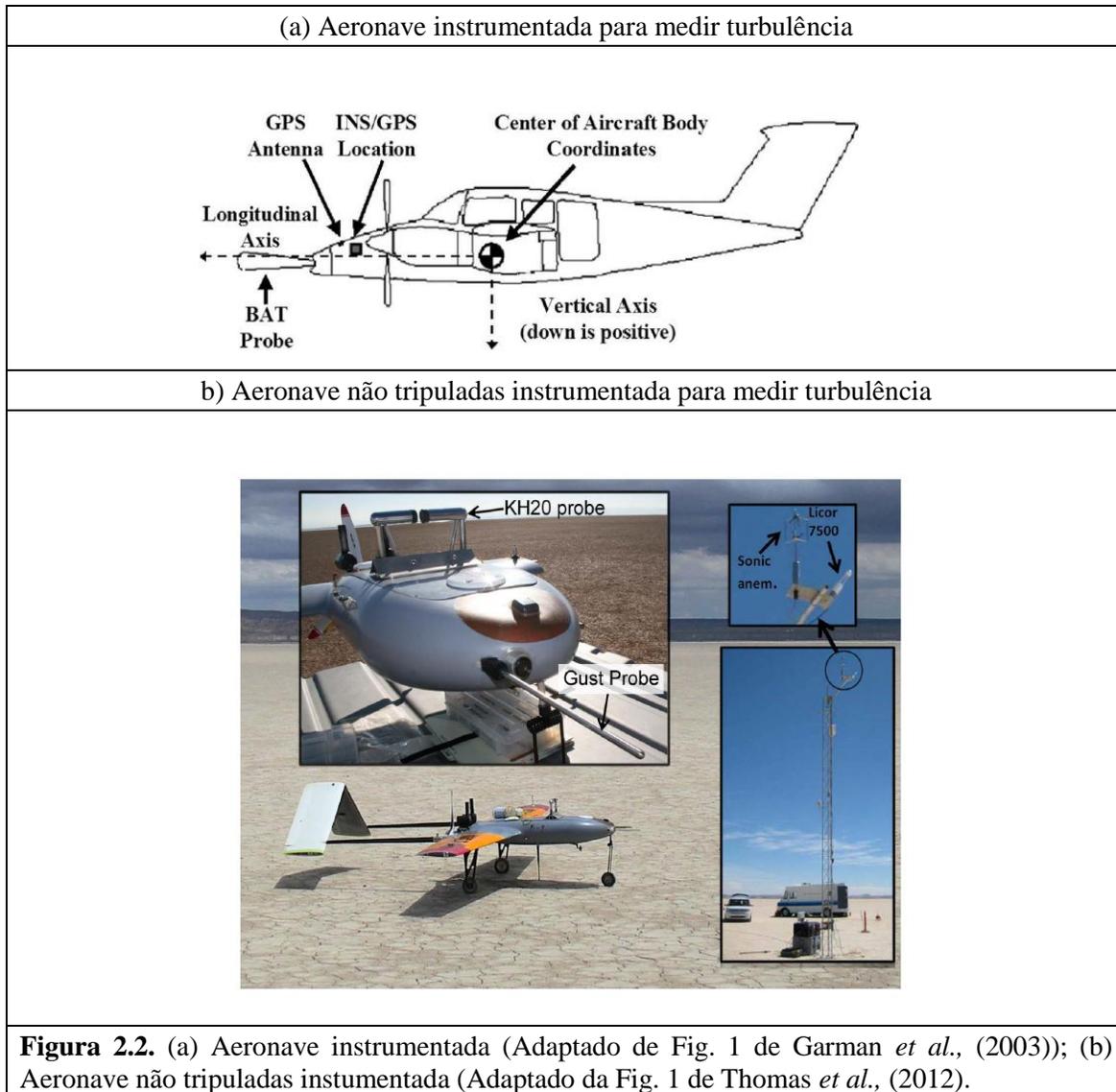
Por definição a CLP é a região turbulenta da atmosfera adjacente à superfície (Stull, 1988, Wyngaard, 2010). Assim a sua extensão vertical pode ser determinada diretamente mapeando-se a distribuição vertical de ECT ( $1/2[u'^2 + v'^2 + w'^2]$ , onde  $u'$ ,  $v'$  e  $w'$  são as flutuações estatísticas das componentes zonal, meridional e vertical do vento) ou de “variáveis substitutas” (“proxy” ou “surrogate variables”) como variância de temperatura, umidade, índice de refração atmosférico, ou indiretamente mapeando-se o efeito que a turbulência têm sobre a distribuição vertical de temperatura, umidade, vento, índice de refração obtidos por sondagens (radiossondagem, balão cativo, aeronaves) ou pelo retroespalhamento causado por aerossóis, etc, no sensoriamento remoto (Sodar, Lidar, Radar, Perfiladores).

Com base no exposto acima os métodos para estimar a extensão vertical da CLP podem ser classificados como diretos e indiretos.

### 2.1 Métodos diretos

Nos métodos diretos a extensão vertical da CLP pode ser feita medindo as componentes do vento ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ) simultaneamente em diferentes níveis na vertical, com frequência de amostragem suficientemente alta (pelo menos 1Hz), e estimando as variâncias das três componentes do vento e, conseqüentemente, a ECT. Neste caso é necessário utilizar sensores de turbulência distribuídos ao longo da vertical em torres altas, como a torre de 213 m no super-sítio (“super-sites) de Cabauw, Holanda (Fig. 2.1a), e a torre de 300 m instalada no super-sítio de Boulder, EUA (Kaimal e Gaymor, 1983; Baas *et al.*, 2009; Neggers *et al.*, 2012; Schalkwijk *et al.*, 2014) (Fig. 2.1b), em cabos suspensos por meio de balão cativo (Readings *et al.*, 1973; Caughey *et al.*, 1979; Canut *et al.*, 2016) (Fig. 2.1c e 2.1d) ou em aeronaves (Lenschow, 1986; Garman *et al.*, 2003; Lenschow, 2005; Thomas *et al.*, 2012; Dai *et al.*, 2014) (Fig. 2.2).

<p>(a) Torre de 213 m de Cabauw (Holanda).</p> 	<p>(b) Torre de 300 m de Boulder (EUA)</p> 
<p>(c) Balão Cativo no Experimento de Minnesota (EUA)</p>	<p>(d) Sensor de turbulência utilizado em Balão Cativo</p>
	
<p><b>Figura 2.1.</b> (a) Torre de 213 m no super-sítio de Cabauw, Holanda (Adaptado de Fig. 2 de Neggers <i>et al.</i>, (2012)); (b) Torre de 300 m de Boulder, EUA, (Adaptado de Fig. 3 de Kaimal e Gaymor(1983)); (c) Torre de 300 m de Boulder (EUA) (Adaptado de Fig. 2 de Readings <i>et al.</i>, (1973) (d) Sensor de turbulência utilizado em balão cativo (Adaptado de Fig. 1a de Canut <i>et al.</i>, (2016)).</p>	



## 2.2 Métodos indiretos

Os métodos indiretos estão baseados em medições de perfis verticais de variáveis meteorológicas (temperatura, umidade e velocidade do vento, etc.) feitas por meio de sondagens atmosféricas com balões (radiossonda, cativo), aeronaves, helicópteros, dirigíveis e drones e por meio de sensoriamento remoto (Sodar, Lidar, Ceilômetros, Perfiladores de vento (“Wind Profiler”), Radiômetros).

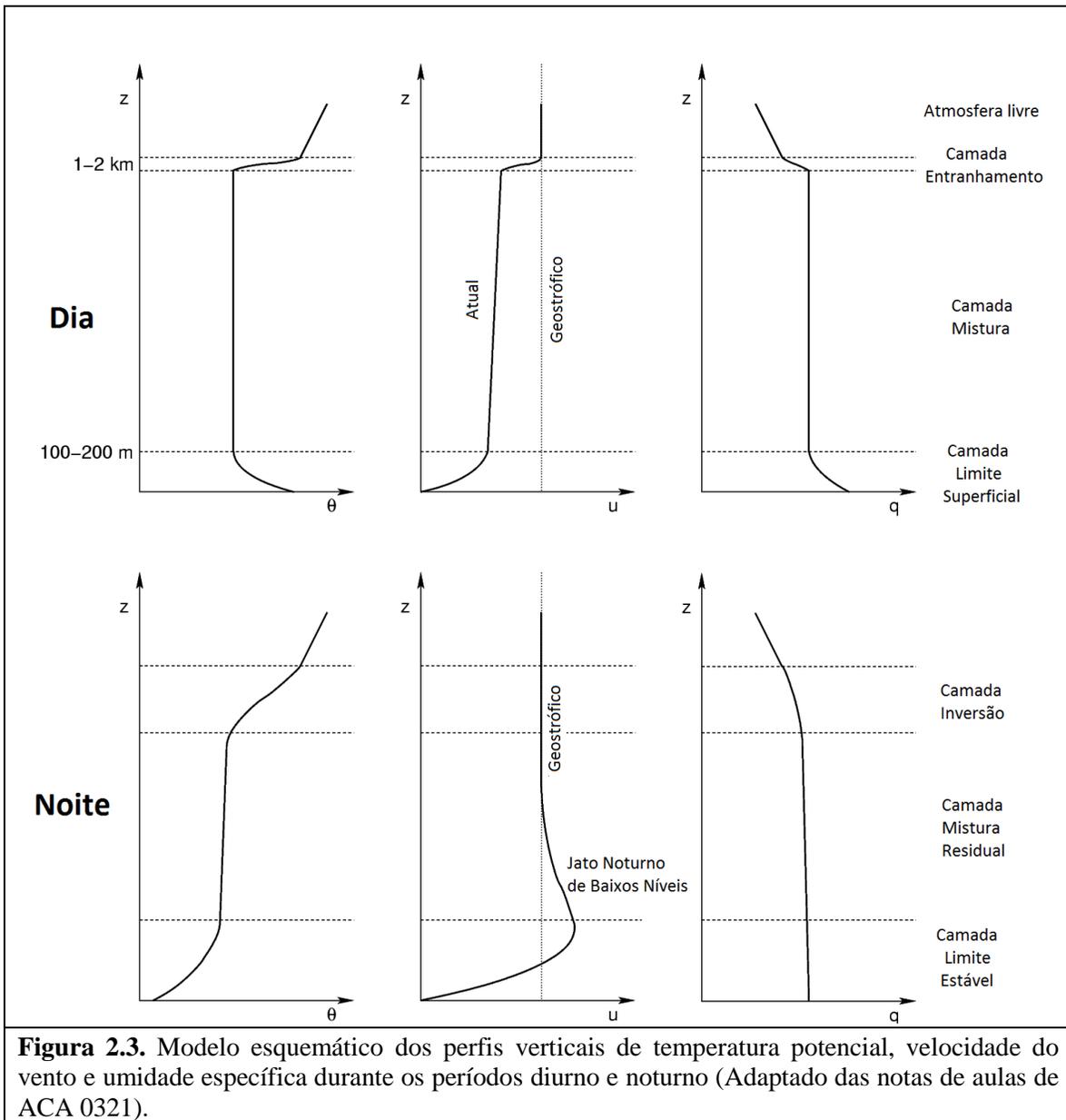
## 2.2.1 Radiossondagens

A continuação vai ser apresentada uma descrição de alguns dos métodos encontrados na literatura que permitem estimar a altura da CLP a partir de dados de radiossondagens.

### 2.2.1.1 Método Visual

A forma mais prática e mais utilizada (Seibert *et al.*, 2000, Seidel *et al.*, 2010, Wang e Wang, 2016), e com certeza mais trabalhosa, de estimar a altura da CLP é através da análise visual dos perfis verticais de temperatura potencial, umidade específica e velocidade e direção do vento obtidos em geral através de sondagens da atmosfera com radiossondas. A análise é feita utilizando como referência o comportamento esperado dessas propriedades em condições idealizadas, ou seja, o comportamento de uma CLP sobre uma superfície continental horizontalmente homogênea e em uma região de topografia plana (Fig. 2.3). Esse método é denominado de método visual e será aplicado neste estudo.

Em condições convectivas, a mistura turbulenta intensa promove a "homogenização" das propriedades da atmosfera na vertical, e a maior parte da extensão vertical da CLP é caracterizada por uma camada onde a temperatura potencial e a umidade específica são constantes. Nesses casos a extensão vertical da CLC ( $Z_{CLC}$ ) pode ser identificada como a altura onde a temperatura potencial e a umidade específica apresentam respectivamente, um aumento e uma diminuição abrupta (Kumar, 1978; Dayan *et al.*, 1988; Myrick *et al.*, 1994). Outros autores identificam o topo da CLC como situado no meio da zona de entranhamento (Tennekes, 1973; Stull, 1988).



Durante o período noturno e na ausência de nebulosidade e distúrbios sinóticos, observa-se a estabilização da atmosfera adjacente a superfície devido ao resfriamento radiativo da superfície. Na presença de turbulência o resfriamento da superfície passa a afetar as camadas mais afastadas da superfície, formando uma CITS. Nestas circunstâncias, a altura da CLP estável ( $Z_{CLE}$ ) pode ser determinada como a extensão vertical da CITS (Yu, 1978; Coulter, 1990; Seidel *et al.*, 2010; Wang e Wang, 2016).

André e Mahrt (1982) definiram a altura da CLE como o ponto a partir do qual o gradiente vertical de temperatura potencial é igual ou menor que  $3,5 \text{ K km}^{-1}$  (valor do gradiente atmosfera padrão nos níveis mais baixos). Além da temperatura, a altura da CLE também pode ser estimada a partir da altura do máximo de velocidade do JNBN (Clarke, 1970; Melgarejo e Deardorff, 1974; Zhang *et al.*, 2014).

Seidel *et al.* (2010) aplicaram uma combinação de 7 métodos para estimar a altura da CLP usando dados de 505 estações aerológicas da rede mundial e correspondentes a radiossondagens realizadas durante 10 anos. O primeiro método utilizado por eles é o denominado método da parcela de ar, o qual vai ser explicado mais para frente. Os outros seis métodos estão baseados em perfis verticais de diferentes variáveis meteorológicas (temperatura, umidade específica, umidade relativa e refratividade do ar). No caso da temperatura potencial a altura da CLP corresponde ao nível onde o gradiente vertical passa por um máximo relativo. No caso da umidade específica, a umidade relativa e a refratividade a altura da CLP é definida como o nível onde gradiente vertical passa por um mínimo relativo. Os outros critérios utilizados estão baseados na determinação da altura da base da inversão térmica de altitude e o topo da inversão de temperatura com base na superfície. Os resultados mostraram que apesar de haver correspondência ocasional entre as alturas estimadas pelos diferentes métodos, em um número considerável dos casos os métodos diferem em seus resultados. Estas diferenças serão discutidas nas próximas seções desta dissertação.

### **2.2.1.2 Método do Número de Richardson**

O método do Número de Richardson ( $Ri$ ) consiste em identificar a altura da CLP como o nível a partir do qual  $Ri$  é maior do que o  $Ri$  crítico.

O  $Ri$  pode ser interpretado como a razão entre a taxa de consumo (ou produção no caso convectivo) da energia cinética turbulenta por forças de empuxo e a taxa de produção de energia turbulenta pela turbulência mecânica gerada pelo cisalhamento do vento (Stull, 1988).

$Ri = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta / \partial z}{(\partial V / \partial z)^2}$	(1)
--	-----

Onde,  $g = 9.8 \text{ m s}^{-2}$  é a aceleração da gravidade,  $\theta_0$  é a temperatura potencial na superfície (em K),  $\partial \theta / \partial z$  e  $\partial V / \partial z$  são os gradientes verticais de temperatura potencial e velocidade horizontal do vento respectivamente (valores médios).

Experimentos de laboratório indicam que o escoamento laminar se converte em turbulento quando  $Ri$  é menor que um valor crítico e o escoamento turbulento se converte em laminar quando ocorre o contrário, de maneira geral é usado o valor crítico de  $Ri = 0.25$  (Stull, 1988).

No caso em que o escoamento apresenta cisalhamento vertical e caracteriza-se por uma estratificação estável (densidade diminuindo com a altura) a transição entre laminar e turbulento ocorre quando as ondas de Kelvin-Helmholtz se amplificam indefinidamente a medida em que  $Ri$  permanece abaixo do valor crítico de 0,25. Estas ondas surgem e se amplificam porque a ação "instabilizadora" do cisalhamento vertical é maior do que a ação estabilizadora da força de empuxo resultante da estratificação térmica estável do escoamento (Stull, 1988).

### **2.2.1.3 Método do perfil vertical de temperatura do ar**

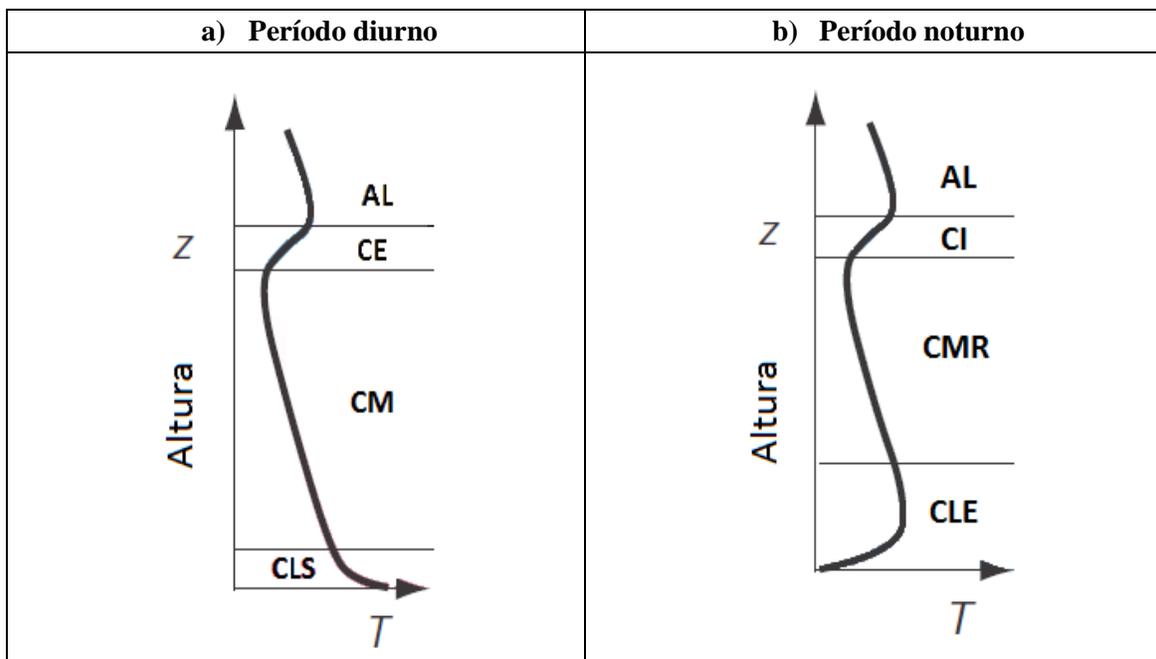
O método do perfil vertical de temperatura do ar consiste em determinar a extensão vertical da CLP a partir da identificação da mudança do comportamento experimentado pela temperatura do ar resultante da ação da turbulência.

Na figura 2.4 observa-se o perfil de temperatura do ar ao longo da CLP em condições idealizadas durante os períodos diurno e noturno. Verifica-se que esta variável experimenta uma estrutura que permite identificar a extensão vertical das diferentes subcamadas.

Em condições convectivas a altura da CLP pode ser estimada como o ponto a partir do qual a temperatura do ar experimenta um aumento abrupto, ou seja, o nível onde o gradiente

vertical de temperatura do ar é igual ou maior que zero (corresponde à base da inversão térmica de altitude) (Seidel *et al.*, 2010) (Fig. 2.4a).

Em condições estáveis alguns autores definiram a extensão vertical da CLP como a altura onde termina a CITS (Yu, 1978; Coulter, 1990). A partir desta definição a altura da CLE pode ser estimada como o nível a partir do qual o gradiente vertical de temperatura do ar é igual ou menor que zero (Fig. 2.4b).

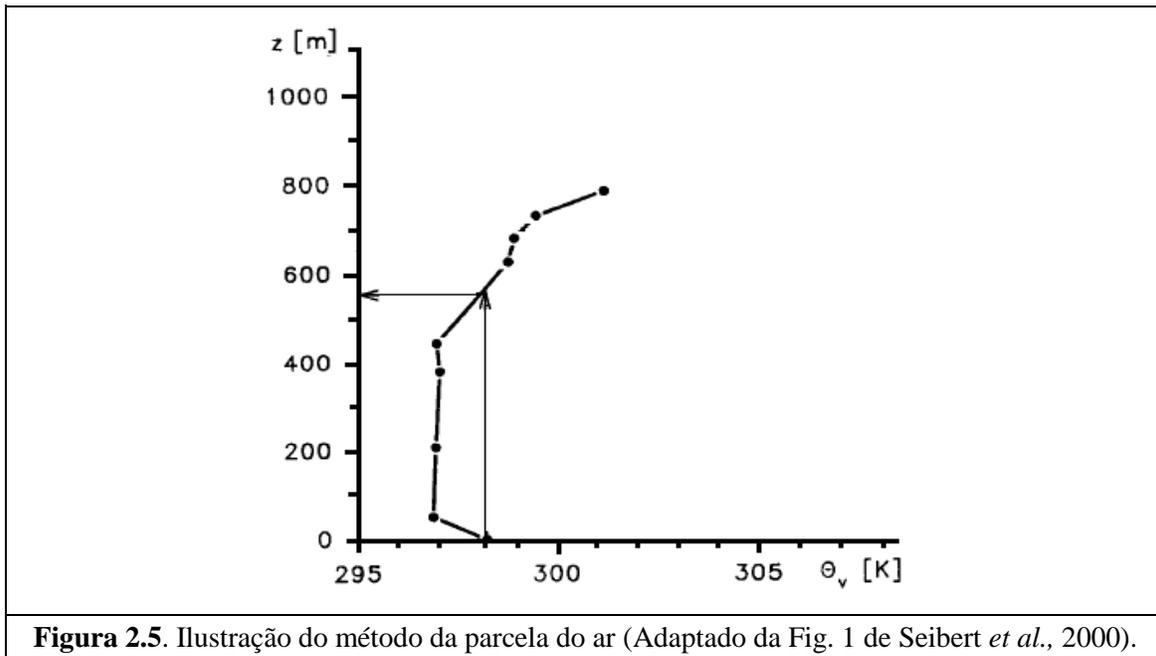


**Figura 2.4.** Perfis idealizados de temperatura do ar durante os períodos a) diurno e b) noturno. Onde: CLS, Camada Limite Superficial; CM, Camada de Mistura; CE, Camada de Entranhamento; AL, Atmosfera Livre; CLE, Camada Limite Estável; CMR, Camada de Mistura Residual; CI, Camada de inversão (Adaptado da Fig. 9.16 de Wallace and Hobbs, 2006).

### 2.2.1.4 Método da Parcela de ar

O método da parcela de ar consiste em estimar a altura na qual uma hipotética parcela de ar originária da superfície e em processo de levantamento vai encontrar o equilíbrio com o ambiente (Holtzworth, 1964, Seidel *et al.*, 2010) (Fig. 2.5). Tal comportamento seria observado a uma altura na qual a temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) do ambiente seja o mesmo da superfície. Devido a sua simplicidade este método é muito utilizado na meteorologia operacional (Seibert *et al.*, 2000).

Em geral, o método da parcela tende a superestimar a altura da CLP, pois ele supõe que o ponto no qual a  $\theta_v$  atinge o mesmo valor que na superfície é um suposto ponto de equilíbrio do crescimento das parcelas de ar com o ambiente e que isso é invariante com o tempo, o qual não é necessariamente verdade (Santos e Fisch, 2007).



## 2.2.2 Sensoriamento Remoto

A introdução nos últimos anos de sistemas de sensoriamento remoto no monitoramento operacional permite fazer observações contínuas e em tempo real das propriedades da CLP e com custo mais baixo do que o sistema de radiossondagens. Entre estes sensores remotos utilizados destacam-se o Sodar, Lidar, Perfiladores de vento, RASS (*Radio-acoustic sounding systems*) e o Ceilómetro.

### 2.2.2.1 Sodar (Sound Detection and Ranging)

O Sodar é um equipamento que permite fazer medidas contínuas e com alta resolução temporal e vertical da estrutura da CLP (Beyrich, 1997). Ele funciona a partir da emissão de pulsos acústicos para a atmosfera. Quando estas ondas sonoras se encontram com determinadas inhomogeneidades causadas por flutuações de temperatura e umidade, uma

parte da energia é retrorefletida para a superfície (Jorge *et al.*, 2013). Deste jeito, é possível identificar regiões com acentuado gradiente de temperatura potencial e a presença de camadas de inversão térmica.

O alcance vertical das medições varia entre os diferentes equipamentos, mas em termos gerais oscila entre os 50 e 1000 m (Beyrich, 1997). Essa é uma das limitações do Sodar, pois frequentemente a CLP apresenta extensão vertical menor do que 50 m durante o período noturno. Neste caso podem ser utilizados equipamentos de alta frequência como os mini-sodars, onde a primeira medição é feita entre os 10 e 20 m de altura (Beyrich, 1997). Tampouco é adequado o uso do Sodar na presença de camadas com alturas superiores aos 1000 m, o qual é observado com bastante frequência em regiões urbanas durante condições convectivas (Beyrich, 1997; Seibert *et al.*, 2000).

Seibert *et al.* (2000) compararam os valores da altura da CLP estimados a partir do Sodar com os valores obtidos aplicando o método do *Ri*. Eles obtiveram baixos valores de correlação entre os dois métodos durante condições estáveis, porém em condições convectivas a correlação foi muito boa.

Santos e Fish (2007) fizeram uma comparação entre quatro diferentes métodos de estimativa da altura da CLC utilizando dados obtidos do Sodar e por radiossondagens em Rondônia-Amazônia. Os métodos que eles utilizaram foram: o método da parcela, do *Ri*, dos perfis (baseado na estimativa da altura da base da inversão de altitude) e um método de medição direta através do Sodar. Os resultados mostraram que o método da parcela superestima as alturas obtidas pelos outros três métodos na maior parte dos casos apresentando as melhores correlações com o método do *Ri*.

### **2.2.2.2 Lidar (Light Detection and Ranging)**

O Lidar é outra técnica de sensoriamento remoto que nos últimos anos têm sido utilizada com muito bons resultados na estimativa da altura da CLP (Baars, 2007; Pal *et al.*, 2010; Granados *et al.*, 2012; Comptom *et al.*, 2013). A técnica Lidar possui os mesmos princípios físicos do radar. Seu funcionamento baseia-se na emissão de um feixe de luz, a partir de uma fonte de laser, que se propaga através da atmosfera. Uma fração do feixe emitido é

espalhada pelos aerossóis atmosféricos. Uma explicação detalhada do todo o funcionamento da técnica Lidar pode ser encontrada na dissertação de mestrado de Moreira, (2013).

Através do Lidar, o contraste entre as concentrações de aerossóis na CM e a atmosfera livre permite identificar a altura da CLP (Comptom *et al.*, 2013). Além disso, é possível obter informação da estrutura das células convectivas, da zona de entranhamento, dos processos de transporte atmosférico e algumas características das nuvens (Landulfo *et al.*, 2003).

As medições feitas com Lidar possuem uma alta resolução espacial e temporal que permite identificar em tempo real variações nas concentrações de aerossóis na atmosfera e a estrutura da CLP (Landulfo *et al.*, 2003). Porém, a interpretação dos dados obtidos a partir do Lidar não é simples e direta, uma vez que a presença de subcamadas de aerossóis originadas a partir de transportes advectivos ou também como resultado de acumulações de aerossóis formadas anteriormente podem interferir e mascarar a estrutura da CLP. Além disso, durante condições estáveis a presença de fracos gradientes verticais nas concentrações de aerossóis pode dificultar a estimativa da altura da CLP (Seibert *et al.*, 2000).

### **2.2.2.3 Ceilómetro**

O ceilómetro é outro instrumento que permite estimar a altura da CLP a partir do perfil vertical de aerossóis. Ele mede a intensidade de retroespalhamento óptico do ar, a qual depende das concentrações de partículas. O seu princípio de medição é baseado na emissão de pulsos de laser para a atmosfera e na detecção do retroespalhamento causado por nuvens, precipitação ou qualquer outro fenômeno que produz espalhamento. A partir do ceilómetro pode ser obtido o ciclo diurno da altura da CLP, pois ele possui um grande alcance vertical (desde 15 m até 2 ou 3 km) (Lotteraner e Piringer, 2016).

Diferentemente do Sodar e Lidar, o ceilómetro é relativamente barato e de fácil manutenção. Porém, névoa e precipitação intensas dificultam as medições (Emeis *et al.*, 2004; Lotteraner e Piringer, 2016).

Eresma *et al.*, (2006) estimaram a altura da CLP a partir de medições feitas com ceilómetro e os resultados foram comparados com medidas obtidas através de radiossondagens. Em total foram lançadas 109 sondas (71 no período convectivo e 38 no período estável) e a altura da CLP foi estimada a partir do método da parcela de ar durante o período diurno e a partir do método do *Ri* durante o período noturno. Os resultados mostraram que durante condições convectivas a altura da CLP determinada pelo ceilómetro correlaciona muito bem com a altura estimada a partir dos radiossondagens utilizando o método da parcela, sendo em termos gerais 8 % menor do que os valores de altura obtidos através do ceilómetro. No regime estável a correlação entre as estimativas feitas pelo ceilómetro e pelo método do *Ri* foram menores que as observadas durante o dia.

#### **2.2.2.4 Perfiladores de vento**

Os perfiladores de vento são radares Doppler desenhado para medir perfis de vento na atmosfera. Eles detectam as flutuações do índice de refração associadas com os vórtices turbulentos. À medida que esses vórtices se movimentam com o vento médio, sua velocidade de translação fornece uma medida direta do vetor de vento médio (World Meteorological Organization).

A presença de aves, aeronaves e insetos também podem provocar um forte retorno do sinal. Porém, têm sido desenvolvidos algoritmos que permitem remover o efeito da contaminação causada por estes objetos (Grimsdell e Angevine, 1998). Mais detalhes sobre a estimativa da altura da CLP a partir dos perfiladores de vento podem ser encontrados em White *et al.* (1991), Angevine *et al.* (1998a), Cohn e Angevine, (1999).

#### **2.2.2.5 RASS (Radio-acoustic sounding systems)**

O RASS é uma técnica de sensoriamento remoto que permite fazer medições dos perfis verticais de temperatura e vento com alta resolução temporal na troposfera baixa, muitas vezes usada em conjunto com perfiladores de vento (Gorsdorf e Lehmann, 2000; Chandrasekhar *et al.*, 2008).

Seu princípio de funcionamento está baseado na emissão de ondas sonoras na vertical. Levando em conta que a velocidade de propagação da onda acústica depende da temperatura do ar e da composição de umidade da atmosfera, a temperatura virtual pode ser calculada a partir do sinal recebido (Gorsdorf e Lehmann, 2000).

### 2.2.3 Análise Espectral

A altura da CLP pode ser estimada através das propriedades dos espectros de turbulência observados na CLS. De acordo com Kaimal *et al.* (1976) os comprimentos de onda dos picos espectrais das componentes  $u$  e  $v$  da velocidade do vento  $[(\lambda_m)_u$  e  $(\lambda_m)_v]$  são proporcionais à altura da CLP. Para determinar o pico espectral máximo associado com estas componentes são usadas as frequências adimensionais, deste jeito,  $\lambda_m = z_1/n_m$ , onde  $n_m$  é a frequência adimensional do máximo e  $z_1$  é a altura da medição. Para este tipo de análise na literatura é mais frequente o uso da componente  $u$  do vento (alinhada na direção do vento médio). Para a CLC Kaimal *et al.* (1976) no experimento de Minnesota obteve a seguinte expressão:

$(\lambda_m)_u \approx 1.5z_i$	(2)
--------------------------------	-----

Onde  $z_i$  é a altura da CM.

Durante condições estáveis e em presença de terrenos bem planos a altura da CLP pode ser estimada pela seguinte equação (Pasquill e Smith, 1983):

$(\lambda_m)_u \cong 2Z_{CLE} \left( \frac{z_1}{Z_{CLE}} \right)^{1/2}$	(3)
---	-----

Onde  $Z_{CLE}$  é a altura da CLE.

Saraiva e Krusche (2013) aplicaram o método espectral para estimar a altura da CLP em RS, Brasil, a partir de dados de turbulência coletados por uma torre de 10 m no período compreendido entre 28 de agosto e 11 de novembro de 2006. Eles obtiveram valores médios da altura da CLP de 1169 m e 292 m nos regimes convectivo e estável respectivamente, os quais foram coerentes com resultados observados em outros estudos.

## 2.2.4 Modelagem numérico

De um modo geral os modelos numéricos estimam a altura da CLP diretamente simulando e mapeando-se a distribuição vertical da ECT (Modelos de meso-escala, Fechamento de 1.5 ordem ou superior, LES) ou indiretamente identificando os efeitos da turbulência na estrutura termodinâmica média.

Existem modelos numéricos desenvolvidos especificamente para estimar a altura da CLP como os modelos de CM. Pode-se também incluir nesta categoria modelos empíricos baseados nas relações de similaridade.

### 2.2.4.1 Modelos de Meso-escala

Ao longo dos anos têm sido desenvolvidos diferentes esquemas para a parametrização da CLP a partir do modelo WRF (*Weather Research and Forecasting Model*). A continuação serão apresentadas algumas características dos esquemas mais usados e os critérios que eles usam para determinar a altura da CLP.

Esquema Yonsey University (YSU): é um esquema de fechamento de primeira ordem proposto por Hong *et al.* (2006), que incorpora um termo explícito para o tratamento da zona de entranhamento (Bank *et al.*, 2016). A altura da CLP é determinada a partir do método do  $Ri_B$ , usando o valor crítico de 0 para a CLE e 0.25 para CLC (Bank *et al.*, 2016).

Esquema Mellor-Yamada-Janjic (MYJ): é um esquema proposto por Janjic (2001) que resolve a equação prognóstica de ECT e determina os coeficientes de troca turbulenta a partir de uma complexa função que incorpora o comprimento de mistura, o cisalhamento vertical e o empuxo (LeMone *et al.*, 2012). A altura da CLP é determinada a partir do perfil vertical de ECT, neste caso quando seu valor ultrapassa os  $0.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  (Bank *et al.*, 2016).

Esquema Quase-Normal Scale Elimination (QNSE): é um esquema proposto por Sukoriansky *et al.* (2005). Do mesmo jeito que o MYJ, este esquema resolve a equação prognóstica de ECT, mas varia a maneira de determinar os coeficientes de troca turbulenta

(LeMone *et al.*, 2012). A altura da CLP é determinada a partir do nível onde a ECT atinge o valor de  $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  (Bank *et al.*, 2016).

Esquema Bougeault-Lacarrere (Boulac): é um esquema da CLP proposto por Bougeault e LaCarrere (1989) baseado na equação prognóstica de ECT. O comprimento de mistura é determinado a partir dos perfis verticais de  $\theta_v$  usando o método da parcela de ar (LeMone *et al.*, 2012). A altura da CLP é determinada a partir do nível onde a ECT atinge um pequeno valor de  $0.005 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  (Bank *et al.*, 2016).

### 2.2.4.2 Modelos Empíricos

A teoria de similaridade é um método empírico de encontrar relações entre variáveis adimensionalizadas a partir da análise dimensional de agrupamentos de variáveis relevantes (altura, velocidade, densidade, etc).

Os grupos adimensionais de variáveis relevantes (grupos  $\pi$ ) são encontrados usando o método dimensional conhecido como Teorema  $\pi$  de Buckingham, o qual permite expressar relações entre diferentes quantidades e revelar novas leis (Kundu e Cohen, 2004).

A partir das teorias de similaridade é possível extrapolar e prever certas informações micrometeorológicas quando as medidas diretas não estão disponíveis e a complexidade dos processos turbulentos impede a aplicação direta das equações do movimento médio da atmosfera. Deste jeito, elas permitem obter relações empíricas que descrevem o comportamento da estrutura média da CLP.

A Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) foi desenvolvida para a CLS. Nesta camada as escalas características de velocidade ( $u_*$ ) e de temperatura ( $\theta_*$ ) são definidas como (Stull, 1988):

$u_* = \left( \frac{ \tau_0 }{\rho_0} \right)^{1/2}$	(4)
$\theta_* = - \frac{(\overline{w'\theta'})_0}{u_*}$	(5)

Onde  $\tau_0$  é a tensão de Reynolds em superfície,  $\rho_0$  é a densidade do ar em superfície e  $(\overline{w'\theta'})_0$  é o fluxo de calor sensível cinemático na superfície.

A partir destas escalas características foi definida uma escala de comprimento  $L$ , chamada escala de comprimento de Obukhov ( $L$ ):

$L = \frac{u_*^2}{k \frac{g}{\theta_0} \theta_*}$	(6)
---	-----

Onde  $k$  é a constante de Von Karman ( $\approx 0,4$ ) e  $\theta_0$  é a temperatura potencial na superfície.

O comprimento de Obukhov é proporcional à razão entre as taxas de produção mecânica e térmica e pode ser interpretado como a altura acima da superfície a partir da qual os efeitos de empuxo dominam sobre a produção mecânica de turbulência (Stull, 1988). Para  $z \ll |L|$  domina o cisalhamento do vento e os termos de empuxo são insignificantes (ocorre geralmente perto da superfície) e para  $z \gg |L|$  os efeitos de empuxo dominam sobre a turbulência gerada pelo cisalhamento (ocorre em geral acima da CLS). Para valores positivos de  $L$ , o fluxo turbulento de calor sensível é negativo e neste caso a CLP é estável. Quando  $L$  é negativo o sinal do fluxo se inverte e, portanto, estamos em presença de uma CLP convectiva. Se o fluxo é nulo,  $L$  tende a infinito e a CLP vai ser neutra.

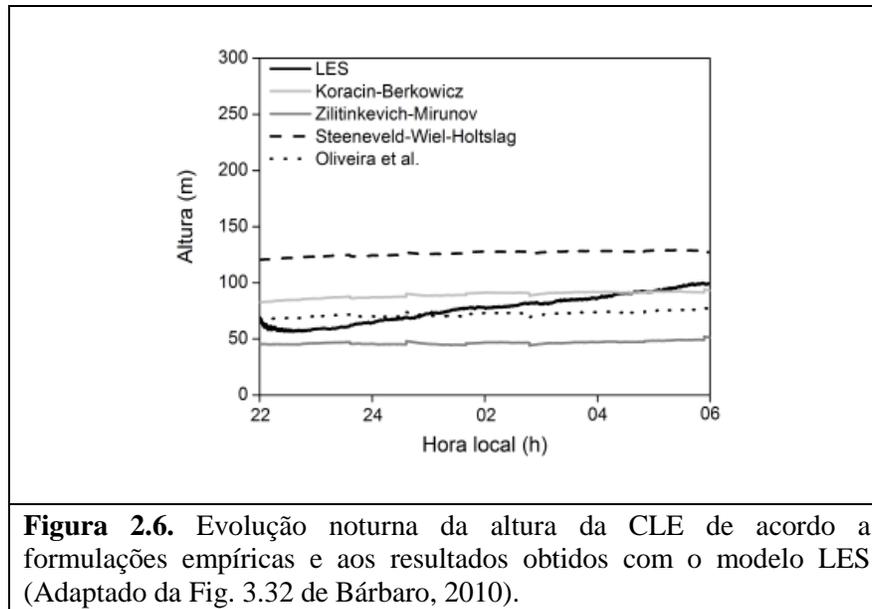
Muitas formulações empíricas têm sido desenvolvidas baseadas na combinação destes parâmetros da CLS para a estimativa da altura da CLP, sobre tudo no período estável (Mahrt, 1981; Nieuwstadt, 1981; Koracin e Berkowicz, 1988; Zilitinkevich *et al.*, 2007). As expressões empíricas (7) a (10) são as mais utilizadas para estimar a altura da CLE e serão empregadas neste trabalho para a RMSF. Outras parametrizações podem ser encontradas no Apêndice A1 de Seibert *et al.* (1998).

$h_1 = \frac{L_*}{3.8} \left( -1 + \sqrt{1 + 2.28 \frac{u_*}{fL_*}} \right)$	(7)
--	-----

$h_2 = 700 u_*$	(8)
$h_3 = 0.5 \sqrt{\frac{u_* L}{ f }}$	(9)
$\frac{1}{h_4^2} = \frac{f^2}{(C_R u_*)^2} + \frac{Nf}{(C_{CN} u_*)^2} + \frac{f}{(C_{NS})^2 k u_* L}$	(10)

Onde  $h_1$  (7) é a altura da CLE segundo Nieuwstadt (1981);  $h_2$  (8) é a altura da CLE segundo Koracin e Berkowicz (1988);  $h_3$  (9) é altura da CLE segundo Oliveira *et al.* (1998);  $h_4$  (10) é a altura da CLE segundo Zilitinkevich *et al.* (2007);  $N$  é a frequência de Brunt-Väisällä ( $N = \sqrt{\beta \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}$ , onde  $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$  é o gradiente vertical de temperatura potencial na inversão térmica noturna e  $\beta$  é o parâmetro de empuxo ( $\beta = \frac{g}{\theta_0}$ ));  $f$  é o parâmetro de Coriolis;  $C_R = 0.6$ ;  $C_{CN} = 1.36$ ;  $C_{NS} = 0.51$ ;  $C_1 = 1.8$ ;  $\alpha = 3$  são constantes empíricas;  $L_*$  é o comprimento de Obukhov modificado ( $L_* = \frac{L}{k}$ ).

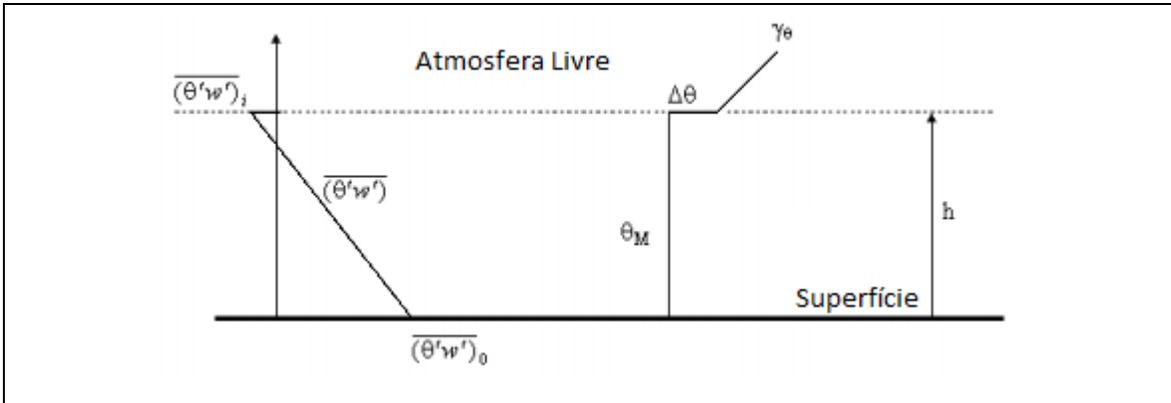
Bárbaro (2010) utilizou as formulações propostas por Koracin e Berkowicz (1988), Oliveira *et al.* (1998), Zilitinkevich e Baklanov (2002) e Steeneveld *et al.* (2007) para estimar a altura da CLE. O resultado da comparação com as simulações feitas com o modelo LES indica que todas essas formulações foram capazes de reproduzir a ordem de grandeza da altura da CLE. Porém, nenhuma das formulações foi capaz de acompanhar o crescimento da CLE. De acordo com seus resultados a fórmula de Koracin e Berkowicz (1988) e de Oliveira *et al.* (1998) foram as que mais se aproximaram dos valores simulados pelo LES (Fig. 2.6).



### 2.2.4.3 Modelo de Camada de Mistura

Os modelos de camada de mistura baseiam-se no fato observacional de que sob condições de intensa mistura vertical (origem mecânica ou térmica) a CLP apresenta uma CM, onde os gradientes das propriedades médias são praticamente nulos e os fluxos verticais turbulentos variam linearmente com a altura.

Os modelos de CM variam em função da forma de representar o processo de entranhamento no topo da CLP. O modelo mais simples é o modelo de salto de ordem zero (Jump model), proposto por Ball (1960) e Tennekes (1973). Este modelo considera um perfil simplificado de temperatura potencial, no qual essa variável é constante verticalmente na CM, entanto sua variação vertical ao longo da CLS é desprezada e a CE é representada através de uma discontinuidade no perfil vertical (“Jump”) do fluxo vertical de calor sensível. Esse tipo de modelo é válido para uma CLP horizontalmente homogênea e sem advecção horizontal (Tennekes, 1973) (Fig. 2.7).



**Figura 2.7.** Modelo de CM de tipo salto de temperatura (Jump model) (Adaptado da Fig. 3.7 das notas de aulas de AGM 5729).

A partir deste modelo é possível determinar a variação temporal da temperatura potencial na CM, a altura da CM e a intensidade da inversão térmica na CE.

Este modelo é descrito através das seguintes equações:

Temperatura potencial da CM	$\frac{\partial \bar{\theta}_M}{\partial t} = - \frac{[(\overline{w'\theta'})_i - (\overline{w'\theta'})_0]}{h}$	(11)
Altura da CM	$\frac{\partial h}{\partial t} \Delta\theta = -(\overline{w'\theta'})_i$	(12)
Temperatura potencial no topo da CE	$\frac{\partial \bar{\theta}^+}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} \gamma_\theta$	(13)

Onde  $h$  é a altura da CM,  $\bar{\theta}_M$  é a temperatura potencial da CM,  $\bar{\theta}^+$  é a temperatura potencial do topo da CE,  $\Delta\theta$  é a intensidade da inversão no topo da CM,  $\gamma_\theta$  é o gradiente vertical da temperatura potencial na atmosfera livre,  $(\overline{w'\theta'})_0$  é o fluxo de calor sensível cinemático na superfície e  $(\overline{w'\theta'})_i$  é o fluxo de calor sensível cinemático no topo da CM.

Algumas parametrizações para  $(\overline{w'\theta'})_i$  têm sido desenvolvidas a partir da equação de balanço de ECT (Tennekes, 1973). Essas relações diferem em dependência dos termos da equação de ECT que foram desprezados. Mais detalhes sobre as hipóteses e simplificações feitas na equação de ECT podem ser observadas no artigo de Tennekes (1973).

A partir das equações que descrevem o modelo de Camada de Mistura e levando em conta que o fluxo vertical turbulento de calor sensível no topo da CM pode ser expresso em termos do fluxo vertical turbulento na base da CM  $[(\overline{w'\theta'})_i = -0.2(\overline{w'\theta'})_0]$ , foi obtida uma solução analítica para a estimativa da altura da CM, que só considera a turbulência de origem térmica (Tennekes, 1973):

$h_5^2 = \frac{14}{5} \frac{\int_{t_0}^t (\overline{w'\theta'})_0 dt}{\gamma_\theta}$	(14)
---	------

Onde  $h_5$  (14) indica a altura da CLC segundo Tennekes (1973).

Considerando a produção de turbulência mecânica devido ao atrito superficial, além da produção térmica de ECT, foram propostas as formulações seguintes por Driedonks (1982a) e Batchvarova e Gryning (1991), respectivamente:

$\frac{\partial h_6}{\partial t} = A \frac{(\overline{w'\theta'})_0}{\Delta\theta} + B \frac{u_*^3}{\beta h_6 \Delta\theta} = \frac{Aw_*^3 + Bu_*^3}{\beta h_6 \Delta\theta}$	(15)
$\frac{\partial h_7}{\partial t} = (1 + 2A) \frac{(\overline{w'\theta'})_0}{\gamma_\theta h_7} + 2B \frac{u_*^3}{\gamma_\theta \beta h_7^2} = \frac{(1 + 2A)w_*^3 + 2Bu_*^3}{\gamma_\theta \beta h_7^2}$	(16)

Onde  $h_6$  (15) indica a altura da CLC segundo Driedonks (1982a);  $h_7$  (16) altura da CLC segundo Batchvarova e Gryning (1991);  $\beta$  é o parâmetro de empuxo,  $w_*$  é a escala característica de velocidade convectiva e  $A$  e  $B$  são constantes empíricas.

Muitos autores têm feito estudos teóricos, experimentos de laboratório, simulações numéricas e análises observacionais para determinar o valor destas constantes empíricas. Seus valores variam consideravelmente na literatura, de maneira geral  $A$  oscila entre 0 e 1 e  $B$  entre 0 e 10 (Seibert *et al.*, 2000). Um valor típico que pode ser usado para a constante  $A$  é 0.2 (Tennekes, 1973; Yamada e Berman, 1979; Driedonks, 1982b). Outros autores fizeram comparações com medições de diferentes regiões climáticas e sugeriram o uso do valor típico de  $A = 0.4$  (Tennekes e Van Ulden, 1974; Clarke, 1990; Betts, 1992; Culf, 1992). Com respeito a constante  $B$ , Tennekes (1973) e Batchvarova e Gryning (1991)

propuseram o valor de 2.5. Porém, outros autores usaram o valor  $B = 5$  (McNaughton e Spriggs, 1986; Brutsaert, 1987; Culf, 1992, Zilitinkevich, 1992).

### 3. Objetivos

O objetivo principal desta pesquisa é estimar as propriedades dinâmicas e termodinâmicas da CLP da RMSP através da análise dos radiossondagens realizadas durante as campanhas de medidas do Programa MCITY BRASIL. Durante essas campanhas foram realizadas sondagens da atmosfera no ACM a cada 3 horas de forma contínua durante 10 dias consecutivos, nas campanhas de verão (19 a 28 de fevereiro, 2013) e de inverno (6 a 15 de agosto, 2013).

Inicialmente, pretende-se usar a inspeção visual dos perfis verticais de temperatura potencial, umidade específica, velocidade e direção do vento para estimar o ciclo diurno da extensão vertical da CLP e das subcamadas CLS, CM e CE (no caso convectivo) e da CMR (no caso estável). Pretende-se também identificar a presença de JNBN e caracterizar a sua intensidade, direção e altura e investigar a sua origem.

Também vai ser analisado o impacto das condições sinóticas na evolução diurna da CLP durante as duas campanhas de observação.

Serão testadas as principais relações empíricas disponíveis na literatura para estimar a altura da CLP. Neste caso serão utilizados os dados de turbulência e das componentes do balanço de energia da superfície coletados na rede de três plataformas micrometeorológicas do Programa MCITY BRAZIL em operação na RMSP.

Pretende-se também estimar a altura da CLP pelo método do  $Ri$  e determinar o valor crítico de  $Ri$  para a RMSP. Além disso, a altura da CLP será estimada a partir do método do perfil vertical de temperatura do ar e pelo método da parcela de ar. Os resultados serão comparados com os obtidos pelo método visual com a finalidade de avaliar a melhor metodologia de estimativa objetiva da extensão vertical da CLP. O melhor método objetivo será utilizado para estimar a altura da CLP a partir das radiossondagens realizadas no ACM entre 2009 e 2013 (4 anos), para estabelecer uma climatologia da altura da CLP em São Paulo.

## 4. Metodologia

### 4.1 Descrição dos dados

Nesta seção vão ser apresentadas as características dos experimentos com radiossondagens feitos no ACM, assim como dos dados de superfície coletados nas três plataformas micrometeorológicas em operação na RMSP. Também vai ser feita uma descrição geográfica destes lugares.

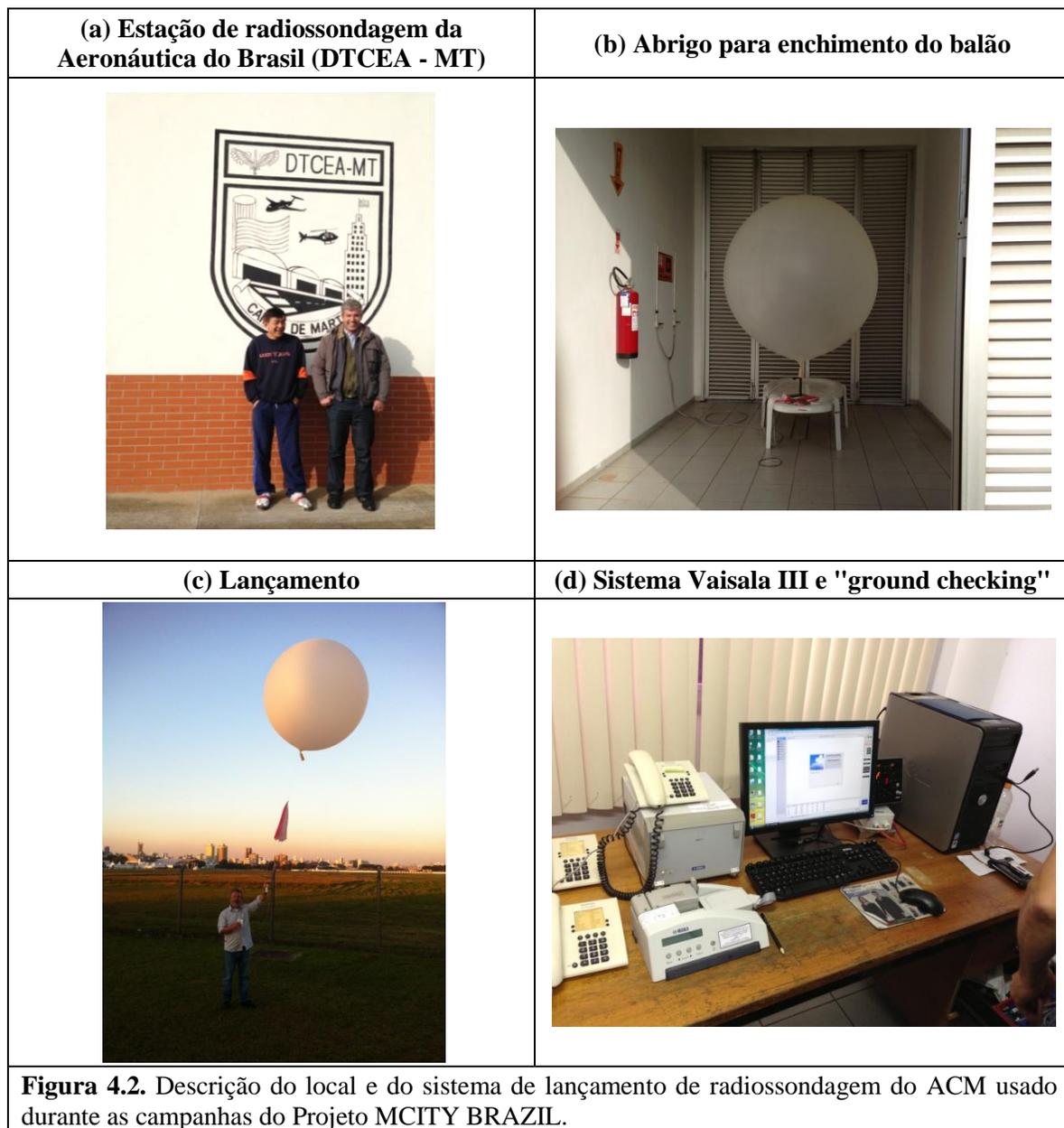
#### 4.1.1 Dados de radiossondagens

Os dados utilizados neste projeto de pesquisa consistem de perfis verticais de temperatura, umidade, direção e velocidade do vento obtidos durante os experimentos de campo feitos em fevereiro (19 a 28) e agosto (6 a 15) de 2013 como parte do Programa MCYTY BRAZIL (Oliveira *et al.*, 2017). Em cada um desses experimentos foram lançados 81 balões radiossondas, com espaçamento de 3 horas, 21 regulares (00 e 12 GMT) e 60 não regulares (03, 06, 09, 15, 18, 21 GMT). As radiossondagens foram feitas no ACM, localizado a uma altitude de 722 m acima do nível médio do mar (Fig. 4.1).

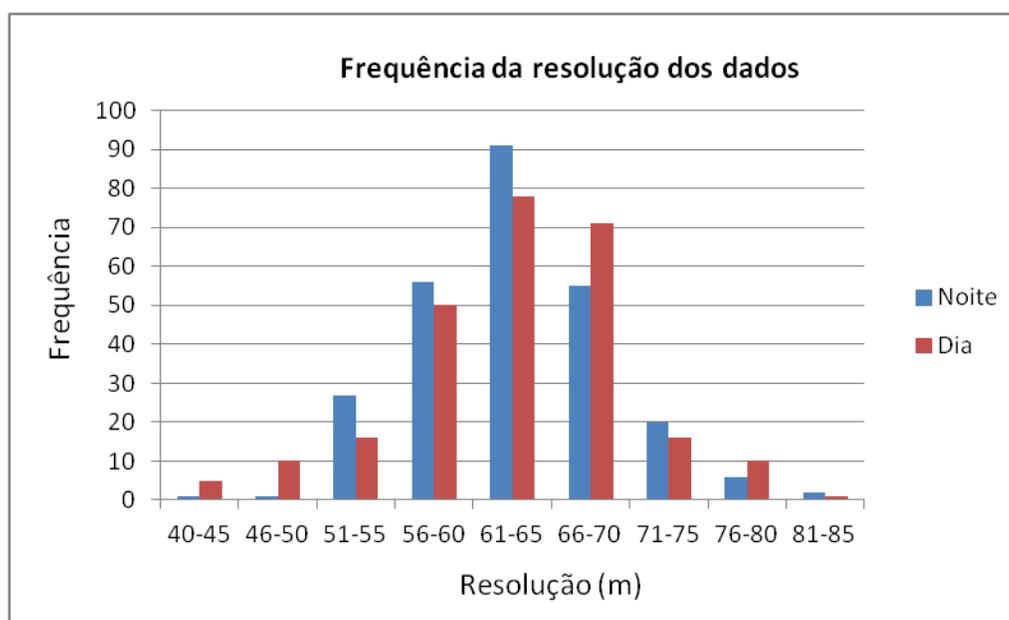


**Figura 4.1.** Posição geográfica do ACM em São Paulo.

Nos radiossondagens, o balão é desenhado para subir através da atmosfera com velocidade relativamente constante e estourar quando atinge uma altura aproximada de 30 000 metros, quando a expansão do ar dentro do balão ultrapassa os limites de resistência do material do balão. Nos experimentos feitos no ACM a velocidade de ascensão do balão foi aproximadamente de  $5.5 \text{ m s}^{-1}$  e os dados foram coletados com uma frequência igual a 0.1 Hz (um dado a cada 10 segundos). Na figura 4.2 observa-se o local e o sistema de lançamento dos radiossondagens no ACM durante os experimentos.



Na figura 4.3 mostra-se a distribuição de frequência da resolução vertical (diferença de altura dos níveis consecutivos até 4000 m) das radiossondagens realizadas no dia 10 de agosto de 2013. Observa-se que tanto no período diurno como no período noturno prevaleceram valores da resolução vertical entre 56-70 m, entanto no intervalo de resolução entre 61-65 m foi observado o maior número de casos.

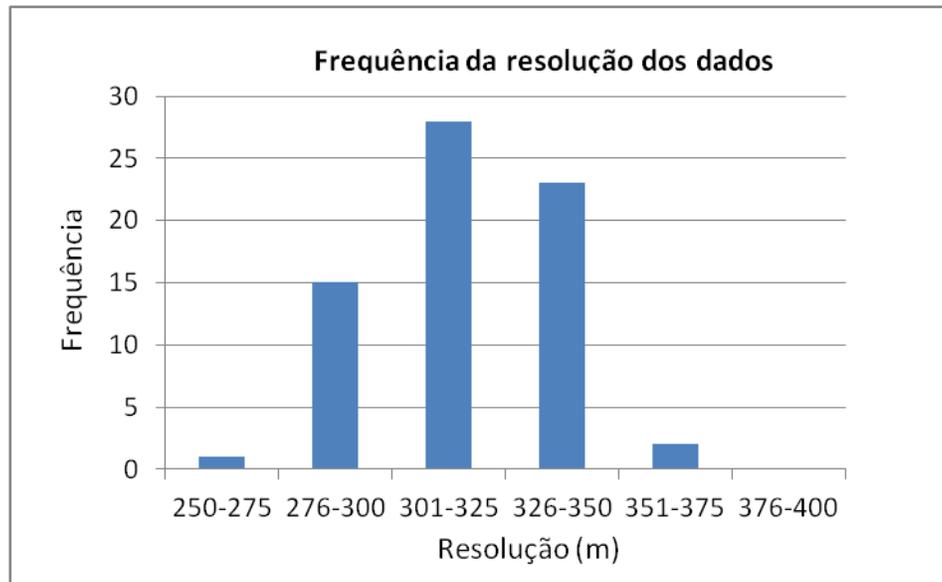


**Figura 4.3.** Frequência da resolução dos dados obtidos nos radiossondagens feitos o dia 10 de agosto de 2013 no ACM em São Paulo.

Neste trabalho também foram utilizados os dados de radiossondagens lançadas uma ou duas vezes por dia no ACM no período compreendido entre setembro de 2009 e agosto de 2013. A partir destes dados pretende-se estimar a altura da CMR (a qual pode ser considerada como um indicativo da altura máxima da CLP atingida durante o dia) e fazer uma climatologia da altura da CMR na RMSP.

Na figura 4.4 mostra-se a distribuição de frequência da resolução vertical das radiossondagens realizadas entre o 1-5 de agosto de 2012 as 21 HL. Observa-se que prevaleceram valores da resolução vertical entre 301-350 m, entanto no intervalo de resolução entre 301-325 m foi observado o maior número de casos. Assim, as sondagens

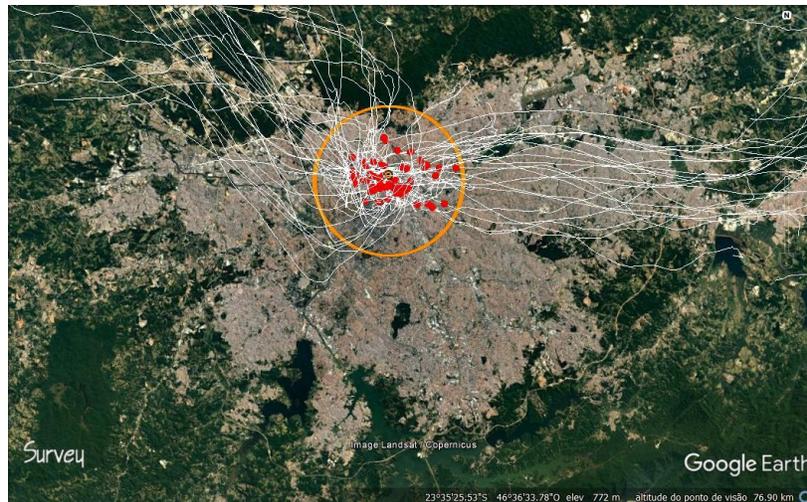
realizadas durante os dois experimentos do Programa MCITY BRAZIL apresentam uma resolução vertical maior do que as sondagens normalmente feitas no ACM pelo DTCEA.



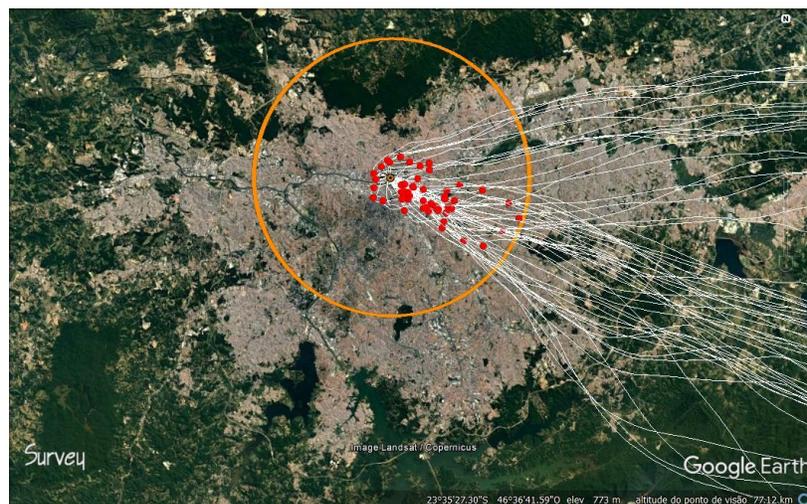
**Figura 4.4.** Frequência da resolução dos dados obtidos nos radiossondagens feitos entre 1-5 de agosto de 2012 as 21 HL no ACM em São Paulo.

Nas Figs. 4.5 e 4.6 são apresentadas as trajetórias descritas pelo balão durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013, as quais foram traçadas com ajuda do Software Google Earth.

Verifica-se que todas as sondas nos primeiros 4000 m permaneceram nos limites territoriais da RMSP, indicando que a caracterização realizada neste trabalho refere-se a CLU de São Paulo (Figs. 4.5 e 4.6). Nas figuras A1-A7 dos Apêndices A1 e A2 podem ser visualizados as trajetórias do balão para cada dia.



**Figura 4.5.** Trajetórias descritas pelas radiossondas lançadas durante o experimento realizado entre 19-28 de fevereiro de 2013 no ACM em São Paulo. As linhas de cor branco representam as trajetórias das radiossondas, o ponto vermelho indica aproximadamente a altura de 4000 m acima da superfície e através do círculo laranja está sendo representada a máxima extensão horizontal atingida pelos balões durante seu deslocamento até 4000 m.



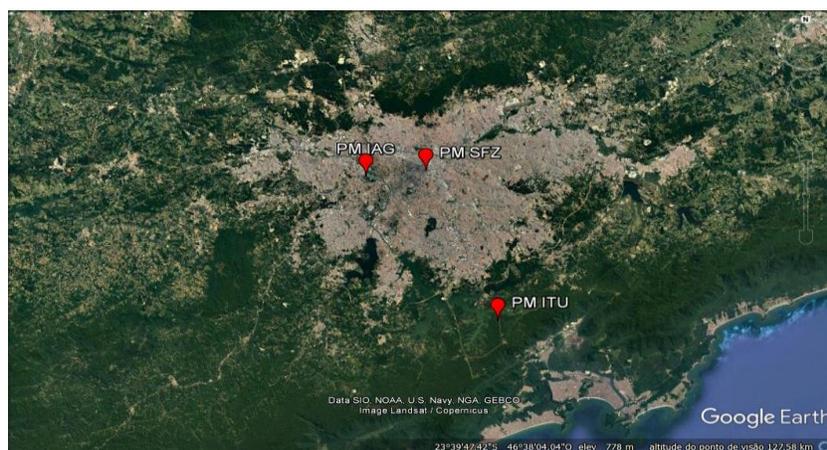
**Figura 4.6.** Trajetórias descritas pelas radiossondas lançadas durante o experimento realizado entre 6-15 de agosto de 2013 no ACM em São Paulo. as linhas de cor branco representam as trajetórias das radiossondas, o ponto vermelho indica aproximadamente a altura de 4000 m acima da superfície e através do círculo laranja está sendo representada a máxima extensão horizontal atingida pelos balões durante seu deslocamento até 4000 m.

### 4.1.2 Dados de superfície

Também foram utilizados os dados de turbulência coletados na rede de três plataformas micrometeorológicas em operação na RMSP (PM IAG, PM SFZ e PM ITU) (Fig. 4.7). Estas observações são contínuas e com uma alta resolução temporal (10 Hz) e foram utilizadas para estimar parâmetros de superfície usados em relações empíricas e como condições de contorno para estimar a altura da CLP com modelos de CM. A PM IAG está situada na parte oeste da cidade de São Paulo, especificamente no IAG, no campus Butantã da USP (Universidade de São Paulo), em uma área com características suburbanas (Fig. 4.8a). A PM SFZ está localizada no topo do prédio de 20 andares da Secretaria da Fazenda do Estado de São Paulo, no centro da cidade e corresponde a uma área estritamente urbana (Fig. 4.8b). A PM ITU está situada em uma área de reflorestamento da Mata Atlântica, no núcleo de Itutinga Pilões do Parque Estadual da Serra do Mar (Fig. 4.8c e 4.8d). Outras características podem ser observadas na tabela 4.1.

**Tabela 4.1.** Características geográficas das plataformas micrometeorológicas.

Plataforma	Ocupação	Altura	Latitude	Longitude	Altitude
PM IAG	Suburbana	17 m	23°33'34" S	46°44'01" W	744 m
PM ITU	Rural	0 m	23°49'32" S	46°30'32" W	760 m
PM SFZ	Urbana	77 m	23°33'01" S	46°37'49" W	741 m



**Figura 4.7.** Posição geográfica das PM IAG, PM SFZ e PM ITU na RMSP.



Os fluxos turbulentos de calor sensível e latente foram estimados considerando o método da covariância dos vórtices turbulentos ("*Eddy-Correlation Method*"). Uma descrição completa dos sensores e da metodologia de estimativa dos fluxos e demais variáveis meteorológicas estão descritas em Oliveira *et al.* (2017).

## 4.2 Aplicação dos métodos de estimativa da altura da CLP

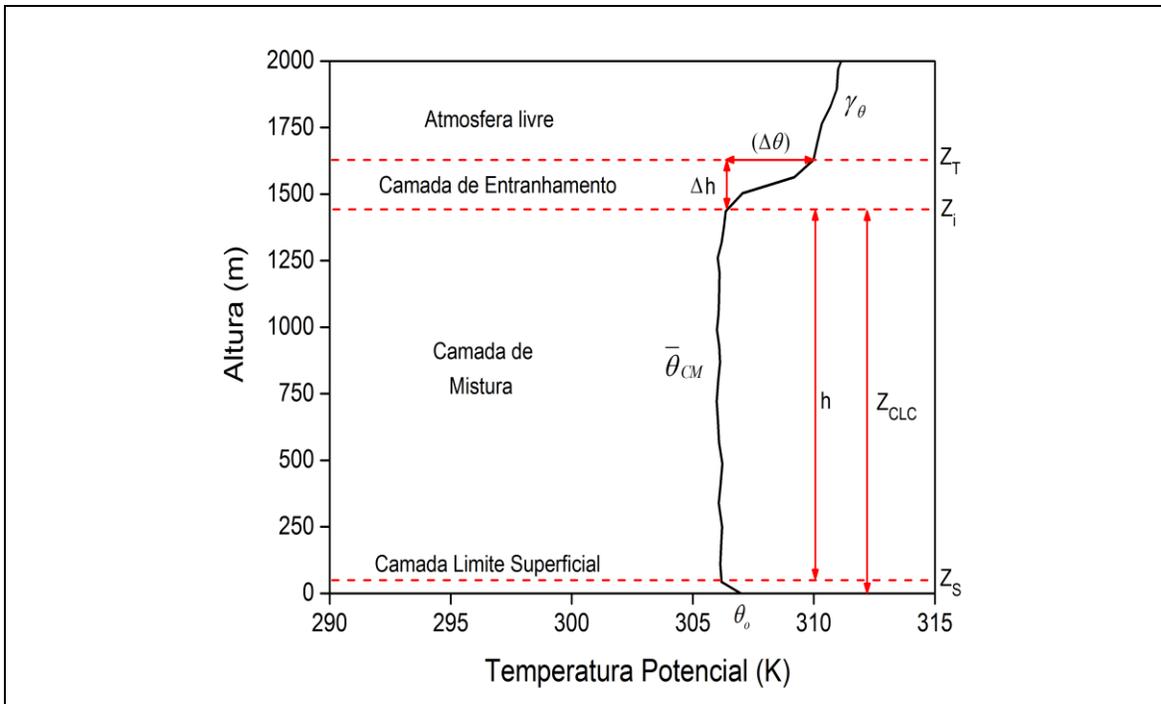
Neste trabalho serão usados os seguintes métodos para a estimativa da altura da CLP: método visual, método do  $Ri_B$ , método da parcela, método do perfil vertical de temperatura do ar e formulações empíricas baseadas em parâmetros de superfície.

### 4.2.1 Método visual

Para determinar a altura da CLP pelo método visual, primeiro foi calculada a temperatura potencial e a umidade específica a partir dos dados temperatura, pressão e umidade relativa obtidos através das radiossondagens. Estas variáveis são dispostas graficamente como perfis verticais entre superfície e o nível de 3000 metros.

Neste trabalho, a  $Z_{CLC}$  foi estimada como a altura da base da inversão térmica de altitude (Fisch *et al.*, 2004) (Fig. 4.9). O perfil de umidade específica foi utilizado nos casos em que houve dificuldade em usar somente o perfil vertical de temperatura potencial.

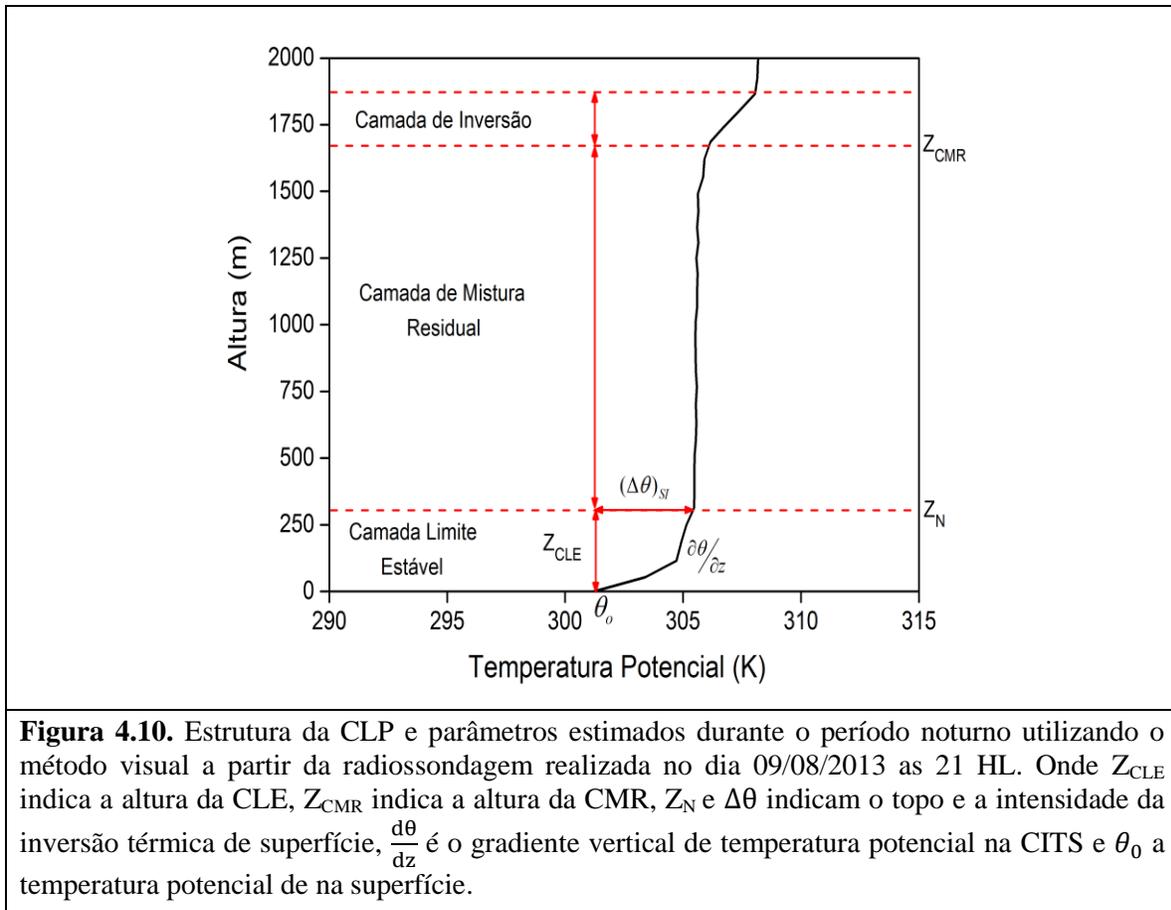
Também foi usado o método visual para determinar nas sondagens realizadas durante o período diurno: a base ( $Z_i$ ), o topo ( $Z_T$ ) e a intensidade da inversão térmica no topo da CM ( $\Delta\theta$ ), a altura da CLS ( $Z_S$ ), a extensão vertical da CM ( $h$ ), a extensão vertical da CE ( $\Delta h$ ), a temperatura potencial na superfície ( $\theta_0$ ) e na CM ( $\bar{\theta}_{CM}$ ) respectivamente e o gradiente vertical da temperatura potencial na atmosfera livre ( $\gamma_\theta$ ) (Fig. 4.9).



**Figura 4.9.** Estrutura da CLP e parâmetros estimados durante o período diurno utilizando o método visual a partir da radiossondagem realizada no dia 08/08/2013 as 15 HL. Onde  $Z_{CLC}$  indica a altura da CLC,  $Z_i$ ,  $Z_T$  e  $\Delta\theta$  indicam a altura da base, o topo e a intensidade da inversão térmica no topo da CM,  $Z_s$  indica a altura da CLS,  $h$  indica a extensão vertical da CM,  $\gamma_\theta$  é o gradiente vertical da temperatura potencial na atmosfera livre e  $\theta_0$  e  $\bar{\theta}_{CM}$  a temperatura potencial na superfície e na CM respectivamente.

Na estimativa da  $Z_{CLE}$  foi utilizado o critério baseado na identificação da altura da CITS (Fig. 4.10). A estimativa de  $Z_{CLE}$  pelo método visual nas sondagens realizadas no período de transição dia-noite é muito difícil dado que o resfriamento da superfície é pequeno e não se observa com clareza o topo da camada de inversão de superfície, que aparece ligeiramente misturado com a CMR (Piringer *et al.*, 1998).

Durante a noite foi determinado a altura da CMR ( $Z_{CMR}$ ), o topo ( $Z_N$ ) e a intensidade da CITS ( $(\Delta\theta)_{SI}$ ), a temperatura potencial na superfície ( $\theta_0$ ) e o gradiente vertical de temperatura potencial na CITS ( $\frac{d\theta}{dz}$ ) (Fig. 4.10). Além disso, também foi estimada a velocidade ( $V_{JNBN}$ ), altura ( $Z_{JNBN}$ ) e direção ( $D_{JNBN}$ ) dos JNBN.



Deve ser ressaltado que apesar de ser mais simples, o método visual não pode ser estendido para um conjunto muito grande de sondagens. Além disso, muitas vezes a estrutura vertical da baixa atmosfera apresenta estruturas que são resultado de distúrbios atmosféricos que dificultam a identificação visual da CLP. Assim, para estender esse método para um conjunto maior de sondagens é necessário utilizar um método objetivo.

#### 4.2.2 Método do Número de Richardson

Nesta pesquisa foi utilizado a expressão bulk do  $Ri$  proposta por Seibert *et al.* (2000):

$$Ri_B(z) = \frac{g * z}{\theta_{vs}} \frac{(\theta_v(z) - \theta_{vs})}{(u(z)^2 + v(z)^2)} \quad (17)$$

Onde  $\theta_{vs}$  é a temperatura potencial virtual na superfície (K),  $z$  é a altura (em metros),  $\theta_v(z)$  é a temperatura potencial virtual na altura  $z$  (expressa em K) e  $u(z)$  e  $v(z)$  são as componentes horizontais da velocidade do vento nessa altura ( $\text{m s}^{-1}$ ).

Em função do grande dispersão existente entre os valores críticos do  $Ri$  utilizados para estimar a altura da CLP, Vogelezang e Holtslag (1996) desenvolveram um método para estimar o  $Ri$  crítico (Método do ajuste linear). Este método consiste em representar os termos de cisalhamento (denominador) e do empuxo (numerador) da Eq. 20 nos eixos  $x$  e  $y$  respectivamente. Então é traçada a linha de regressão linear que melhor se ajusta com os pontos, fazendo coincidir a mesma com a origem do sistema de coordenadas. A inclinação desta linha corresponde ao valor de  $Ri_B$  crítico ( $Ri_{BC}$ ).

Vogelezang e Holtslag (1996) aplicaram este método para estimar o  $Ri_{BC}$  utilizando dados observacionais em Cabauw, Holanda e obtiveram valores no intervalo entre 0.16 - 0.32. Richardson *et al.* (2013) também determinou o  $Ri_{BC}$  através da regressão linear. Eles fizeram simulações com o modelo LES para caracterizar o  $Ri_{BC}$  em presença de uma CLE barotrópica. Neste estudo foi obtido o valor  $Ri_{BC}= 0,15$ . Em comparação, Vickers e Mahrt (2004) utilizaram dados coletados em três experimentos, dois realizados em Kansas (CASE99) e Colorado (FLOSS) e o outro feito através de uma aeronave sobre o oceano Atlântico, próximo da costa Leste dos Estados Unidos (CBLAST) para estimar o  $Ri_{BC}$ . Foram encontrados valores de  $Ri_{BC}= 0.26, 0.09$  e  $0.06$  para cada um dos experimentos respectivamente.

Outros métodos foram desenvolvidos para estimar o valor do  $Ri_{BC}$ . Por exemplo, Sorensen *et al.* (1996) estabeleceu uma relação entre o RMSE (*Root Mean Square Error*) relativo e o  $Ri_{BC}$  utilizando dados de radiosondagens em Copenhagen, Dinamarca. Foi observado o valor mínimo do erro quando  $Ri_{BC}= 0.14$ .

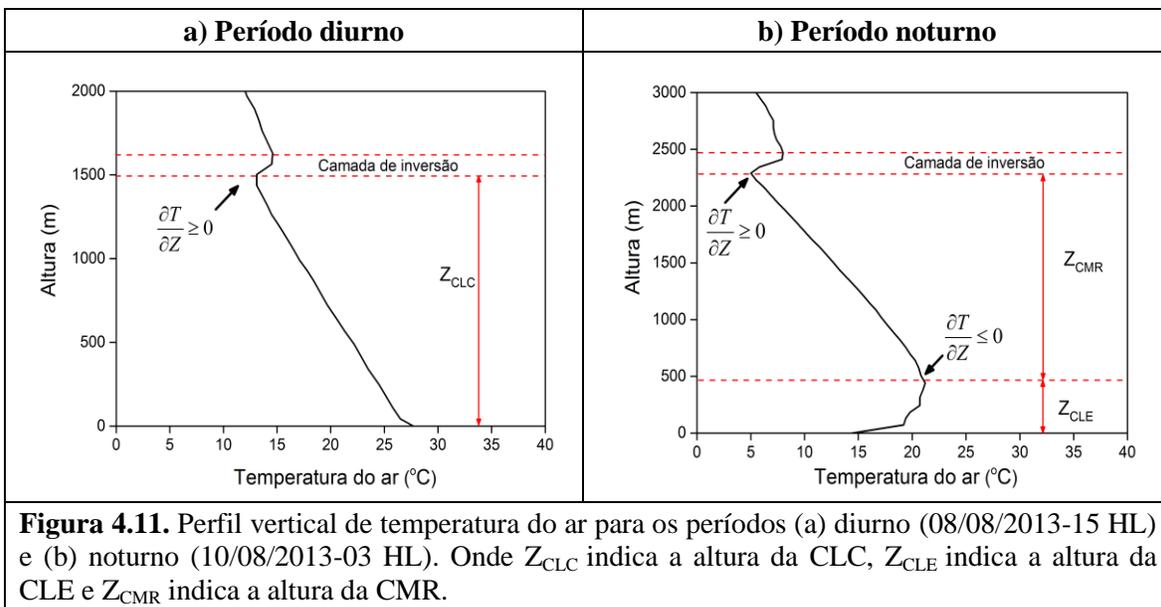
Para São Paulo a altura da CLP foi estimada como a altura do nível onde o  $Ri_B$  torna-se igual ou maior do que o valor crítico e mantém essa tendência por mais do que dois níveis consecutivos (Cuxart *et al.*, 2000).

Para determinar o  $Ri_{BC}$  pelo método do RMSE, foi estimada a altura da CLP para cada um dos valores do  $Ri_B$  no intervalo entre 0 e 1 com espaçamento de 0,01. Posteriormente os valores da altura da CLP foram comparados com os obtidos através do método visual e foi calculado o RMSE. O valor do  $Ri_B$  para o qual o RMSE vai para um mínimo foi escolhido como o  $Ri_{BC}$ . Este método apresentou melhores resultados que o método do ajuste linear.

### 4.2.3 Método do perfil vertical de temperatura do ar

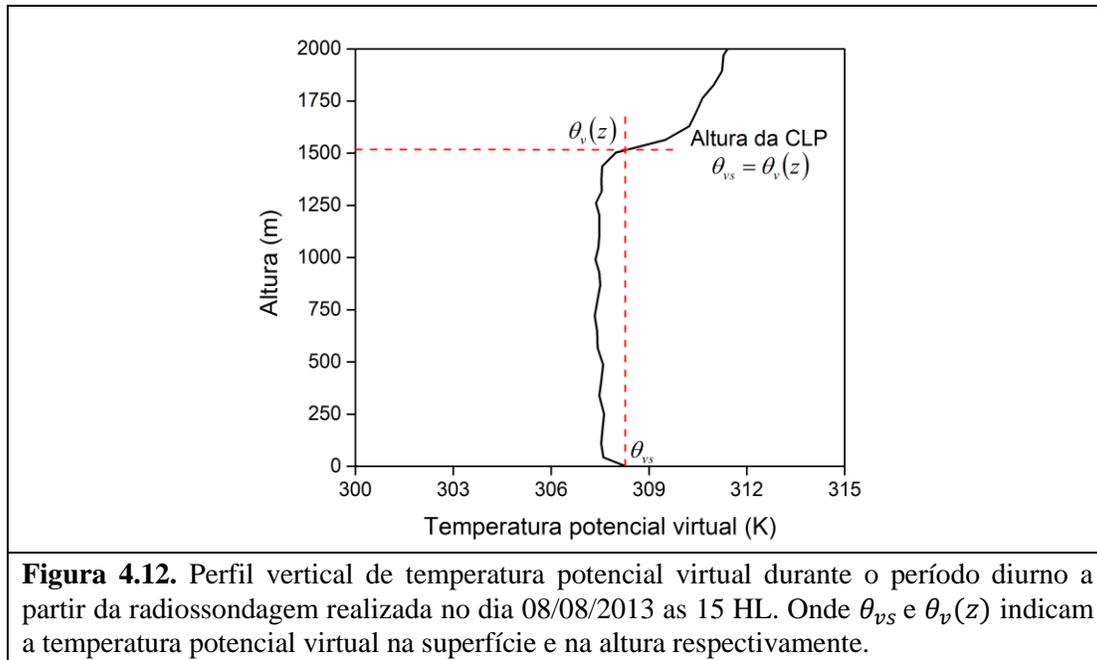
Durante condições convectivas a altura da CLP foi estimada como o nível a partir do qual a temperatura do ar experimenta um aumento com a altura, ou seja, onde  $\frac{\partial T}{\partial z} \geq 0$  (Fig. 4.11a). Este mesmo critério foi utilizado para estimar a altura da CMR nos casos em que ela foi identificada pelo método visual durante o período noturno (Fig. 4.11b). Na estimativa da altura da CMR foram desprezados os primeiros 600 m para tirar os efeitos da inversão térmica de superfície.

A altura da CLE foi estimada como o topo da primeira inversão de temperatura do ar, ou seja, como o nível próximo à superfície a partir do qual  $\frac{\partial T}{\partial z} \leq 0$  e mantém essa tendência pelo menos nos seguintes dois estratos.



#### 4.2.4 Método da parcela de ar

Para aplicar o método da parcela foi determinada a  $\theta_v$  nos diferentes níveis de altura. A altura da CLP foi estimada como o nível no qual  $\theta_v$  atinge o mesmo valor que na superfície, o qual pode ser observado na sondagem correspondente ao dia 8 de agosto de 2013 as 15 HL (Fig. 4.12).



**Figura 4.12.** Perfil vertical de temperatura potencial virtual durante o período diurno a partir da radiossondagem realizada no dia 08/08/2013 as 15 HL. Onde  $\theta_{vs}$  e  $\theta_v(z)$  indicam a temperatura potencial virtual na superfície e na altura respectivamente.

#### 4.2.5 Altura da CLP a partir de modelos empíricos

Neste trabalho foram usadas algumas parametrizações para estimar a evolução temporal da altura da CLP durante os períodos diurno e noturno. A continuação será apresentada as condições iniciais e aproximações levadas em conta.

##### 4.2.5.1 Estimativa da evolução temporal da CLE

Para estimar a altura da CLE foram usadas as formulações empíricas propostas por Nieuwstadt (1981); Koracin e Berkowicz (1988); Oliveira *et al.* (1998) e Zilitinkevich *et al.* (2007) (Eqs. 7, 8, 9 e 10 do capítulo 2).

Para ter uma visão geral da evolução temporal da altura da CLP na RMSP e levando em conta a ausência de dados em algumas das plataformas micrometeorológicas durante o período estudado, no mês de agosto foi feita uma média dos valores de  $u_*$ ,  $L$ ,  $\theta_*$  nas PM IAG, ITU e SFZ e no mês de fevereiro foram utilizados só os valores coletados na PM IAG devido à ausência de dados das outras duas estações.

Deve ser ressaltado que no cálculo da frequência de Brunt Väisällä na equação proposta por Zilitinkevich *et al.* (2007), os parâmetros  $\theta_0$  e  $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$  foram tomados a partir dos dados de radiossondagens feitos no ACM. Devido a que só têm dados observacionais a cada 3 horas, estes parâmetros foram interpolados com o objetivo de obter o valor deles nos mesmos intervalos de tempo de  $u_*$ ,  $L$  e  $\theta_*$  (ou seja, a cada 30 minutos).

As alturas da CLE estimadas a partir das radiossondagens lançadas durante os 20 dias dos experimentos de fevereiro e agosto de 2013 (80 valores) foram comparadas como os valores obtidos através das formulações empíricas com o objetivo de determinar o melhor método de estimativa da altura da CLP.

#### 4.2.5.2 Estimativa da evolução diurna da CLC

A altura da CLP em condições convectivas foi determinada a partir da solução analítica proposta por Tennekes (1973) e as equações propostas por Driedonks (1982a) e Batchvarova e Gryning (1991) (Eqs. 14,15 e 16 do capítulo 2).

Como foi discutido anteriormente, as equações de Driedonks (1982a) e Batchvarova e Gryning (1991) dependem das constantes empíricas  $A$  e  $B$ . Neste trabalho foram utilizados os valores de  $A = 0.4$  (Tennekes e Van Ulden, 1974; Clarke, 1990; Betts, 1992; Culf, 1992) e  $B = 5$  (McNaughton e Spriggs, 1986; Brutsaert, 1987; Culf, 1992, Zilitinkevich, 1992).

A estimativa da altura da CLC foi feita no período onde  $L < 0$  e os parâmetros  $\gamma_\theta$  e  $\Delta\theta$  foram obtidos a partir dos radiossondagens feitos no ACM.

As estimativas da altura da CLP feitas através de equações diferenciais foram obtidas discretizando as equações, usando um método de diferenças finitas avançado do tempo

semi-implícito. Foi utilizado um passo de tempo igual a 30 minutos. As condições iniciais foram obtidas interpolando-se linearmente as propriedades da CLP entre as 06 e 09 HL e a simulação começou aproximadamente as 07 HL. As condições de contorno na superfície foram introduzidas a partir dos valores estimados a cada 30 minutos e as forçantes externas também foram interpolados em função do passo de tempo (30 minutos).

### 4.3 Estimativa dos erros

Com o propósito de determinar de forma objetiva o desempenho dos diferentes métodos usados para estimar a altura da CLP em relação ao método visual, adotado aqui como a referência, utilizaram-se os seguintes índices: *Erro Médio* (“Mean Bias Error” indicado por “**MBE**”), *Raiz Quadrada do Erro Quadrático Médio* (“Root Mean Square Error” indicado por “**RMSE**”) e *Índice de Concordância* (“Index of Agreement of Willmott” indicado por “**d**”). O MBE, RMSE e d são estimados da seguinte forma:

$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - E_i)$	(18)
$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - E_i)^2}$	(19)
$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N ( E_i - \bar{O}  +  O_i - \bar{O} )^2}$	(20)

Onde  $O_i$  e  $E_i$  representam os valores observados (método visual) e estimados (pelos demais métodos) da altura da CLU respectivamente,  $\bar{O}$  a média dos valores observados e N o número total de valores.

O MBE indica a magnitude do desvio médio. Valores positivos de MBE indicam que o método de estimativa subestima os valores de altura da CLP obtidos pelo método visual e vice-versa. Um pequeno valor absoluto do MBE é uma condição necessária para um bom desempenho do método de estimativa, mas não é suficiente porque uma superestimação

pode sobrepor uma subestimação. Para uma avaliação adequada é necessário incluir também na análise o RMSE e d. A magnitude de RMSE é inversamente proporcional à qualidade das estimativas. Quanto maior o valor do RMSE menor a confiabilidade da estimativa da altura da CLP com relação aos valores observados. No caso do índice d proposto por Willmott (1981), verifica-se que ele indica o nível de concordância entre as estimativas e as medições. Varia entre 0 e 1 e os valores próximos de 1 indicam um bom desempenho das estimativas com relação às observações.

## 5. Resultados e discussões

### 5.1 Análise visual das propriedades da CLP

Neste trabalho, a altura da CLP foi estimada visualmente (método visual) a partir da altura da base da inversão térmica de altitude durante o período diurno e do topo da CITS durante o período noturno. Para isso foram analisados os perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica obtidos com radiossondagem. Os valores das propriedades da CLP estimadas pelo método visual para todo o período estudado podem ser visualizados nas Tabelas A3.1-A3.4 do Apêndice A3.

Nas figuras 5.1a-5.1d são apresentadas as evoluções temporais dos perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica nos primeiros 2500 metros da atmosfera correspondentes as sondagens realizadas nos dias 8 e 9 de agosto de 2013 durante os períodos diurno (06 HL a 18 HL do dia 8) e noturno (18 HL do dia 8 a 06 HL do dia 9).

No período diurno a mistura vertical turbulenta "homogeniza" as propriedades da CLP com tanta intensidade que o topo da CM determinado a partir do perfil de temperatura potencial (altura da base da inversão térmica de altitude) e do perfil de umidade específica (altura da base da camada onde a taxa de variação vertical de umidade específica é máxima) coincidem.

Na sondagem das 06 HL verifica-se a presença da CITS (Fig. 5.1a) formada na madrugada do dia 8 de agosto com uma extensão vertical de 568 m (Tab. A3.4).

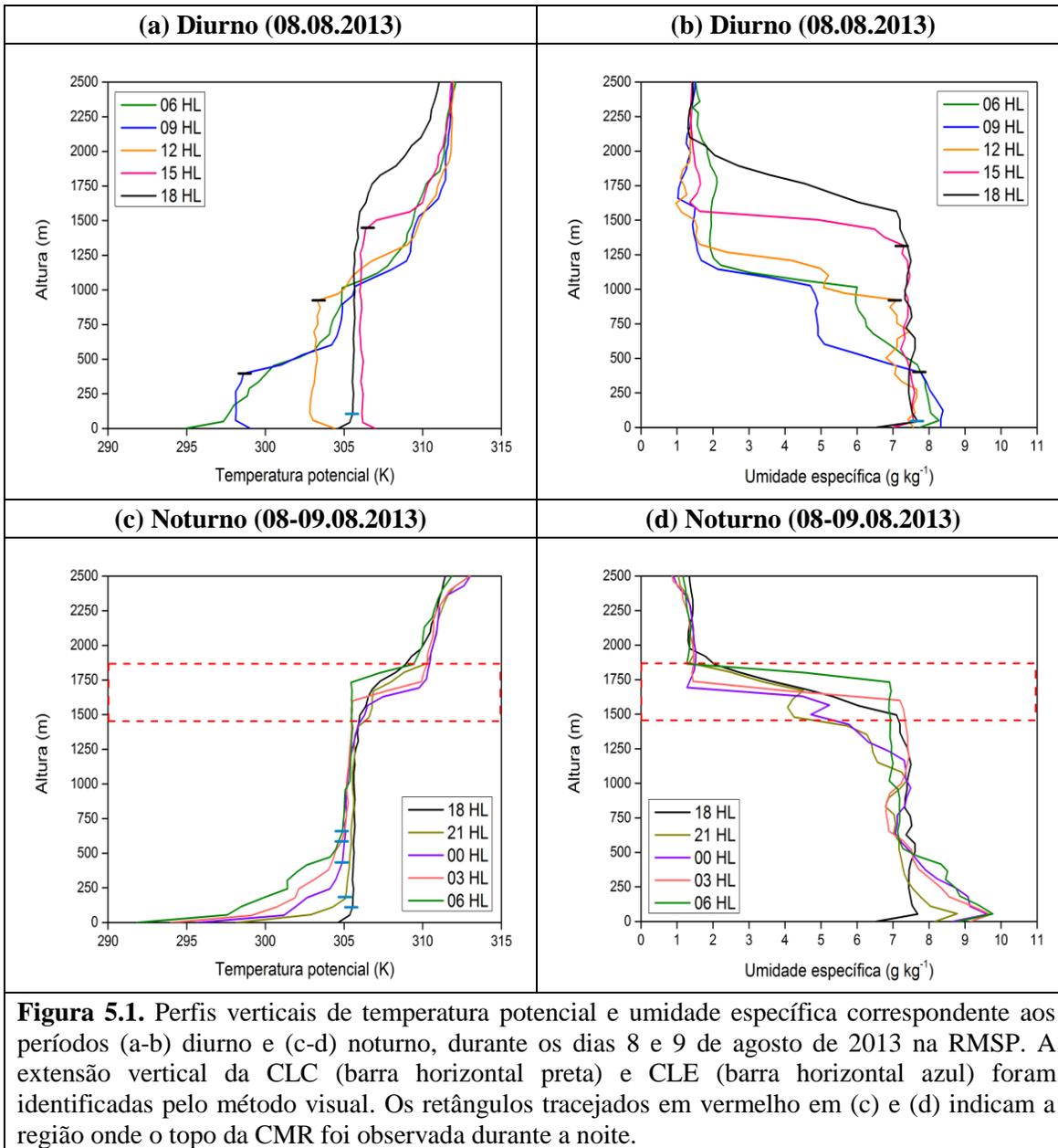
Na sondagem das 09 HL a CITS dá lugar a uma CM de 397 m (Tab. A3.3). Esta CM, cuja extensão vertical é definida como a altura da base da inversão térmica de altitude e também utilizada neste trabalho como indicativo da extensão vertical da CLC, estende-se nesse dia até 1564 m as 18 HL com  $\bar{\theta}_{CM} = 305.6$  K (Tab. A3.4). Nessa hora o resfriamento radiativo da superfície induziu uma CITS (Fig. 5.1 a). Observa-se mistura vertical turbulenta intensa tanto no verão (esperado) como no inverno (não tão esperado, mas explicável porque São

Paulo está em uma latitude subtropical e durante o inverno a redução na intensidade da radiação solar é compensada pela redução na nebulosidade). (Figs. 5.1a e 5.1b).

É importante destacar que nesse caso (8 de agosto de 2013) o valor da altura da CLC determinado a partir da base da inversão térmica de altitude coincide com o ponto a partir do qual a umidade específica experimenta uma diminuição abrupta (Fig. 5.1a e 5.1b). De maneira geral, em 66 % das sondagens diurnos, o topo da CLC estimado a partir do perfil de temperatura potencial coincide com o valor estimado através do perfil de umidade específica (nível onde ocorre uma queda brusca).

Na noite de 8 para 9 de agosto de 2013 observa-se a presença de uma CITS incipiente (Fig. 5.1a) com extensão vertical da ordem de 115 m e  $\Delta\theta=3.9$  K as 18 HL (Tab. A3.4). Acima desta observa-se a presença de uma CMR com extensão vertical da ordem de 1564 m (Fig. 5.1a). A espessura da CITS atingiu os 652 m as 06 HL (Fig. 5.1c) com  $(\Delta\theta)_{SI}=13.1$  K (Tab. A3.4).

As sondagens indicam que na camada adjacente a superfície o gradiente vertical de umidade específica é positivo, contrastando bastante com a gradiente vertical de umidade específica negativo do resto da atmosfera acima (Fig. 5.1d). Essa descontinuidade no gradiente vertical de umidade pode estar relacionada com o fato das camadas adjacentes a superfície estarem saturadas. Nestes casos a umidade específica é função somente da temperatura do ar e a sua variação vertical passa a ser determinada exclusivamente pelo gradiente vertical de temperatura, que por sua vez pode ser positivo em função do forte resfriamento radiativo da superfície. Essa descontinuidade pode também ser resultado de um erro na estimativa da temperatura e umidade medida pela radiossonda durante o procedimento de "verificação de solo" ("ground checking"). A advecção horizontal de umidade causada pela penetração da BM na RMSP durante o período diurno também pode estar contribuindo para aumentar o gradiente de umidade próximo à superfície em alguns casos.



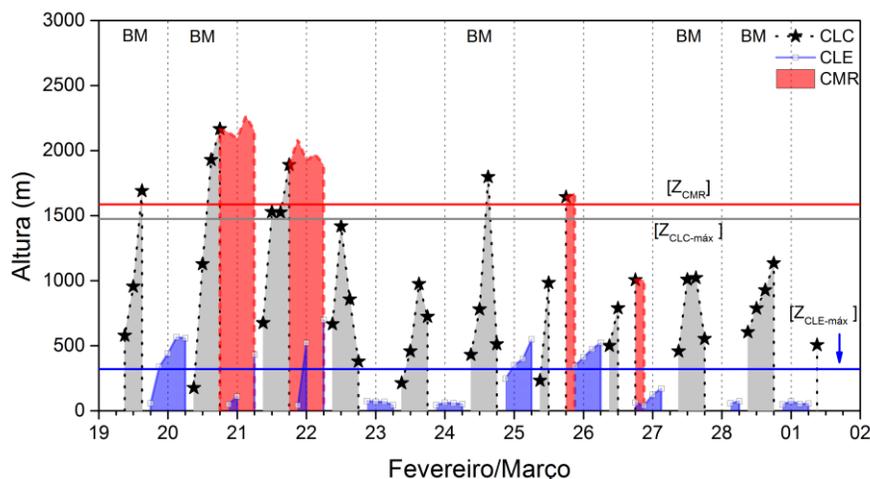
## 5.2 Impacto das condições sinóticas na evolução temporal da CLP

A evolução temporal da altura da CLP e dos parâmetros de superfície durante os 10 dias em que foram realizados os dois experimentos serão apresentadas nesta seção. Os dados de superfície correspondem a valores médios a cada 30 minutos coletados na PM IAG (pressão, temperatura do ar, umidade relativa, fluxos de calor sensível e latente, radiação líquida, direção e velocidade do vento). Os dados de insolação e precipitação foram

coletados na estação meteorológica do Parque Estadual das Fontes do Ipiranga (EM PEFI). Estas informações, junto com as imagens de satélite e as cartas sinóticas das 21 HL obtidos do site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) foram utilizadas para analisar o impacto que as condições sinóticas têm na evolução temporal da CLP.

### 5.2.1 Experimento de verão

A evolução temporal da altura da CLP no período do 19-28 de fevereiro de 2013 (Fig. 5.2) indica o crescimento da CLP (CLC e CLE) tanto no período diurno (em cinza) enquanto noturno (em azul). Em algumas noites observa-se a presença da CMR (em vermelha) (Fig. 5.2).



**Figura 5.2.** Evolução temporal da altura da CLP (método visual) para o período 19-28 de fevereiro de 2013 na RMSP. As linhas contínuas cinza e azul indicam a altura máxima média da CLC e da CLE respectivamente e a linha contínua vermelha indica a altura média da CMR.

No período do 19-28 de fevereiro os padrões meteorológicos da RMSP foram dominados pela influência em níveis altos da circulação da Alta de Bolívia (AB) e do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), na superfície predominou, com menor intensidade, a influência da borda Oeste da ASAS.

No dia 19 prevaleceram condições de pouca nebulosidade (3/10) até as 15 HL. Entre 15 HL e 22 HL foi observado um significativo aumento da nebulosidade (9/10) e com a ocorrência de precipitação na RMSP (Fig. 5.7). Este comportamento está relacionado com a presença

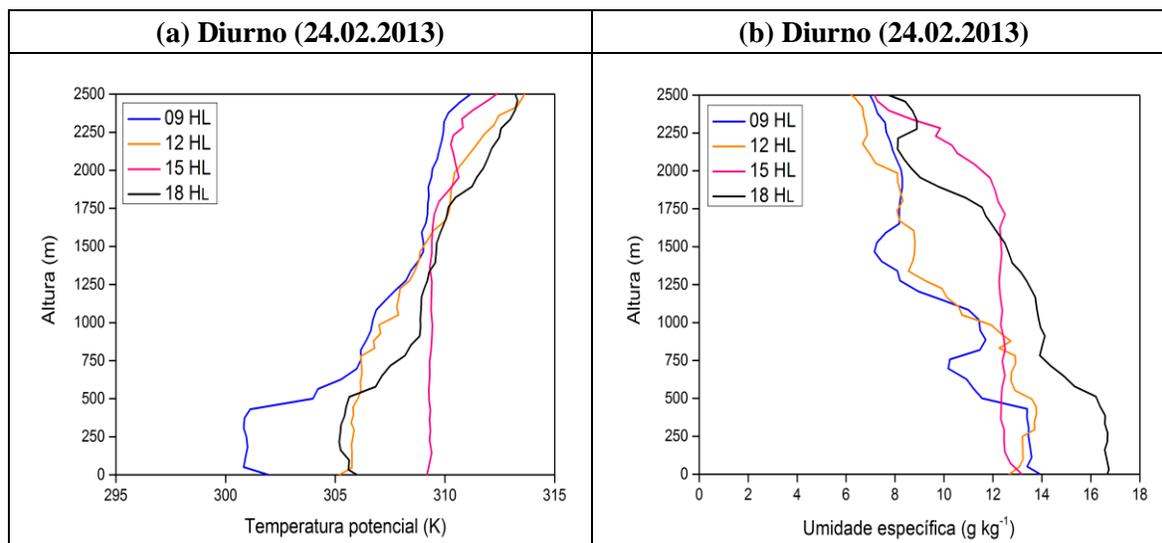
de uma massa de ar quente e úmida associada com a borda da ASAS combinada à difluência no escoamento em 250 hPa induzida pela combinação da circulação da AB e do VCAN. Esta difluência provoca divergência de massa no nível de 250 hPa e induz convergência nas camadas mais baixas da troposfera, o que favorece a formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical. Neste dia foi observada a penetração da BM na cidade de São Paulo durante a tarde (Fig. 5.6). Como resultado do forte aquecimento solar da superfície (temperatura do ar atingiu a máxima de 29.8 °C) associado a baixa nebulosidade até as 15 HL, a CLC mostrou um bom desenvolvimento vertical e ultrapassou os 1650 m de altura no final da tarde. A partir das 22 HL a nebulosidade diminuiu consideravelmente e o céu permaneceu com pouca nebulosidade (2/10) durante o resto da noite. A CLE atingiu uma extensão vertical máxima em torno dos 550 m (Tab. A3.2).

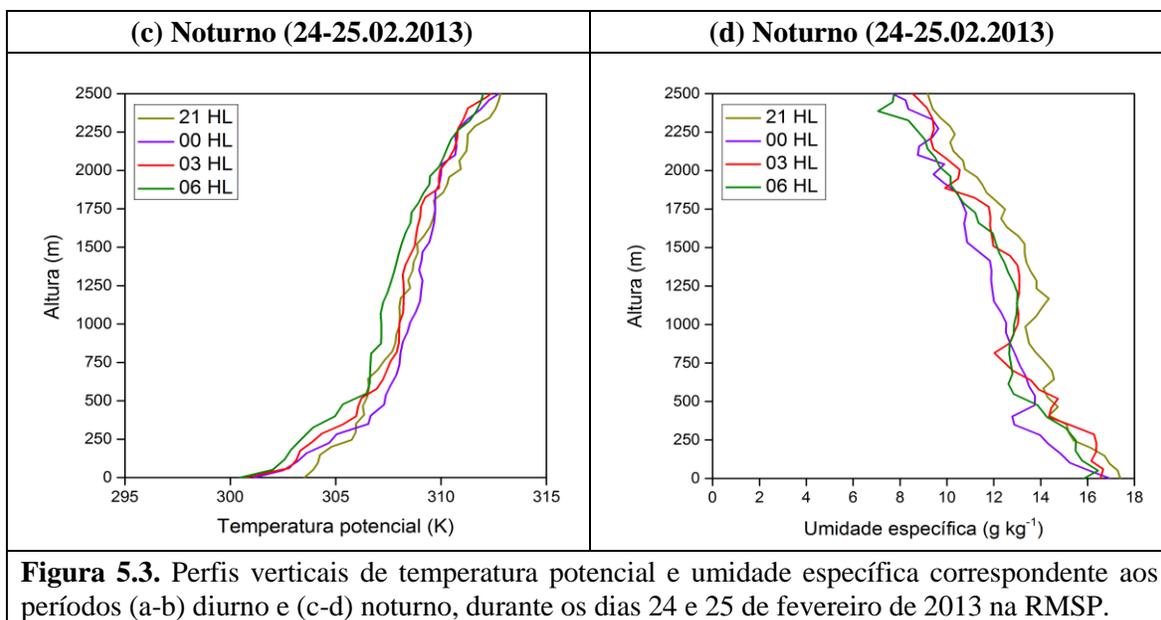
Nos dias 20 e 21 prevaleceu a pouca nebulosidade (1/10 - 3/10) tanto no período diurno como noturno, assim como baixos valores de umidade relativa durante o período diurno (Fig. 5.4). A insolação nestes dois dias foi de 10.1 e 11.2 horas respectivamente (Fig. 5.7) e a radiação líquida ultrapassou os  $-600 \text{ W m}^{-2}$  nos dois casos (Fig. 5.5). Este comportamento é devido a maior influência do VCAN em altos níveis, que por sua vez provoca subsidência em sua parte central e dificulta a formação de nuvens. Nestes dois dias foi observado um grande desenvolvimento vertical da CLC, atingindo respectivamente uma extensão vertical de 2166 m e 1890 m as 18 HL. No período noturno dos dias 20-21 e 21-22 foi observada pouca nebulosidade na RMSP, o que possibilitou o desenvolvimento da CITS, a qual ultrapassou os 400 m de altura em ambos casos. Também foi observada a presença da CMR durante todo o período noturno, com uma extensão vertical em torno dos 2000 m nos dois dias (Tab. A3.2).

No final da tarde dos dias 22 e 23 de fevereiro foi observada bastante nebulosidade (9/10 - 10/10) na RMSP e a ocorrência de precipitação (Fig. 5.7) devido à presença de um cavado, que gerou convergência em sua dianteira e alinhou com a convergência de um cavado frontal em direção ao litoral de São Paulo. Este padrão manteve a instabilidade alta sobre grande parte do SE de Brasil. A insolação foi de 6.7 e 0.8 horas respectivamente nos dois dias (Fig. 5.7). Como consequência da nebulosidade e da chuva a extensão vertical da CLC foi muito menor que nos dias anteriores no período da tarde. No dia 22 o máximo valor da

altura da CLC foi observado as 12 HL, depois sua extensão vertical diminuiu a causa da chuva. No dia 23 a CLC não conseguiu superar os 1000 m de altura. Devido à precipitação ocorrida no final do período diurno e primeiras horas do período noturno não foi observado um bom desenvolvimento da CITS durante a noite. A CLE não superou os 75 m de altura nestes dois dias (Tab. A3.2).

Nos dias 24 e 25 a RMSP foi dominada pelo VCAN em altos níveis provocando subsidência. No dia 24 observou-se pouca nebulosidade (3/10) até as primeiras horas da tarde. Entretanto, no final da tarde a nebulosidade se intensificou e foi registrada a ocorrência de 14.7 mm de precipitação na EM PEFI (Fig. 5.7). Essa chuva está associada a influência da BM e ao aquecimento diurno (Figs. 5.6 e 5.4 respectivamente). A BM arrasta umidade do oceano para o continente, o que provoca um incremento da nebulosidade e em ocasiões a ocorrência de precipitação. Na figura 5.3 verifica-se que a estrutura vertical da CLC é destruída no final da tarde devido à ocorrência de precipitação e a altura da CLC as 18 HL (512 m) foi bem menor do que as 15 HL (1797 m). No início da noite a nebulosidade diminuiu e foi observado um bom desenvolvimento da CLE, a qual atingiu os 548 m de altura as 06 HL. É importante destacar que não foi possível identificar a altura da CMR durante a noite (Figs. 5.3c e 5.3d).



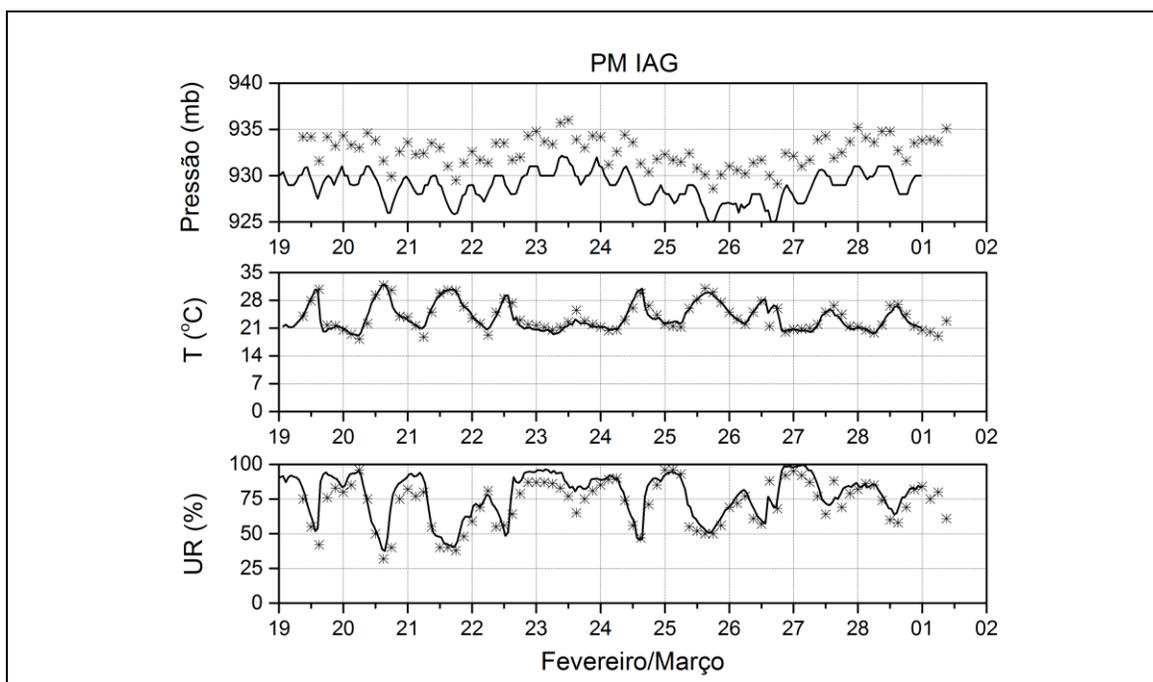


No dia 25 o céu permaneceu com pouca nebulosidade (2/10 - 4/10) e não houve ocorrência de precipitação na RMSP (Fig. 5.7). A altura máxima da CLC foi de 1643 m as 18 HL (Tab. A3.1). Neste dia foi observada muito pouca nebulosidade (0/10 - 3/10) na RMSP durante toda a noite, o que contribuiu com o bom desenvolvimento da CLE. A CLE atingiu 523 m na noite correspondente aos dias 25-26 (Tab. A3.2).

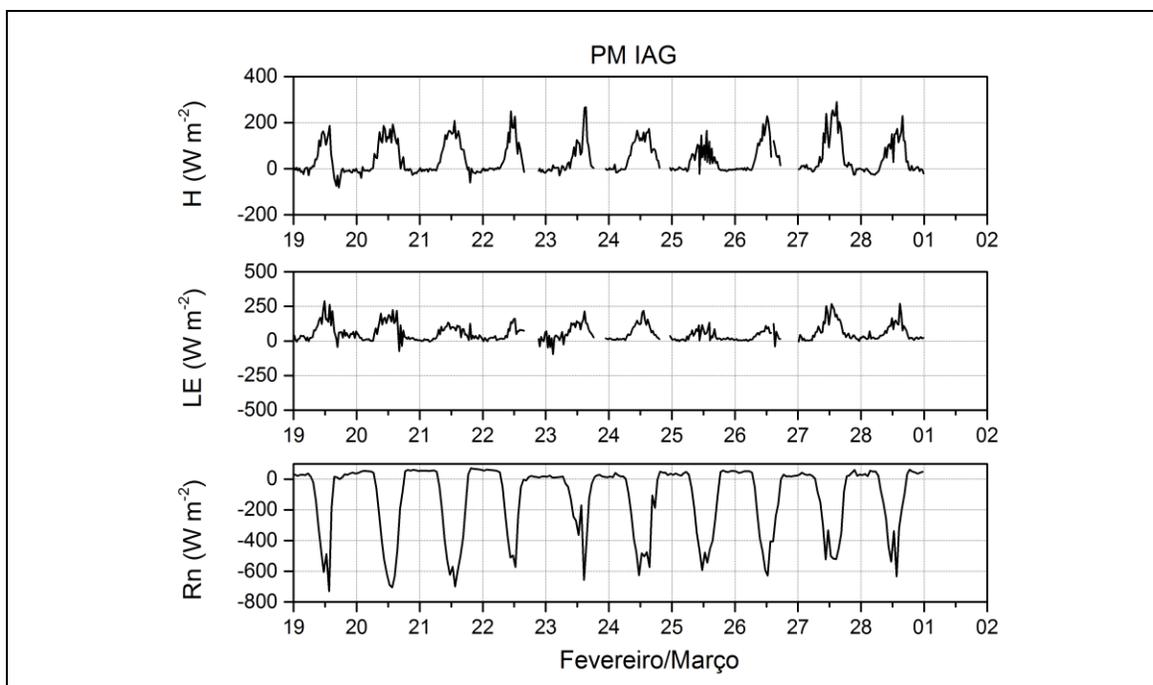
O dia 26 foi observada nebulosidade abundante (8/10-10/10) de tipo baixa durante a tarde e foram registrados 39 mm de precipitação na EM PEFI (Fig. 5.7). Esta precipitação é resultado da combinação do aquecimento diurno intenso (temperatura do ar atingiu a máxima de 29.1 °C), da presença de altos valores de umidade em baixos níveis (Fig. 5.4) e da intensa divergência horizontal dos ventos em altitude. Neste dia a CLC não ultrapassou os 800 m de altura. Nas primeiras horas do período noturno foi observada nebulosidade intensa (10/10) na RMSP, o que pode ter dificultado o desenvolvimento da CITS, a partir das 00 HL a nebulosidade diminuiu e a CLE superou os 150 m de altura. No horário das 06 HL do dia 27 não foi possível determinar a extensão vertical da CITS, neste horário foi observada a presença de uma densa camada de nuvens médias.

Nos dias 27 e 28 de fevereiro foi observada a influência de um cavado de onda curta em níveis médios. Foi observada abundante nebulosidade (8/10 - 10/10) na tarde, mas sem ocorrência de precipitação (Fig. 5.7). A insolação foi de 2.9 e 4.9 horas em ambos casos

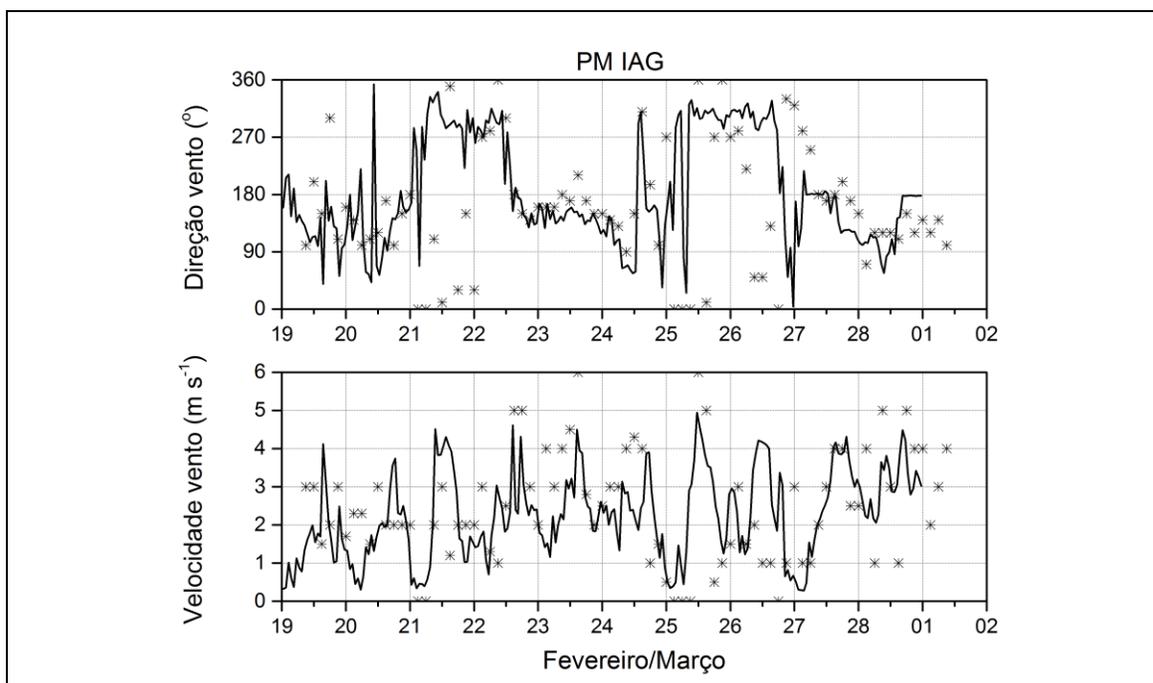
(Fig. 5.7). Nestes dias a BM penetrou na RMSP entre 12 HL e 18 HL (Fig. 5.6). A CLC atingiu aproximadamente 1000 m nos dois dias (Tab. A3.1). No dia 27 a formação da CITS começou após as 21 HL, o que foi devido à presença de abundante nebulosidade (10/10) de tipo baixa no início do período noturno. A extensão vertical da CITS atingiu o máximo de 74 m as 06 HL (Tab. A3.2). No dia 28 teve abundante nebulosidade (8/10) nas primeiras horas da noite, mas, as 21 HL já foi observada uma incipiente inversão noturna de 48 m de altura.



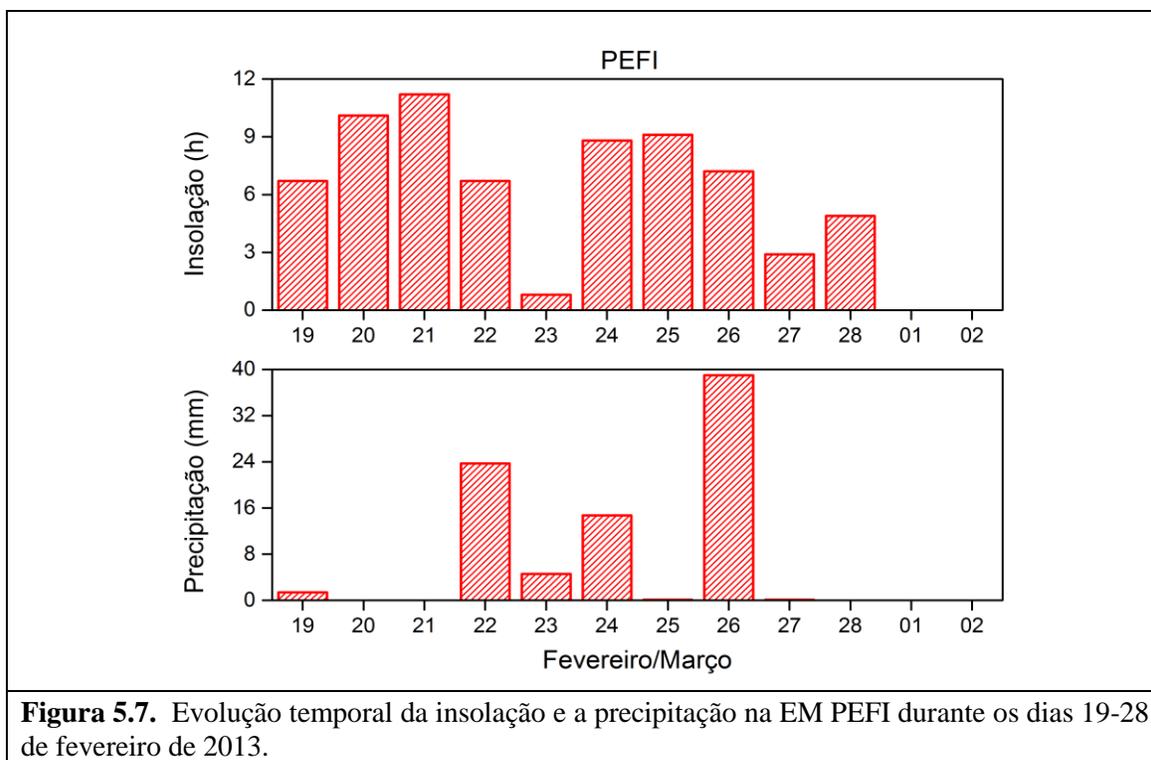
**Figura 5.4.** Evolução temporal da pressão atmosférica, temperatura e umidade relativa em superfície na PM IAG durante os dias 19-28 de fevereiro de 2013 (linha contínua preta). Os símbolos representam os valores da variável na superfície obtidos das radiossondagens.



**Figura 5.5.** Evolução temporal dos parâmetros de superfície (fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e radiação líquida) observados na PM IAG durante os dias 19-28 de fevereiro de 2013.



**Figura 5.6.** Evolução temporal da velocidade e direção do vento em superfície na PM IAG durante os dias 19-28 de fevereiro de 2013 (linha contínua preta). Os símbolos representam os valores da variável na superfície obtidos das radiossondagens.

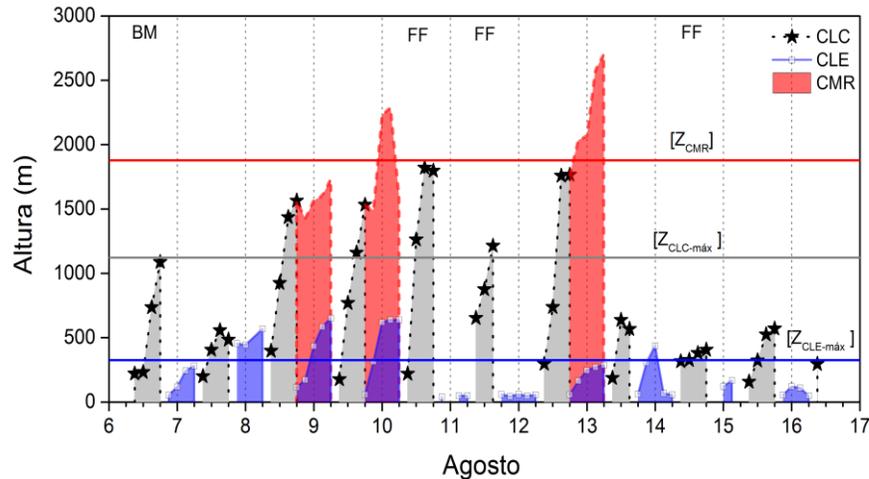


**Figura 5.7.** Evolução temporal da insolação e a precipitação na EM PEFI durante os dias 19-28 de fevereiro de 2013.

### 5.2.2 Experimento de inverno

A evolução temporal da altura da CLC (em cinza), CLE (em azul) e da altura da CMR (em vermelho) durante o experimento de inverno é apresentada na Fig. 5.8. Os valores estimados a partir da análise visual estão indicados nas tabelas A3.3 e A3.4.

De maneira geral durante os dez dias estudados do mês de agosto de 2013 as condições atmosféricas na RMSP foram dominadas pela presença de um padrão anticiclônico associado com a circulação da ASAS, cujo centro estava localizado sobre o Atlântico. Este padrão foi alterado pela passagem de dois sistemas frontais nos dias 10 e 14 e posteriormente pela influência do anticiclone migratório associado a estes sistemas frontais.



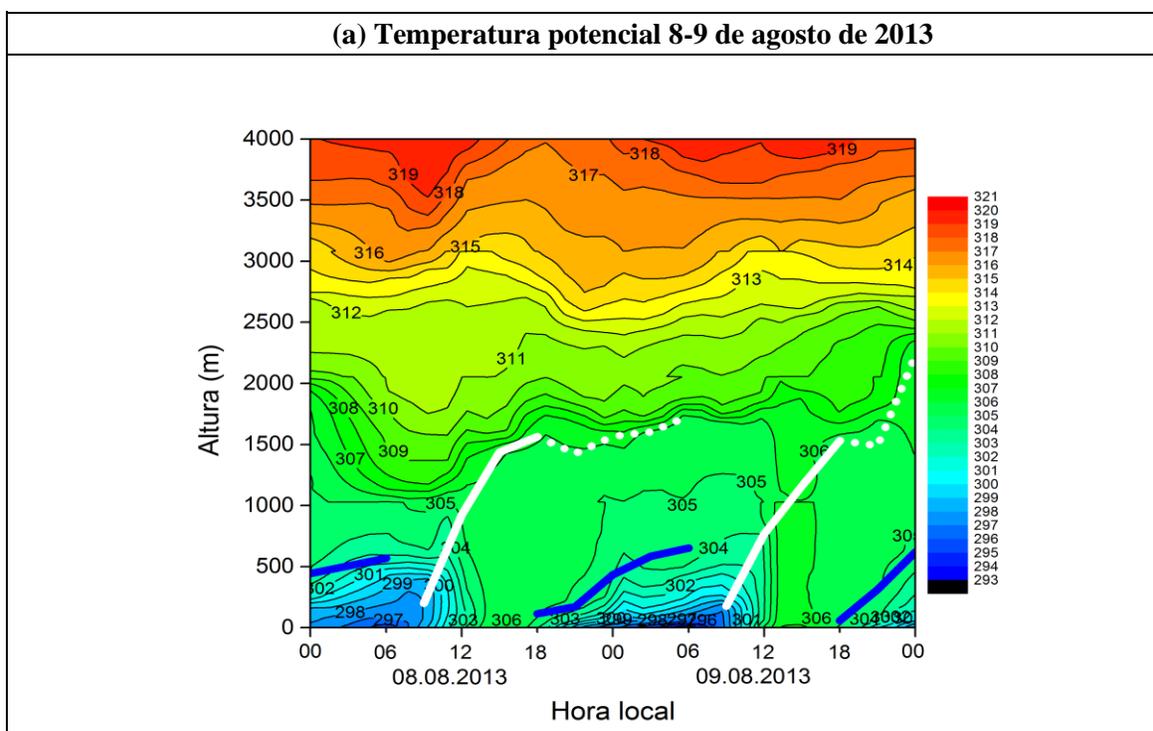
**Figura 5.8.** Evolução temporal da altura da CLP (método visual) para o período 6-15 de agosto de 2013 na RMSP. As linhas contínuas cinza e azul indicam a altura máxima média da CLC e da CLE respectivamente e a linha contínua vermelha indica a altura média da CMR.

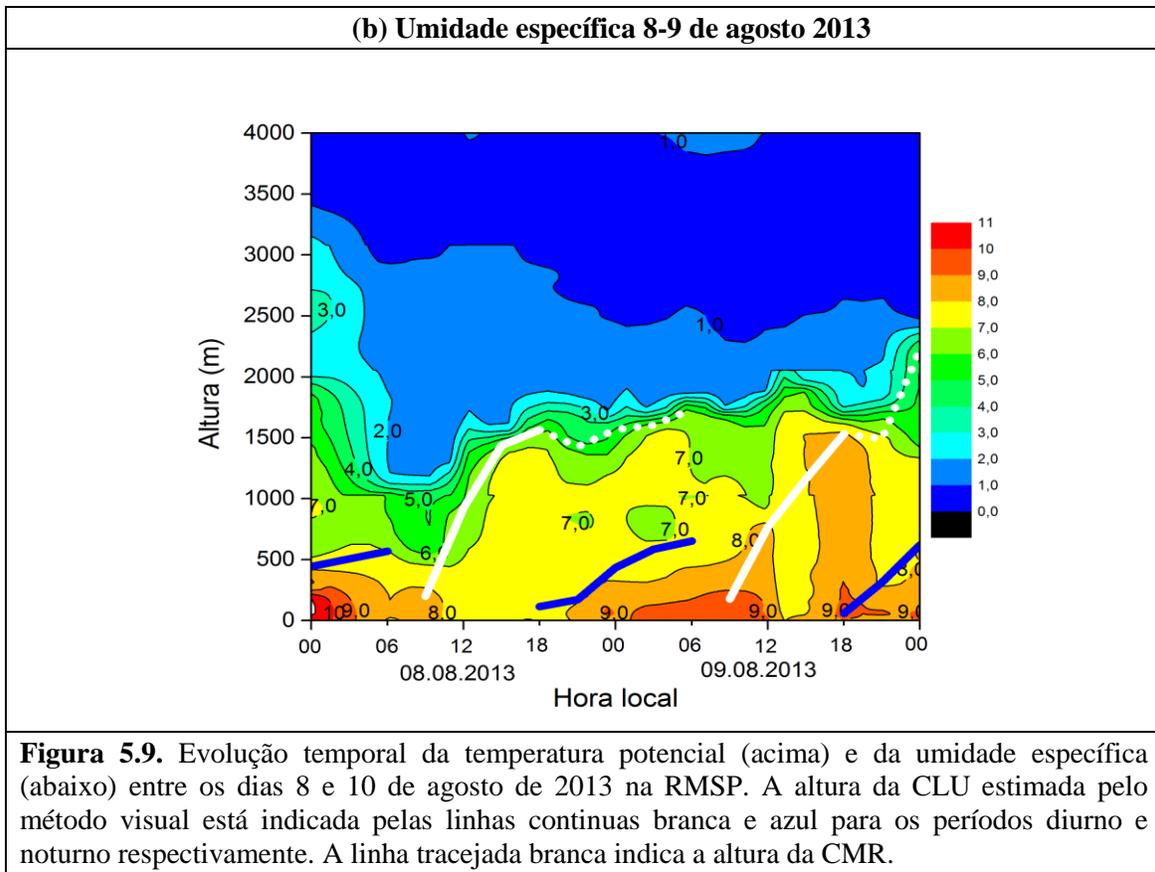
No dia 6 o tempo na RMSP esteve dominado pela influência da alta pressão migratória. A partir do dia 7 e até o final da tarde do dia 10 prevaleceu a marcada influência da ASAS. Este padrão dominou o escoamento em toda a coluna troposférica, inibindo a formação de nebulosidade significativa e, portanto, a ocorrência de precipitação. Os valores de insolação entre os dias 7-10 de agosto foram superiores a 7.5 horas (Fig. 5.14) e os valores da radiação líquida ultrapassaram os  $-400 \text{ W m}^{-2}$  (Fig. 5.12). A amplitude do fluxo de calor sensível foi superior a  $100 \text{ W m}^{-2}$  em todos os casos (Fig. 5.12). Nestes dias foi observado um rápido crescimento da CLC, ultrapassando os 1000 m no final do período diurno (Tab. A3.3).

Foi observada a penetração da BM no dia 6 de agosto, aproximadamente entre as 12 HL e as 18 HL (Fig. 5.13). Neste período ocorreu um incremento da velocidade do vento de componente SSE ( $1.8 - 4.8 \text{ m s}^{-1}$ ).

Durante o período noturno compreendido entre os dias 6-10 de agosto foi observado um bom desenvolvimento da CITS (ultrapassou os 200 m de altura na noite correspondente aos dias 6-7 e os 500 m nos restantes dias) (Tab. A3.4). De maneira geral prevaleceu a pouca nebulosidade (0/10 - 3/10) devido à marcada influência da ASAS nestes dias.

A continuação mostra-se os gráficos de contorno da temperatura potencial e da umidade específica no período entre 8/8/2013-00 HL e 10/8/2013-00 HL. Nestes gráficos também está sendo representada a altura da CLC (linha contínua branca), CLE (linha contínua azul) e CMR (linha tracejada branca) estimada pelo método visual. Durante o período diurno, verifica-se a homogeneização da temperatura potencial e da umidade específica devido à intensa mistura turbulenta. No final da tarde e primeiras horas da noite começa a formação de uma CITS que se estende até as primeiras horas da manhã do seguinte dia, quando passa ser destruída pela convecção térmica nas primeiras horas da manhã. Acima desta camada observa-se a presença da CMR, a qual persiste ao longo do período noturno (Fig. 5.9).



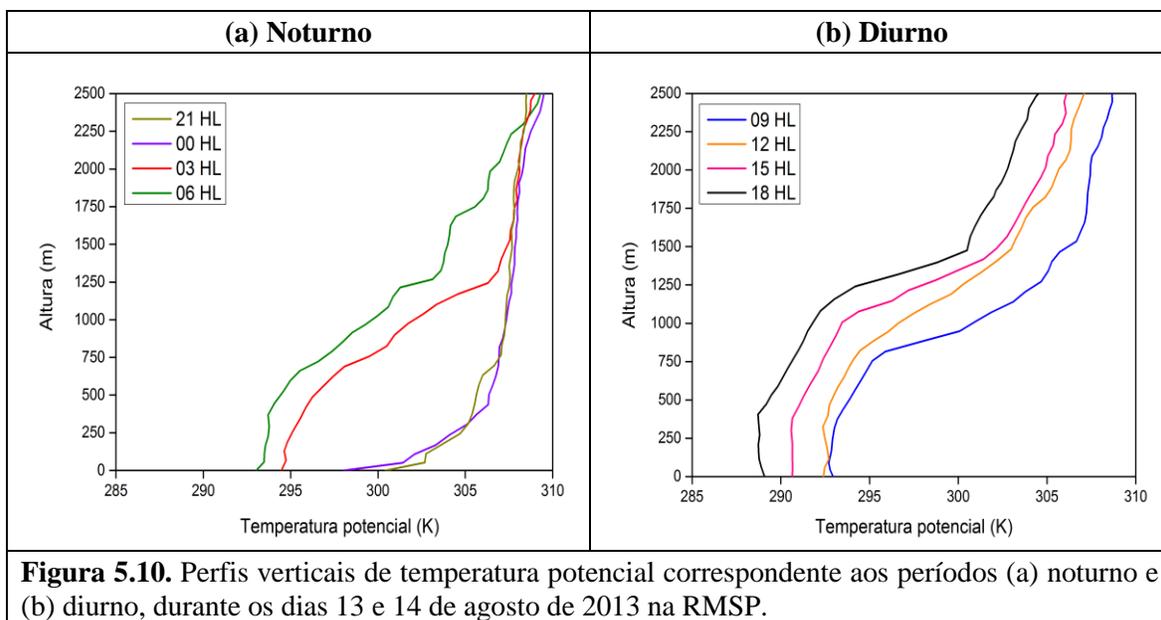


Nas primeiras horas do período noturno dos dias 10-11 de agosto ocorreu a passagem de uma FF, o que provocou um incremento da nebulosidade e da velocidade do vento (Fig. 5.13), mas sem a ocorrência de precipitação (Figs. 5.14). No dia 11 de agosto foi observada bastante nebulosidade (7/10 - 10/10) durante o dia e a noite e a insolação foi de 5.3 horas (Fig. 5.14). Nestes dois dias não foi observado um bom desenvolvimento da CITS, a qual não superou os 60 m de altura. Tampouco foi observada a presença da CMR (Tab. A3.4).

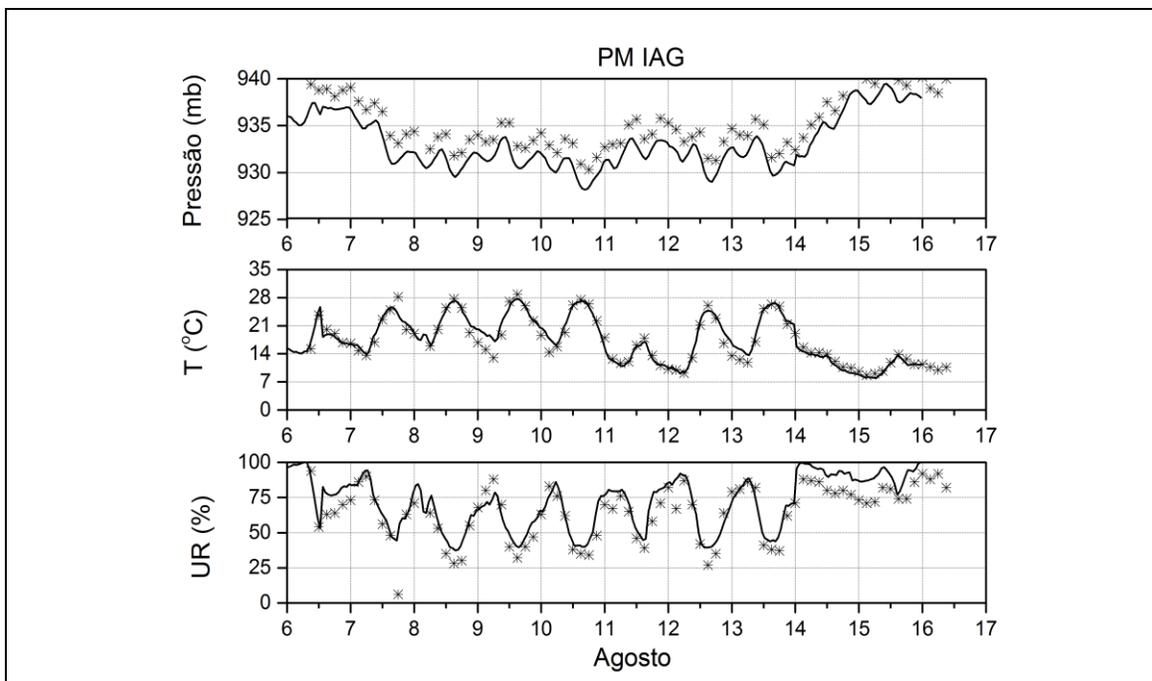
Com a passagem da FF começou a influir sobre a RMSP uma massa de ar seca associada com a alta pressão migratória, o qual inibe a instabilidade e favorece as condições atmosféricas com baixa umidade relativa. No dia 12 foi observada pouca nebulosidade (0/10 - 2/10) durante todo o dia e a noite. A CLC cresceu rapidamente e atingiu uma extensão vertical de 1765 m perto das 18 HL (Tab. A3.3). Durante o período noturno a CITS começou sua formação as 18 HL e atingiu uma altura de 287 m as 06 HL (Tab. A3.4).

No dia 13 de agosto tive um incremento considerável da nebulosidade a partir das 09 HL, associado com a presença de um cavado invertido embebido na borda oeste da ASAS sobre o oceano Atlântico, próximo da costa de São Paulo. A insolação foi de 4.9 horas neste dia (Fig. 5.14). A causa da abundante nebulosidade a altura da CLC não ultrapassou os 650 m no final da tarde (Tab. A3.3). Durante a noite foi observado um bom desenvolvimento da CITS até as 00 HL, a partir deste horário a mesma foi destruída quase em sua totalidade devido ao incremento da nebulosidade (10/10) associada com a aproximação de uma FF (Fig. 5.10a). Neste horário também foi observado um incremento marcado da umidade relativa (valores por encima de 90 %) (Fig. 5.11). Na figura 5.10a verifica-se a diminuição abrupta da temperatura potencial nos primeiros 1300 m de altura devido à influência do sistema frontal.

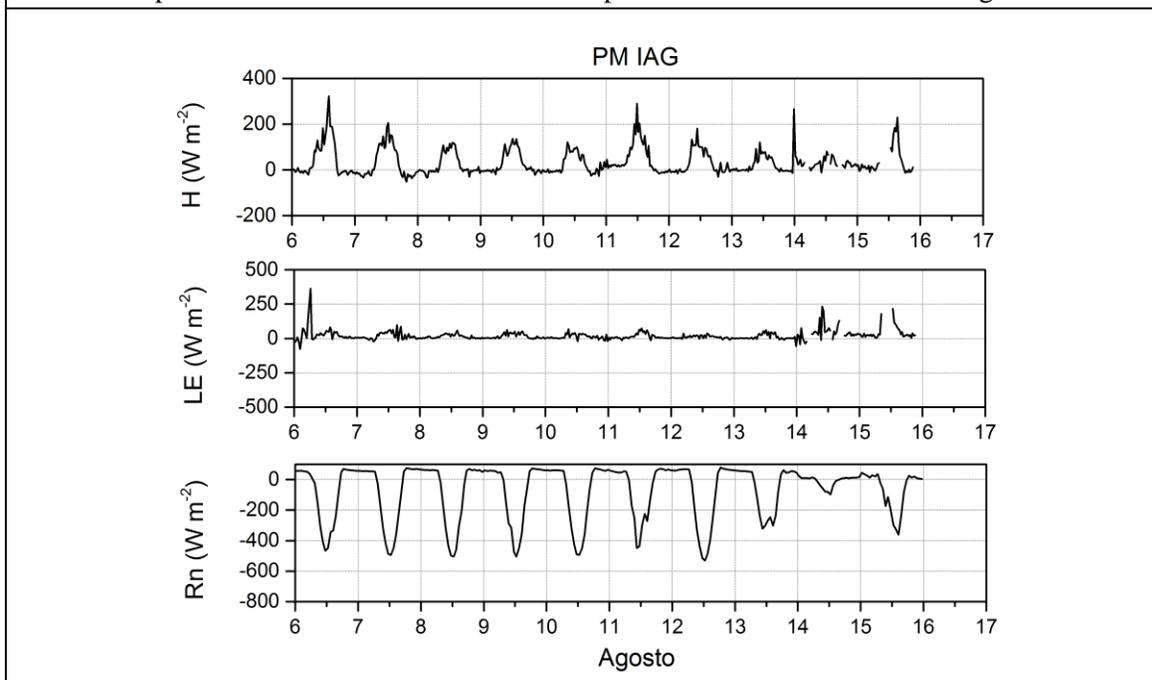
Foi observada abundante nebulosidade (10/10) e altos valores de umidade relativa durante o dia 14 de agosto (Fig. 5.11), o que provocou a ocorrência de 3.4 mm de precipitação na EM PEFI (Fig. 5.14). Devido a estas condições a produção térmica de ECT estava limitada e não foi observada mistura turbulenta intensa o suficiente para homogeneizar as propriedades ao longo da CLP de modo a gerar uma CM (Fig. 5.10b). Na figura 5.12 verifica-se que os valores do fluxo de calor sensível foram inferiores a  $55 \text{ W m}^{-2}$  durante todo o dia e a amplitude da radiação líquida foi menor que nos dias anteriores. A CLC só atingiu os 406 m no horário das 18 HL (Tab. A3.3).



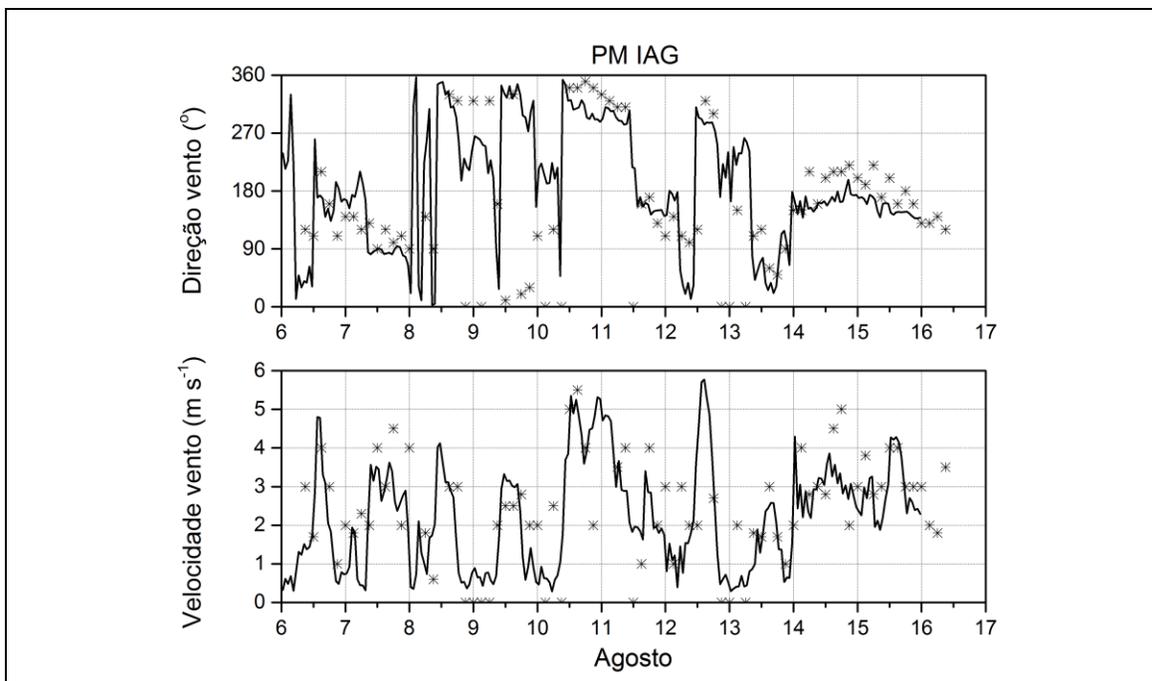
No dia 15 foi observada abundante nebulosidade (10/10) durante todo o dia associada com a circulação da alta pressão migratória, o que limitou o crescimento da CLC, a qual não superou os 600 m de altura (Tab. A3.3). Foram registrados 3.6 mm de precipitação na EM PEFI (Fig. 5.14). Os valores da insolação foram inferiores a 1 hora nestes dois dias (Fig. 5.14). Durante a noite 14-15 e 15-16 o céu permaneceu com abundante nebulosidade (10/10), o que dificultou o desenvolvimento da CITS.



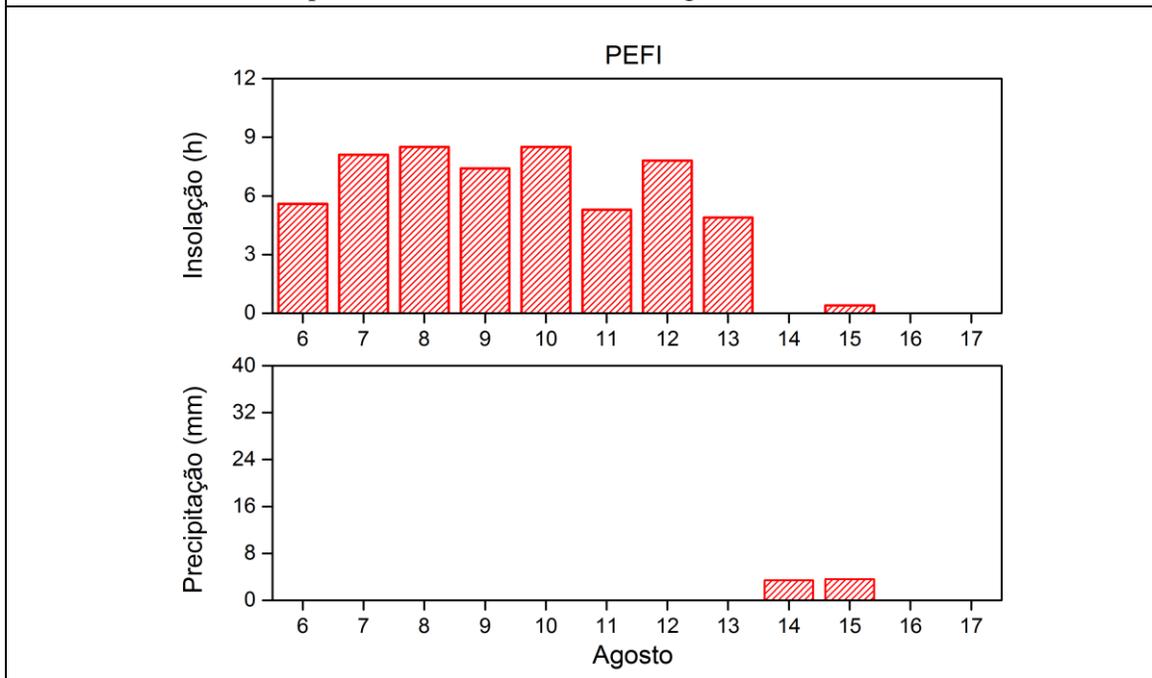
**Figura 5.11.** Evolução temporal da pressão atmosférica, temperatura e umidade relativa em superfície na PM IAG durante os dias 6-15 de agosto de 2013 (linha contínua preta). Os símbolos representam os valores da variável na superfície obtidos das radiossondagens.



**Figura 5.12.** Evolução temporal dos parâmetros de superfície (fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e radiação líquida) observados na PM IAG durante os dias 6-15 de agosto de 2013.



**Figura 5.13.** Evolução temporal da velocidade e direção do vento em superfície na PM IAG durante os dias 6-15 de agosto de 2013 (linha contínua preta). Os símbolos representam os valores da variável na superfície obtidos das radiossondagens.



**Figura 5.14.** Evolução temporal da insolação e a precipitação na EM PEFI durante os dias 6-15 de agosto de 2013.

### 5.3 Características do Jato Noturno de Baixos Níveis na RMSP

Conforme indicado na introdução desse trabalho existem evidências de formação e manutenção de JNBN na RMSP (Nair *et al.*, 2004; Bárbaro, 2010). Nesta parte do trabalho será apresentada uma descrição das características dos JNBN feitas a partir da análise visual dos perfis verticais de velocidade e direção do vento com o objetivo de identificar a presença dos JNBN durante os 20 dias de radiossondagens realizados em São Paulo.

Neste estudo foi identificado um total de 53 casos (sondagens) onde ocorreu a presença de pelo menos um máximo relativo no perfil vertical do vento próximo a superfície. Nesse estudo foram excluídos os casos associados à influência de sistemas frontais (Tab. A3.2 e A3.4).

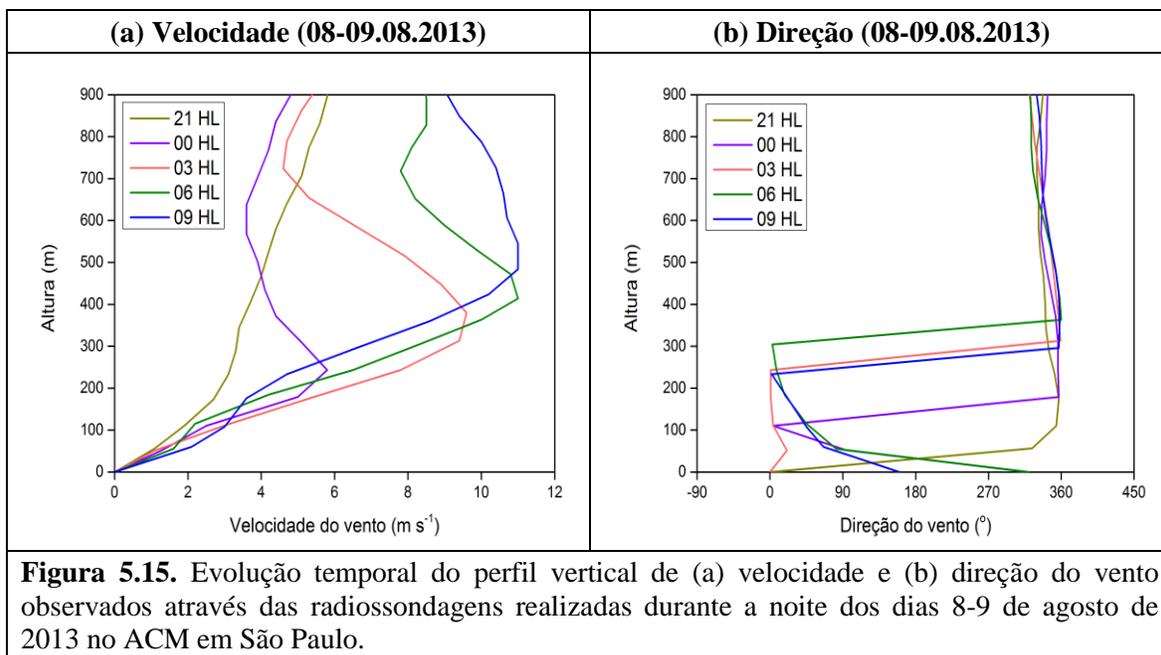
Durante os 10 dias de radiossondagens realizadas no mês de fevereiro foi observada a formação e o desenvolvimento de JNBN na RMSP sob a influência acentuada da VCAN em altos níveis. Este padrão provoca subsidência que inibe a formação de nuvens. Também foram observados JNBN em presença de outros padrões sinóticos, como por exemplo, difluência em altos níveis devido à combinação da AB e do VCAN.

De maneira geral, o JNBN durante os 10 dias de radiossondagem realizadas no mês de agosto está associado com a influência da ASAS e da alta pressão migratória. Estes sistemas provocam um tempo estável e dificultam a formação de nuvens.

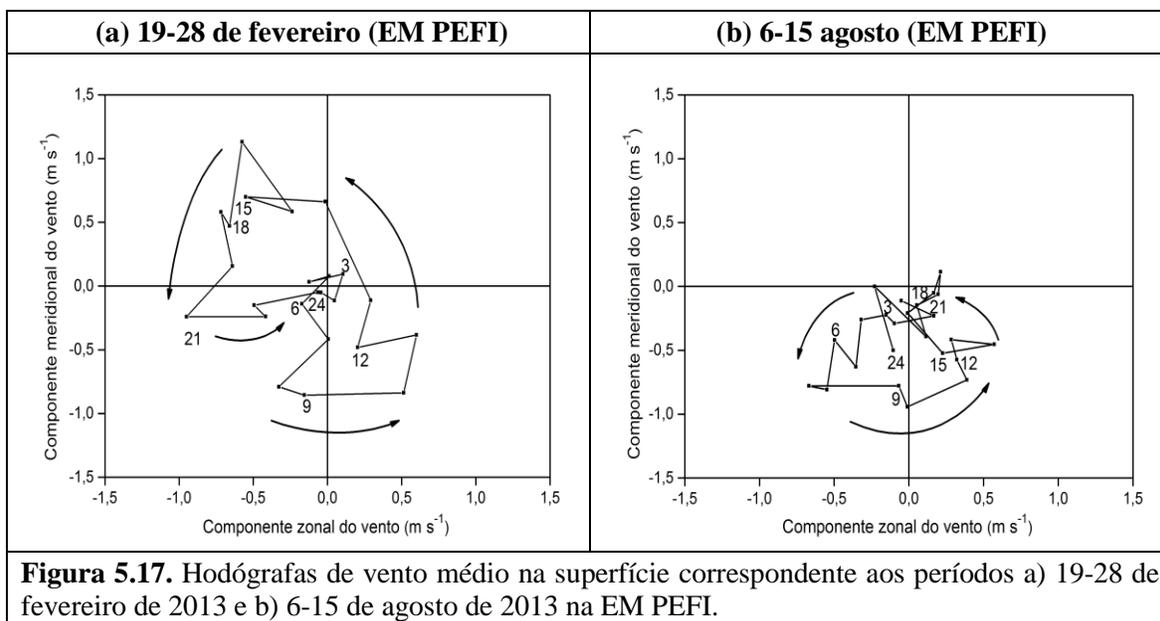
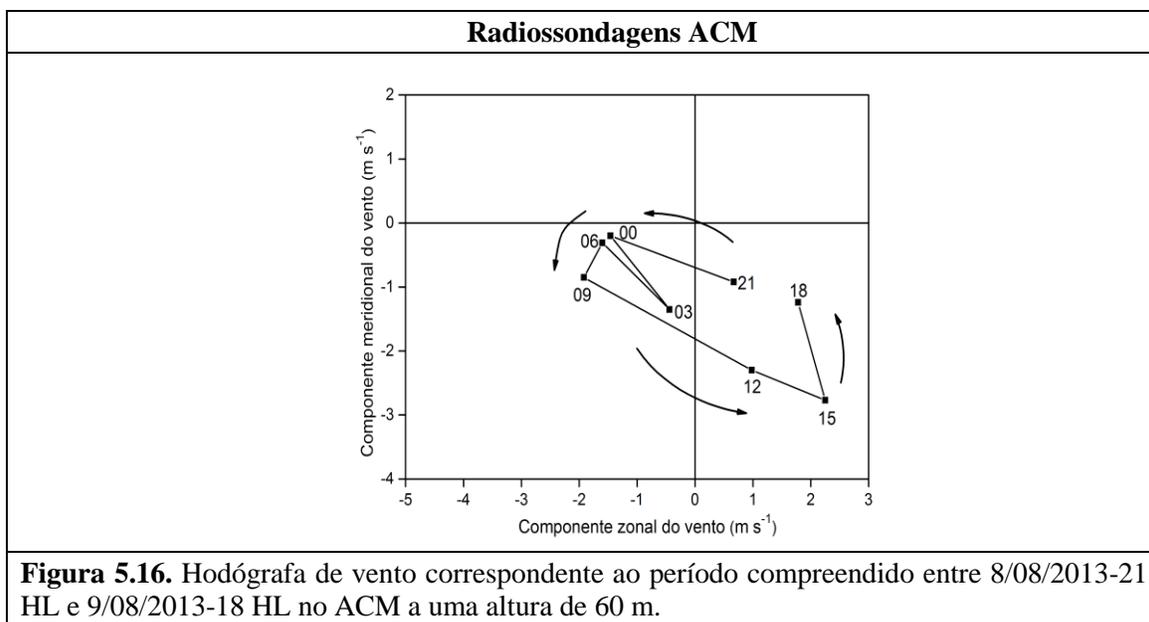
Do total de JNBN observados, 40 casos estiveram associados com a presença de céu com pouca nebulosidade ou parcialmente nublado e em 13 casos o céu permaneceu com abundante nebulosidade.

Na figura 5.15 é mostrado um caso de JNBN observado na RMSP na noite entre os dias 8 e 9 de agosto de 2013. Neste período foi observada pouca nebulosidade em função da ação de um anticiclone na região. Na figura 5.15a observa-se que o JNBN com intensidade de  $5,8 \text{ m s}^{-1}$  cerca de 240 m da superfície já estava presente na sondagem das 00 HL. Esse JNBN alcançou as 06 HL e as 09 HL uma intensidade máxima de  $11 \text{ m s}^{-1}$  a uma altura em torno

dos 400-500 m (Fig. 5.15a). No núcleo de máxima intensidade do JNBN a direção do vento foi constante e de componente N (Fig. 5.15b).

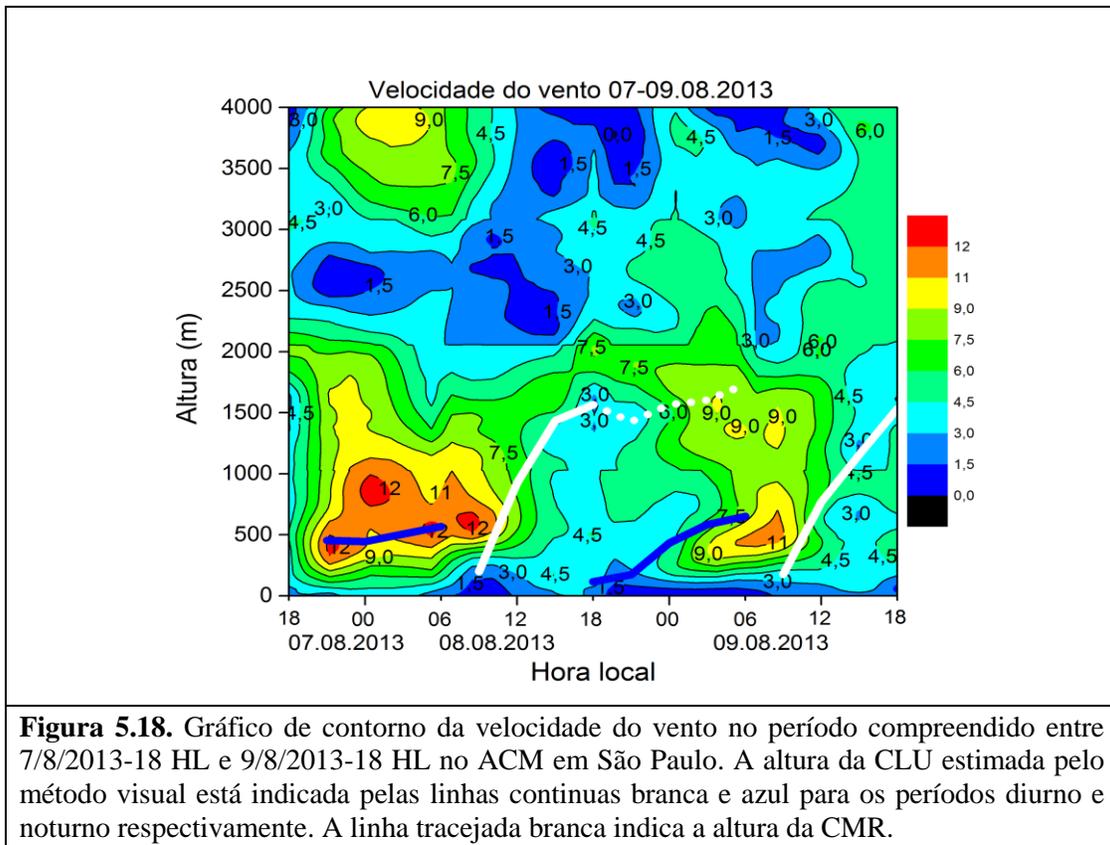


A continuação observa-se a hodógrafa do vento médio na altura de 60 m correspondente as radiossondagens realizadas no ACM entre 8/8/2013-21 HL e 9/08/2013-18 HL. Verifica-se nessas hodógrafas a presença de um giro anti-horário do vento, consistente com o sentido da rotação inercial do vento no Hemisfério Sul (Fig. 5.16). Esse comportamento também foi observado nas hodógrafas do vento médio horário na superfície correspondente as observações realizadas nos períodos 19-28 de fevereiro e 6-15 de agosto de 2013 na EM PEFI (Fig. 5.17). É importante destacar que junto à ajuste inercial existem outros fatores que influem na origem do JNBN na cidade de São Paulo, como por exemplo, a topografia e a ocupação do solo (Oliveira *et al.*, 2003).

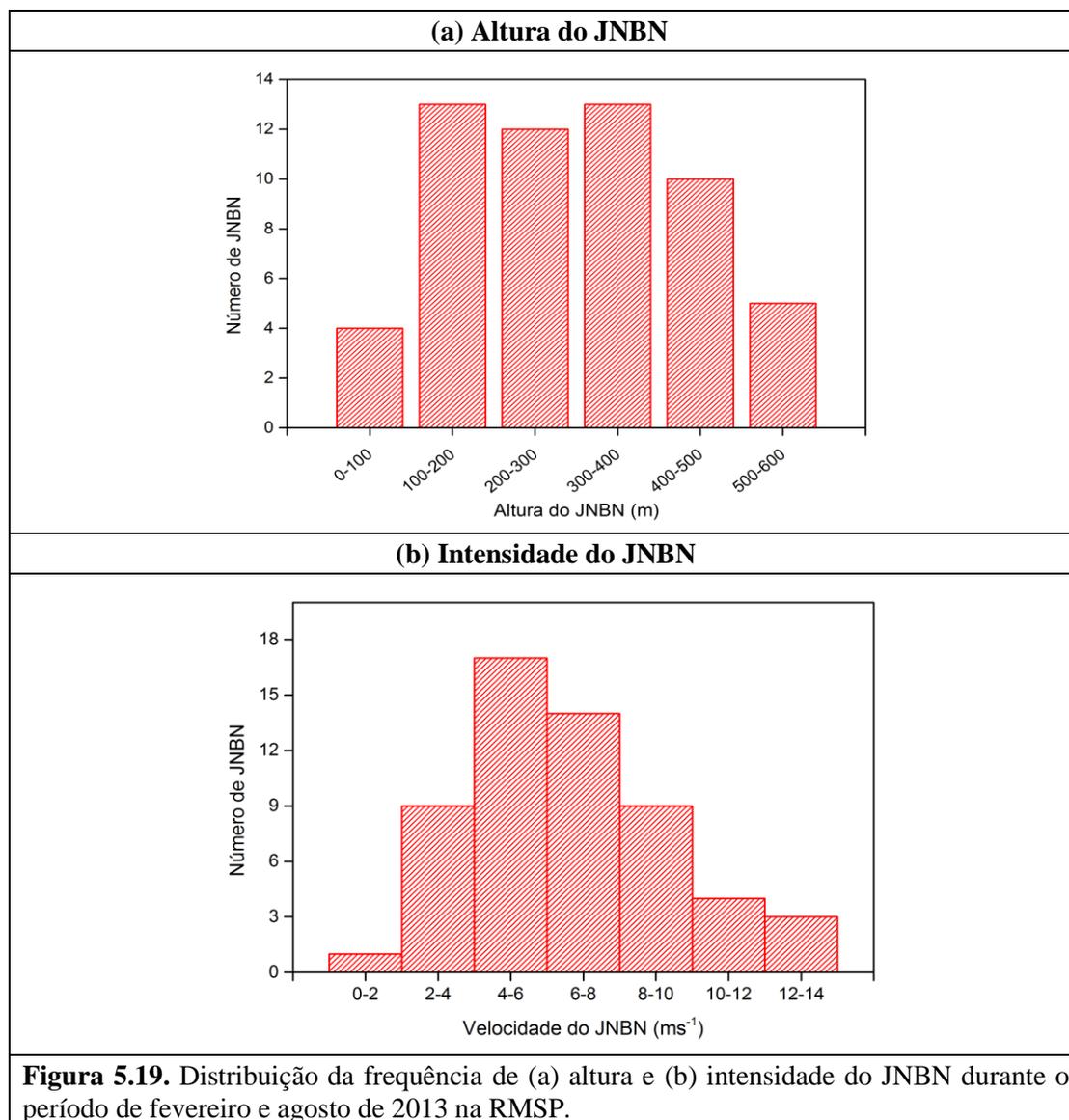


Na seguinte figura mostra-se o gráfico de contorno da velocidade do vento no período compreendido entre o dia 7 de agosto as 18 HL e o dia 9 de agosto as 18 HL. Observa-se núcleos de velocidade do vento máxima durante o período noturno nos primeiros 1000 m de altura associados com a presença de JNBN. No caso da noite 7-8 de agosto a formação do JNBN começa nas primeiras horas da noite e estende-se até o meio dia do dia 8. Este JNBN atingiu uma intensidade máxima de aproximadamente  $12 \text{ m s}^{-1}$ . Como já foi

explicado anteriormente no período noturno 8-9 de agosto a formação do JNBN começou após as 21 HL e no final do período noturno e primeiras horas da manhã atingiu a velocidade máxima (Fig. 5.18).



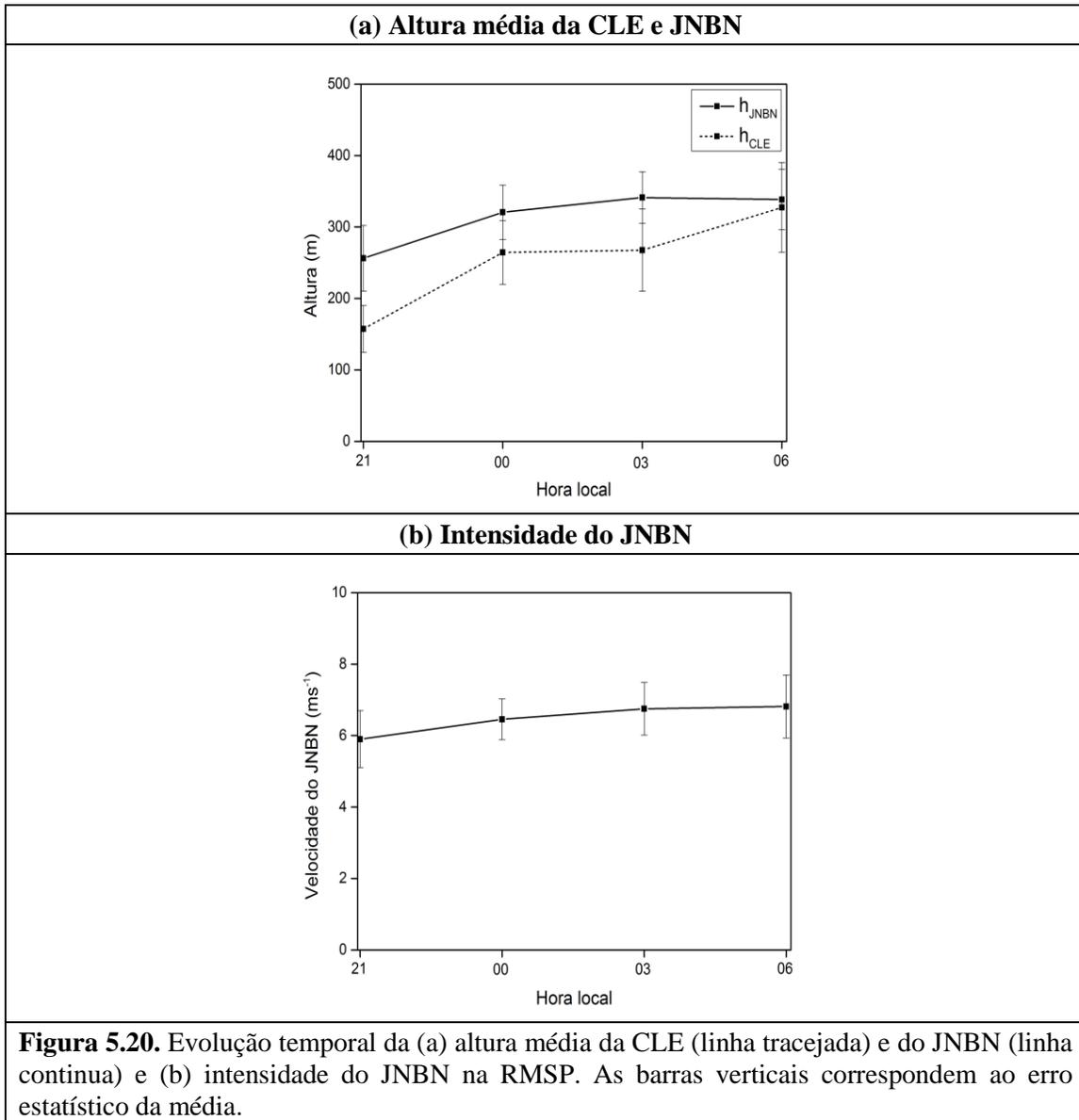
A distribuição da frequência de altura e intensidade dos JNBN durante os dez dias dos meses de fevereiro e agosto de 2013 são indicadas na figura 5.19. Nestes períodos foram observados JNBN entre 60 e 600 m, sendo que o maior número de casos foi observado entre 100 – 400 m (Fig. 5.19a). De maneira geral a intensidade do JNBN oscilou entre 1-14  $\text{m s}^{-1}$  e prevaleceram valores entre 4-8  $\text{m s}^{-1}$  (Fig. 5.19b). Estes resultados são semelhantes aos resultados obtidos por Bárbaro (2010) a partir de simulações feitas com o modelo LES na RMSP.



Na figura 5.20 é apresentada a evolução temporal da altura média da CLE (linha tracejada) e do JNBN (linha contínua), assim como da velocidade média do JNBN no horário compreendido entre as 21 HL e as 06 HL. Verifica-se que a altura média do máximo do JNBN é maior que a altura da CLE durante todo o período noturno, com uma diferença de altura aproximadamente entre 11 m (06 HL) e 100 m (21 HL).

Foi observado que a formação do JNBN ocorre no início do período noturno, aproximadamente no horário das 21 HL (Fig. 5.20b). A partir deste horário ele mostra um aumento de velocidade até as 03 HL. Posteriormente no período compreendido entre as 03

HL e 06 HL a velocidade é praticamente constante, sendo ligeiramente superior no horário das 06 HL (Fig. 5.20b). Bárbaro (2010) observou um comportamento semelhante na evolução noturna da velocidade do JNBN e encontrou que aproximadamente no horário das 5:30 HL ele atingia o valor máximo.



## 5.4 Evolução diurna média da CLP

Na figura 5.21 observa-se a evolução diurna do valor médio da altura da CLP obtida por meio do método visual durante os experimentos de verão e inverno na RMSP. De maneira geral em fevereiro a altura da CLP é maior do que em agosto. Essa variação sazonal é devido ao fato de ter mais aquecimento solar da superfície durante o verão, tal que o fluxo de calor sensível é maior e a produção de ECT mais intensa gera mais turbulência e uma CLP maior. Nas figuras 5.21c e 5.21d verifica-se que a amplitude do fluxo de calor sensível é maior durante o experimento de verão.

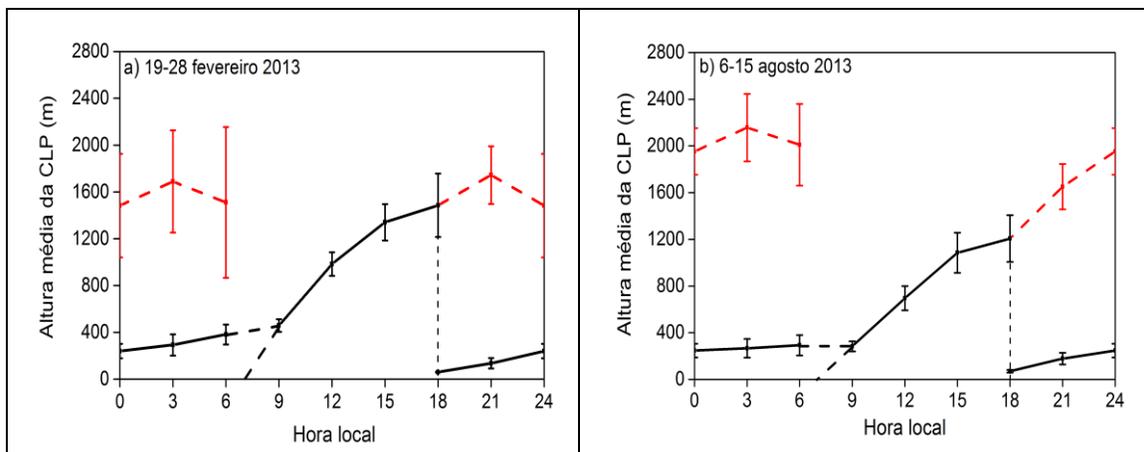
Nos dois períodos estudados o máximo diurno da CLP foi observado aproximadamente no horário das 18 HL, neste horário no mês de fevereiro a altura média da CLP foi de  $1485 \pm 270$  m, enquanto no mês de agosto atinge aproximadamente os  $1206 \pm 200$  m (Figs. 5.21a e 5.21b). A evolução diurna do fluxo de calor sensível médio observado durante os experimentos (Figs. 5.21c e 5.21d) indica que em média o fluxo é positivo até aproximadamente as 18 HL, indicando que perto dessa hora a CLC atinge seu valor máximo. Neste mesmo horário observa-se também uma incipiente CITS, a qual atinge uma extensão vertical máxima em torno das 06 HL (Figs. 5.21a e 5.21b).

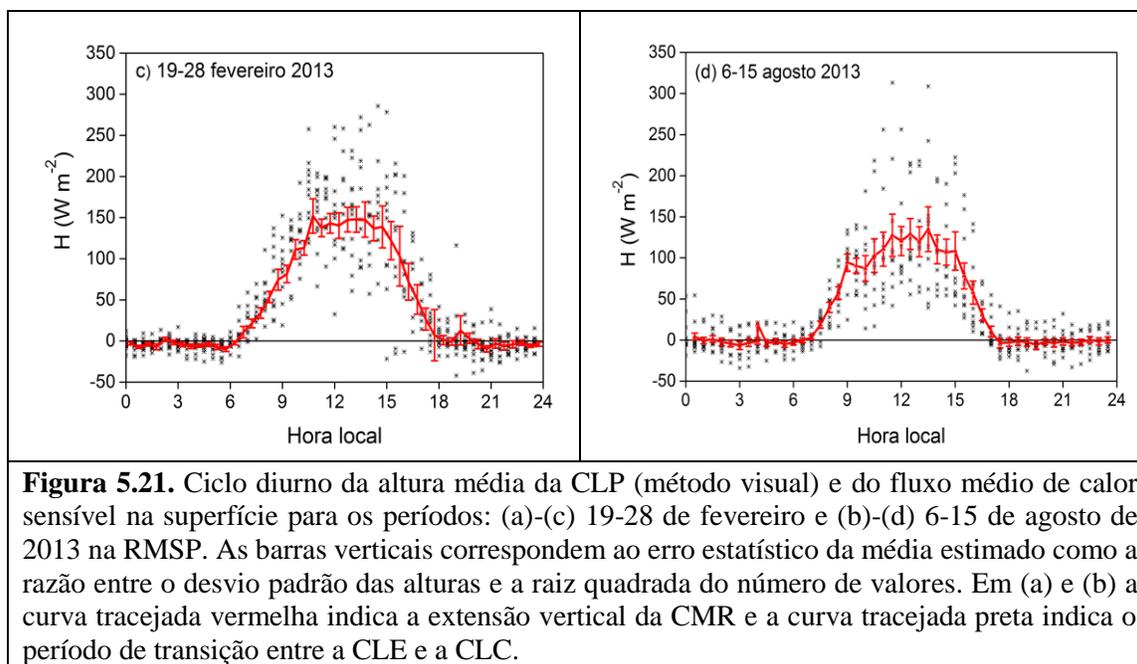
Nos gráficos 5.21a e 5.21b a linha tracejada vermelha representa a altura média da CMR. A variação da extensão vertical da CMR com o tempo indica que outros fatores estão atuando, o que pode ser devido a variações na trajetória dos radiossondas. As discrepâncias entre o valor médio da altura máxima da CLC e a altura da CMR ocorre também devido a diferença entre as condições associadas as características do estado médio das noites que foi observado CMR. Deve ser ressaltado que existem menos dias (noites) com CMR, então os valores médios refletem essa diferença.

As características dinâmicas e termodinâmicas da CLP identificadas pelo método visual podem ser resumidas como:

- ✓ Durante o período diurno a CLC apresentou uma altura máxima média igual a  $1476 \pm 149$  m na campanha de fevereiro e  $1122 \pm 168$  m na de agosto.

- ✓ Durante o período noturno, a altura máxima média da CLE foi de  $322 \pm 80$  m em fevereiro e  $326 \pm 74$  m em agosto.
- ✓ Essas diferenças estão relacionadas com variações sazonais da: a) amplitude do fluxo de calor sensível 14 % maior no verão ( $147 \pm 15 \text{ W m}^{-2}$ ); b) estabilidade estática da atmosfera livre 9 % menor no verão ( $4,2 \pm 0,2 \text{ K km}^{-1}$ ). Os valores observados da altura da CLP na RMSP são comparáveis com os resultados obtidos por Matos *et al.* (2007) e Landulfo *et al.* (2010).
- ✓ No período diurno foi observada a presença de uma CLS bem definida em 82 % das radiossondagens realizadas, com altura variando entre 33 e 152 m em fevereiro (Tab. A3.1) e entre 27 e 126 m em agosto (Tab. A3.3), correspondendo a cerca de 9 % da altura da CLC.
- ✓ A CM está presente nas sondagens das 09 HL, indicando que a CITS é completamente destruída pela convecção térmica na RMSP antes das 09 HL, observa-se também que a CM cresce de forma contínua até o final do período diurno (em geral 18 HL). A extensão vertical da CM oscilou entre 110 e 2097 m na campanha de fevereiro (Tab. A3.1) e entre 109 e 1694 m na de agosto (Tab. A3.3).
- ✓ A CE, definida como extensão vertical da camada de inversão térmica de altitude, oscilou entre 47 e 352 m na campanha de fevereiro (Tab. A3.1) e entre 23 e 385 m na de agosto (Tab. A3.3).
- ✓ Em alguns das sondagens observa-se a presença de uma CMR a partir das 18 HL, com extensão vertical variando entre 800 e 2300 m na campanha de fevereiro (Tab. A3.2) e entre 700 e 2700 m na de agosto (Tab. A3.4).





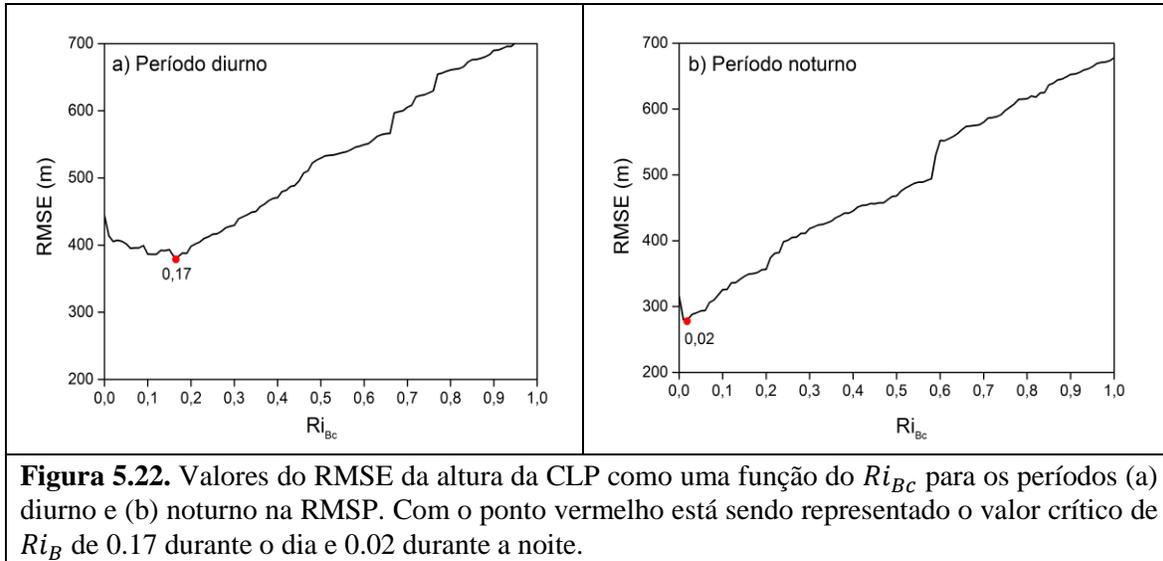
## 5.5 Estimativa objetiva da altura da CLP

Para estimar de maneira objetiva a altura da CLP foram aplicados vários métodos encontrados na literatura ( $Ri$ , perfil vertical de temperatura do ar, método da parcela, formulações empíricas e modelo de camada de mistura) e os resultados foram comparados com os valores estimados a partir do método visual (usado como referência). Isso foi feito com o propósito de identificar a melhor metodologia de estimativa objetiva da extensão vertical da CLP nos períodos diurno e noturno.

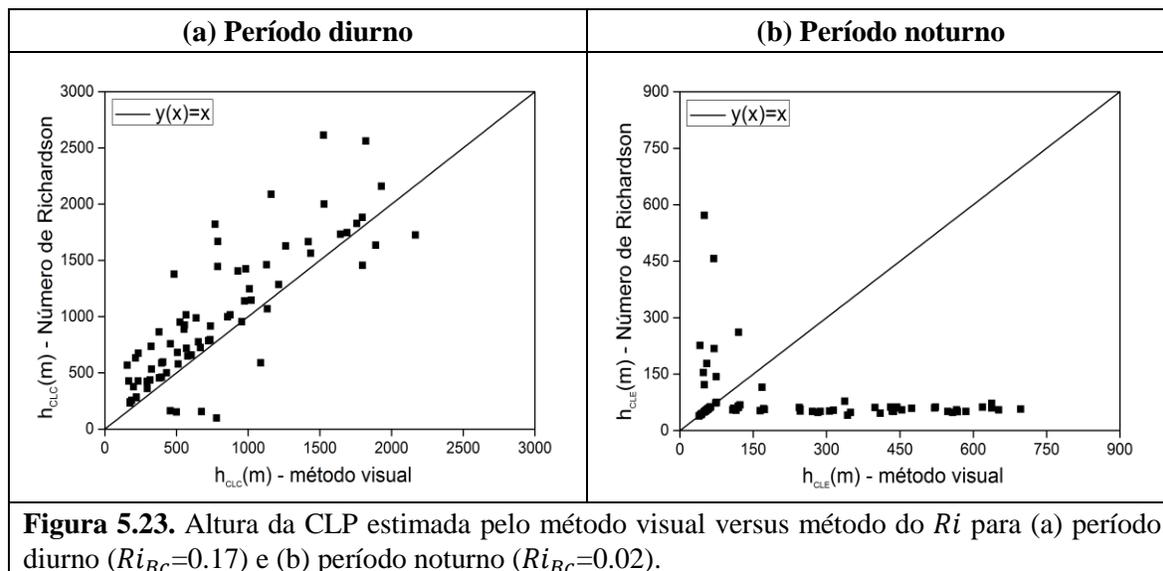
### 5.5.1 Método do número de Richardson

Na Fig. 5.22 mostra-se o comportamento do RMSE em função do  $Ri_{BC}$ . O mínimo valor do RMSE foi observado quando  $Ri_{BC} = 0.17$  durante o dia e quando  $Ri_{BC} = 0.02$  durante a noite. De acordo com estes resultados o  $Ri_{BC}$  foi maior em condições convectivas que em condições estáveis, o que é consistente com os resultados obtidos por Zhang *et al.* (2014). Estes autores usaram o método do  $Ri_B$  para estimar a altura da CLP e determinaram seu valor crítico baixo diferentes tipos de estratificação térmica usando dados dos experimentos de Litang (Tibet Plateau), ARM Shouxian (China), SHEBA (Arctic Ocean) e CASES99

(EUA). Eles obtiveram os valores críticos de 0.24, 0.31 e 0.39 na presença de CLP fortemente estável, debilmente estável e instável respectivamente.



A continuação observa-se os gráficos de dispersão da altura da CLP estimada através do método visual (eixo x) e a altura determinada para os valores ótimos do  $Ri_B$  durante os período diurno e noturno (eixo y).



Os valores obtidos do MBE, RMSE e  $d$  para  $Ri_{BC}=0.17$  e  $Ri_{BC}=0.02$  nos períodos diurno e noturno respectivamente são indicados na tabela 5.1. Apesar do que o método do  $Ri_B$  superestima a altura da CLP estimada pelo método visual durante o período diurno, o valor do índice  $d$  indica que existe uma boa concordância entre os dois métodos (Tab. 5.1).

No período noturno o índice  $d$  foi só de 0.4 (Tab. 5.1), o que indica que não existe uma boa concordância entre as observações e o método do  $Ri_B$ . Uma possível explicação a este comportamento é o fato de que muitas vezes na RMSP têm a entrada da BM no final do período diurno e primeiras horas do período noturno, trazendo nebulosidade e em ocasiões provocando a ocorrência de precipitação. Isso afeta a estrutura e o desenvolvimento da CLP. Além disso, é importante destacar que a resolução vertical dos radiossondagens (~50-70 m) pode ter resultado em ocasiões um pouco baixa para estudar o comportamento e a estrutura da CLP durante o período noturno.

**Tabela 5.1.** Valores do MBE, RMSE e  $d$  para os períodos diurno e noturno dos 10 dias estudados em fevereiro e agosto de 2013 de acordo com o valor de  $Ri_{BC}$ .

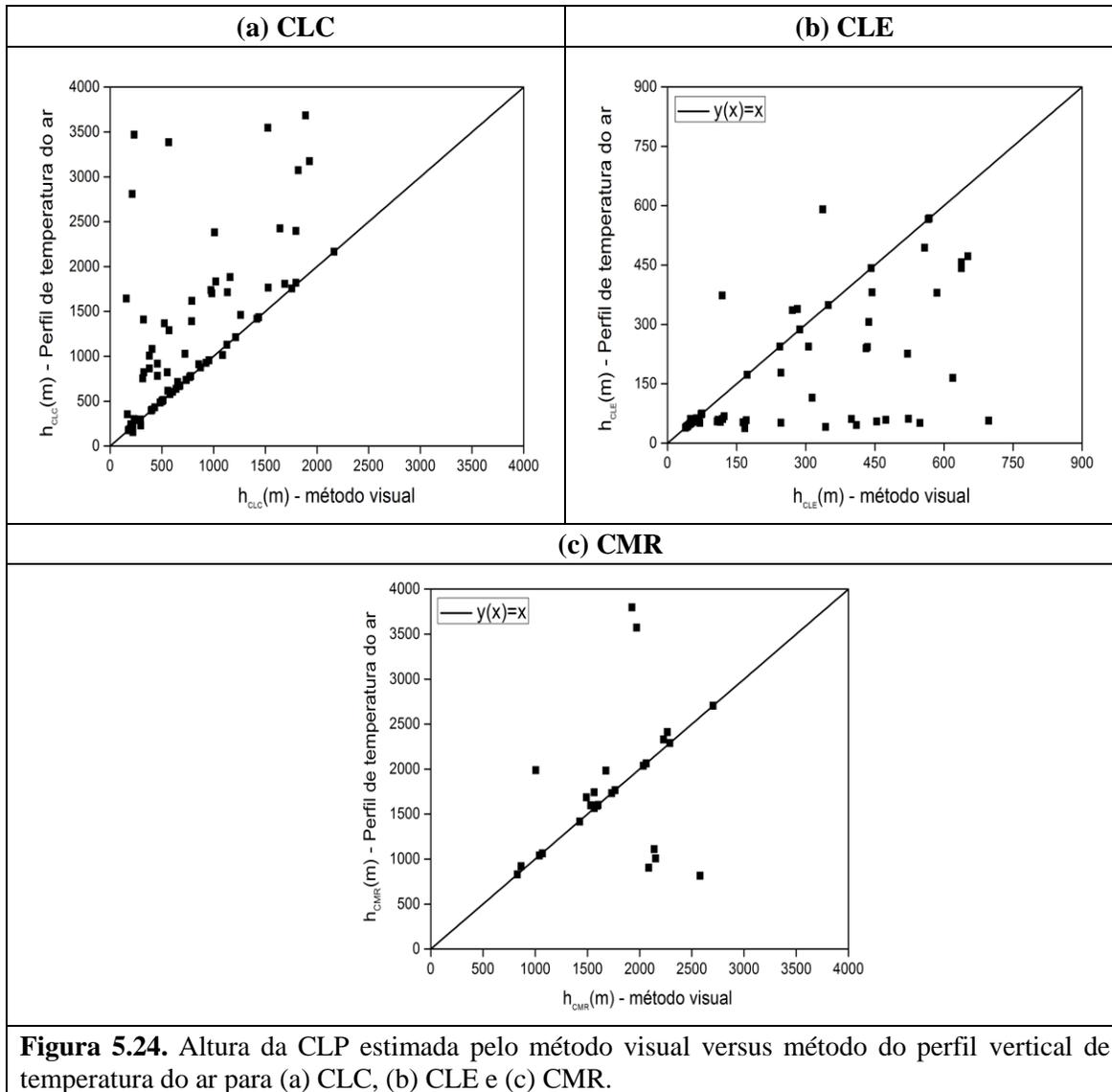
Período	MBE	RMSE	$d$
Diurno	-176.6	370.1	0.89
Noturno	145.6	276.1	0.40

### 5.5.2 Perfil vertical de temperatura do ar

Na figura 5.24 observa-se o gráfico de dispersão da altura da CLP estimada pelo método visual e a partir do critério baseado no perfil vertical de temperatura do ar nos períodos diurno e noturno e nos casos onde foi observada a presença da CMR. Verifica-se que durante o dia a estimativa da altura da CLP a partir do método do perfil de temperatura do ar superestima os valores obtidos pelo método visual. Além disso, o índice de concordância entre estes dois métodos foi menor ( $d=0,58$ ) que o valor obtido com a aplicação do método do  $Ri_B$  ( $d=0,89$ ).

No período noturno a concordância entre a altura da CLP estimada pelo método do perfil de temperatura do ar e as observações ( $d=0,77$ ) foi bem mais alta que a observada através do método do  $Ri_B$  ( $d=0,40$ ). Na tabela 5.2 observam-se os valores obtidos do MBE, RMSE e

do d para os períodos diurno e noturno e para os casos onde foi observada a presença da CMR.



Com respeito as estimativas da altura da CMR, o índice de concordância entre o método do perfil de temperatura do ar (baseado na altura da inversão térmica de altitude) e o método visual foi de 0,70. Este resultado pode ser considerado bom, sobre tudo pelo fato de que na maioria dos casos a margem de erro entre as estimativas pelo método do perfil de temperatura do ar e o método visual é pequena (Fig. 5.24c).

**Tabela 5.2.** Valores do MBE, RMSE e d para os períodos diurno e noturno e para os casos onde foi observada a presença da CMR dos 10 dias estudados em fevereiro e agosto de 2013 de acordo com o método do perfil vertical de temperatura do ar.

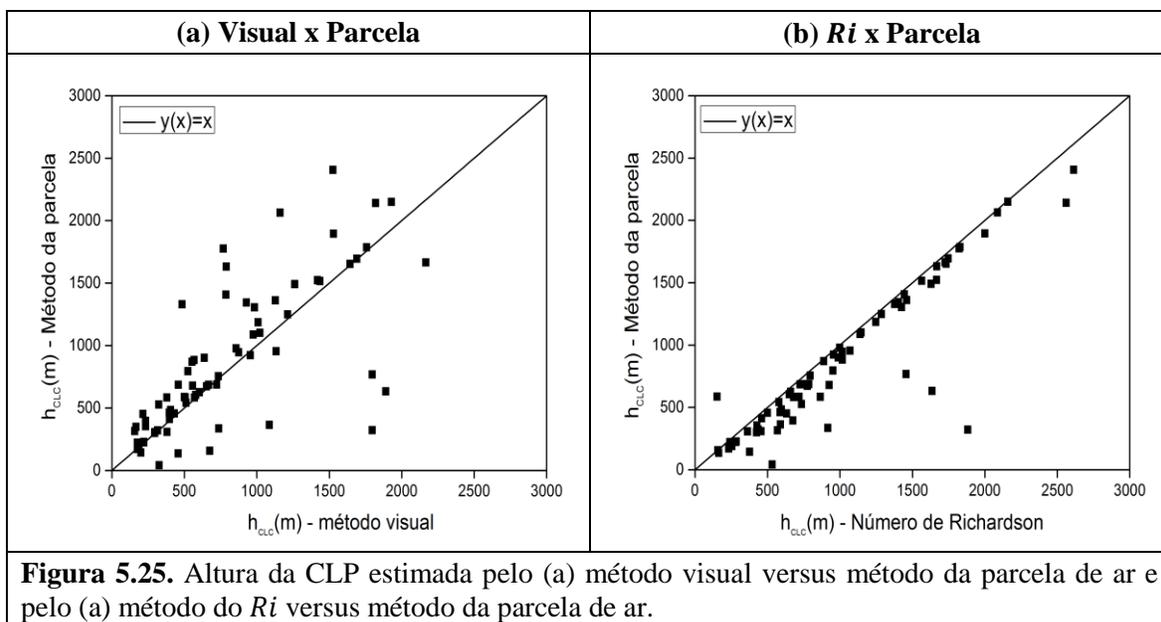
Período	MBE	RMSE	d
Diurno (CLC)	-258	654	0.58
Noturno (CLE)	82	177	0.77
Noturno (CMR)	124	567	0.70

### 5.5.3 Método da parcela

Na figura 5.25 observa-se o gráfico de dispersão da altura da CLP estimada pelo método visual e através do método da parcela (Fig. 5.25 esquerda) e a partir do método de  $Ri_B$  e do método da parcela (Fig. 5.25 direita).

Do total de 72 casos em que foi determinada a altura da CLC, têm-se que 79 % das alturas estimadas pelo método da parcela foram superiores as estimadas pelo método visual, mas o coeficiente de concordância entre os dois métodos foi bom (Tab. 5.3).

Ao comparar a altura da CLP estimada pelo método do  $Ri_B$  e através do método da parcela foi observado que apesar do primeiro método superestimar na maioria dos casos a altura da CLP obtida pelo método da parcela, o coeficiente de concordância entre eles foi ótimo (Tab. 5.3). Isso ocorre pelo fato de que o método da parcela está baseado no perfil vertical da  $\theta_v$  e o método do  $Ri$  também tem uma forte dependência desta variável.



**Figura 5.25.** Altura da CLP estimada pelo (a) método visual versus método da parcela de ar e pelo (b) método do  $Ri$  versus método da parcela de ar.

**Tabela 5.3.** Valores do MBE, RMSE e  $d$  para o período diurno de acordo com o método visual e o método da parcela de ar em um caso e o método do  $Ri_B$  e o método da parcela de ar no outro.

Método	MBE	RMSE	$d$
Visual x Parcela	-62	409	0.85
$Ri$ x Parcela	37	116	0.99

### 5.5.4 Estimativa da altura da CLP a partir de parâmetros de superfície

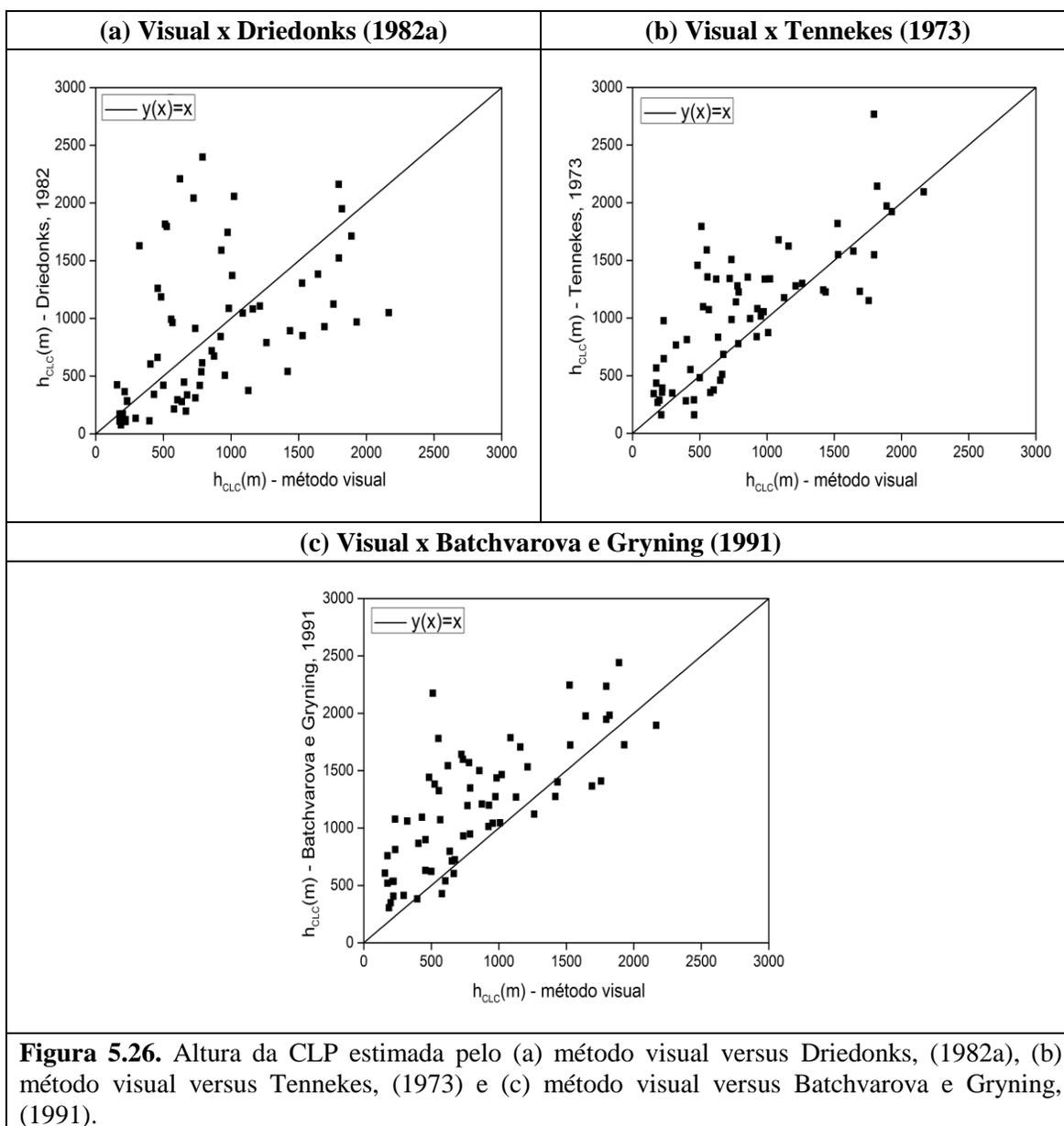
Nesta seção são apresentados os resultados obtidos a partir da aplicação de quatro formulações empíricas e modelos numéricos baseadas em parâmetros de superfície para estimar a altura da CLP nos períodos diurno e noturno.

#### 5.5.4.1 CLP convectiva (CLC)

Nesta parte do trabalho foram utilizadas as formulações propostas por Tennekes, (1973); Driedonks, (1982a) e Batchvarova e Gryning, (1991) para estimar a altura da CLP.

Ao comparar os diferentes métodos usados com os valores observacionais, verifica-se que o método que melhor reproduz os valores obtidos pelo método visual é o proposto por Tennekes (1973), o que pode ser observado nos valores do RMSE e do  $d$  na Tabela 5.4.

Este método é o mais simples dos três utilizados, pois ele só depende do fluxo cinemático de calor sensível na superfície e do gradiente vertical de temperatura potencial na atmosfera livre. O método de Batchvarova e Gryning, (1991) é o que mais superestima os valores observados e a parametrização proposta por Driedonks, (1982a) foi a que apresentou a maior dispersão dos resultados com respeito ao método visual (Fig. 5.26).

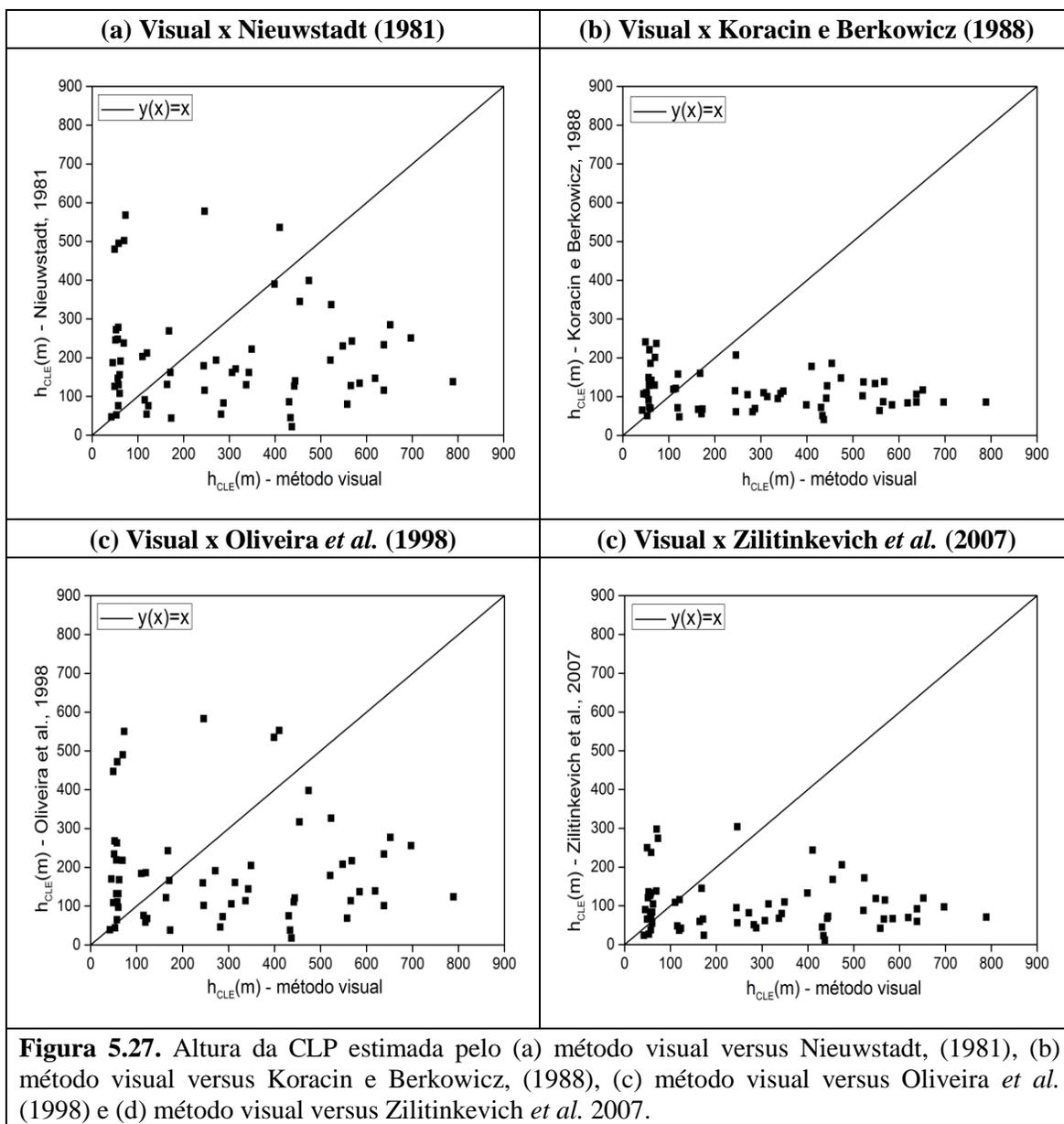


**Tabela 5.4.** Valores do MBE, RMSE e d para o período diurno dos 10 dias estudados em fevereiro e agosto de 2013 de acordo com o método visual e as parametrizações utilizadas.

<b>Autor</b>	<b>MBE</b>	<b>RMSE</b>	<b>d</b>
Tennekes, 1973	-207.6	425.3	0.85
Driedonks, 1982	-69.7	665.5	0.63
Batchvarova e Gryning, 1991	-351.4	518.8	0.78

#### **5.5.4.2 CLP estável (CLE)**

Comparando-se a evolução temporal da altura da CLE estimada através das formulações empíricas e pelo método visual no período estudado dos meses de fevereiro e agosto de 2013 verifica-se que nenhuma das formulações conseguiu ajustar-se bem com as observações (Fig. 5.27), sobre todo no início do período noturno. Uma possível explicação é o fato de que nestes horários começa a formação da CLE e também têm a CMR (a qual não forma parte da CLP noturna) e é provável que as diferentes parametrizações não consigam representar muito bem esse comportamento. Além disso, no final da tarde e início da noite em ocasiões têm a influência da BM na RMSP, a qual afeta a estrutura da CLP e isso pode ser outra das causas que provoca que nas primeiras horas do período noturno ocorram as maiores diferenças entre os valores da altura da CLP estimados pelos métodos analíticos e pelo método visual. Além do mais, é possível que o método escolhido para estimar visualmente a altura da CLP durante condições estáveis (a partir da altura da CITS) não seja o mais adequado.



Na Tabela 5.5 estão sendo representados os valores do MBE, RMSE e  $d$  para cada uma das expressões empíricas usadas para estimar a altura da CLE. De acordo com os valores do MBE observa-se que todas as formulações superestimam a altura da CLP estimada a partir do método visual, mas as que menor RMSE apresentam são as propostas por Nieuwstadt (1981) e Oliveira *et al.* (1998). Ao comparar os valores do índice de concordância verifica-se que todas têm um comportamento bem semelhante (Tab. 5.5).

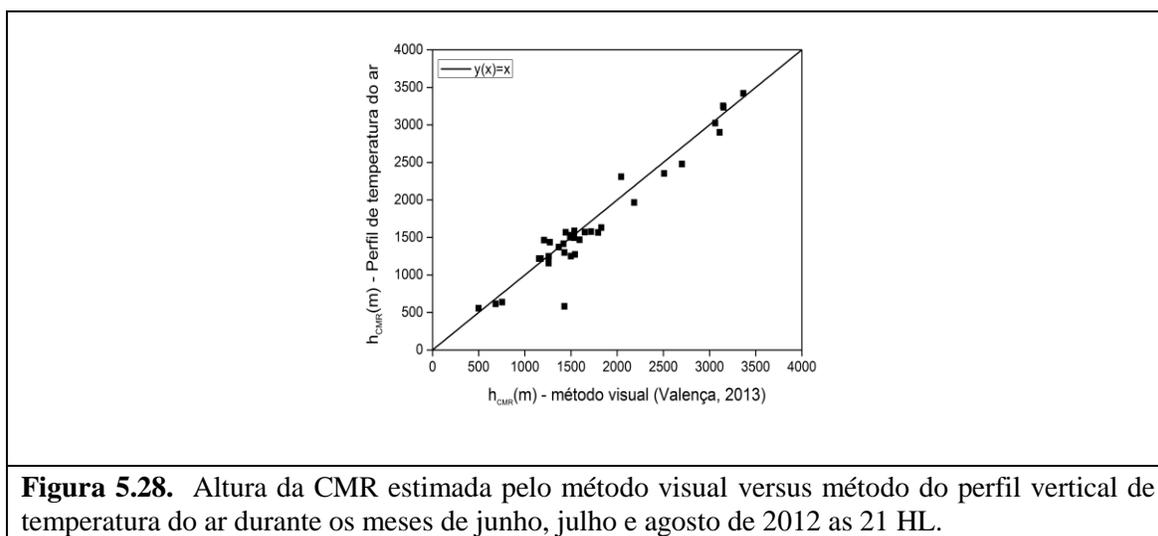
**Tabela 5.5.** Valores do MBE, RMSE e  $d$  para o período noturno dos 10 dias estudados em fevereiro e agosto de 2013 de acordo com o método visual e as expressões empíricas.

Autor	MBE	RMSE	$d$
Nieuwstadt, 1981	81	273	0.38
Koracin e Berkowicz, 1988	172.8	288	0.42
Oliveira <i>et al.</i> 1998	91.6	276	0.40
Zilitinkevich <i>et al.</i> 2007	189	302	0.42

## 5.6 Climatologia da altura da CLP

Os valores da altura da CMR obtidos por Valença (2013) a partir do análise visual dos perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica nos meses de junho, julho e agosto de 2012 foram comparados com os valores determinados aplicando o método do perfil vertical de temperatura do ar (método objetivo).

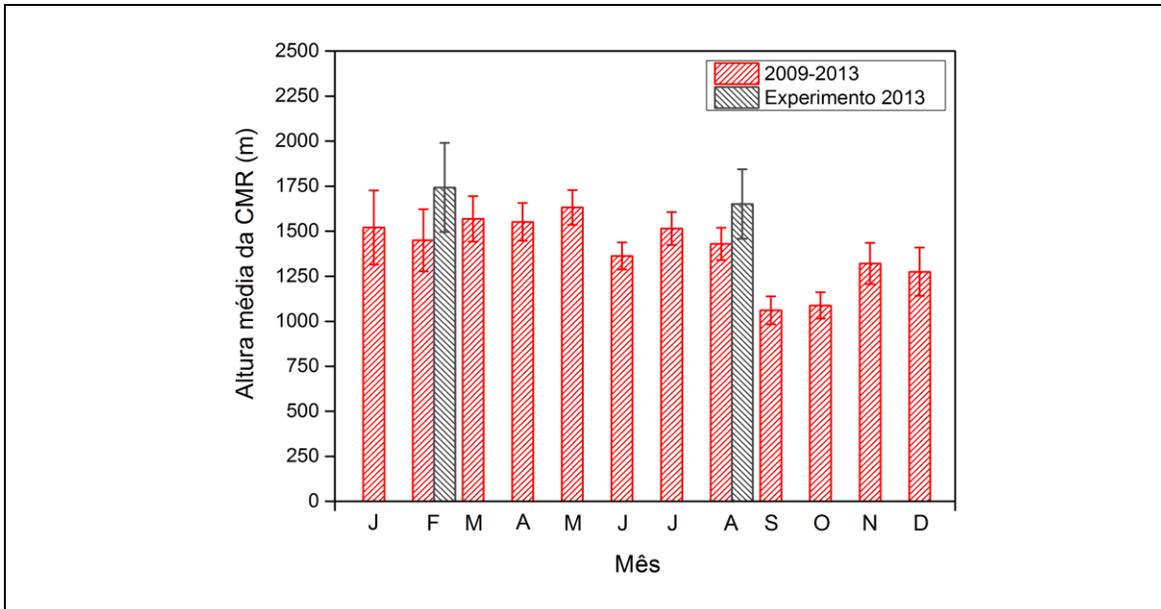
Na Fig. 5.28 observa-se que o método objetivo consegue identificar muito bem os valores da altura da CMR estimados observacionalmente por Valença (2013), pois a concordância entre os dois métodos foi ótima (0.98). Os valores do MBE e do RMSE foram de 59 m e 197 m respectivamente. Estes resultados corroboram a eficiência do método do perfil de temperatura do ar na estimativa da altura da CMR, o qual foi demonstrado anteriormente nos experimentos de fevereiro e agosto de 2013 (Seção 5.5.2).



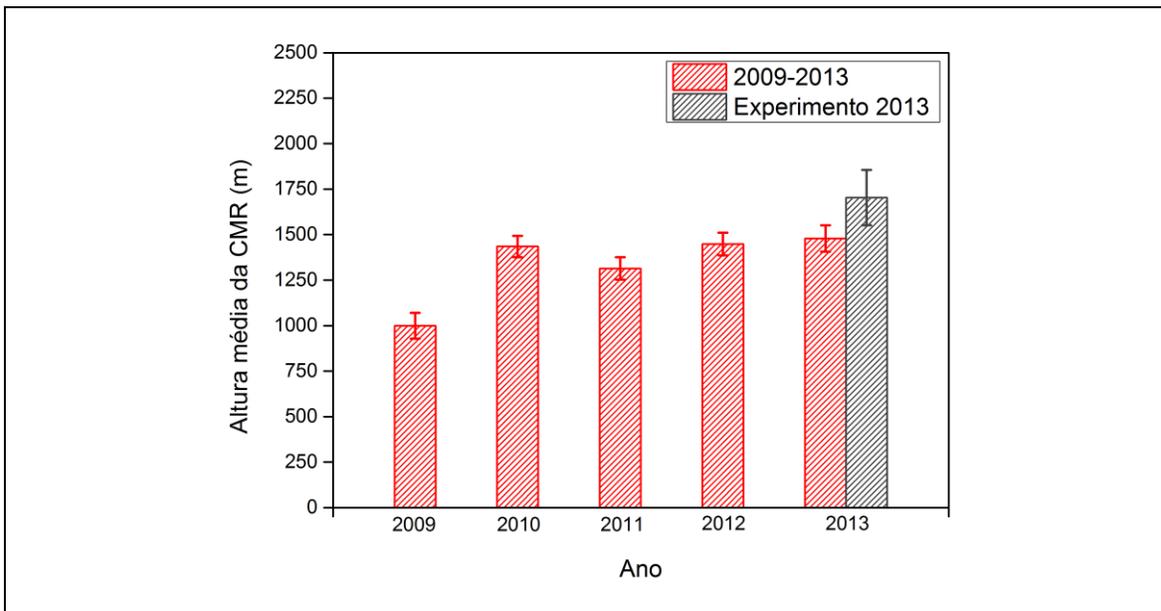
**Figura 5.28.** Altura da CMR estimada pelo método visual versus método do perfil vertical de temperatura do ar durante os meses de junho, julho e agosto de 2012 as 21 HL.

Para estimar a variação sazonal dos valores médios mensais da altura da CMR, o método do perfil vertical de temperatura do ar foi aplicado para um conjunto de quatro anos de radiossondagens (setembro 2009-agosto 2013) lançados as 21 HL (Fig. 5.29). Na análise foram considerados aqueles valores da altura da CMR entre 500-3500 m, pois resultados fora deste intervalo não devem estar associados à CMR. Na figura 5.29 também é representada a altura média da CMR estimada pelo método visual nos casos onde foi identificada a presença desta camada durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013. A variação sazonal de cada um dos anos por separado pode ser observada nas fig. A8-A10 do Apêndice A4.

De maneira geral a altura média mensal da CMR oscilou entre 750 m e 2100 m, mas prevaleceram valores entre 1200-1700 m (Apêndice A.4). Na fig. 5.29 verifica-se que os maiores valores da altura média da CMR foram observados nos meses de maio ( $1632 \pm 96$  m), março ( $1568 \pm 125$  m) e abril ( $1552 \pm 105$  m) e os menores valores foram registrados nos meses de setembro ( $1061 \pm 77$  m) e outubro ( $1088 \pm 73$  m). Nos meses de janeiro, fevereiro e dezembro foram obtidos os maiores valores do erro estatístico (205 m, 172 m e 134 m respectivamente), o qual está associado ao fato de que nestes meses foi identificada a menor quantidade de dias com presença de CMR (Fig. 5.29). Uma possível explicação a este comportamento é que muitas vezes a estrutura da CLP é destruída no final da tarde pela ocorrência de precipitação durante estes meses de verão. Verifica-se também que no ano 2009 foi observado o menor valor da altura média da CMR ( $999 \pm 70$  m) e no ano 2013 o maior valor ( $1478 \pm 72$  m) (Fig. 5.30).



**Figura 5.29.** Variação sazonal da altura média da CMR na RMSP usando o método do perfil vertical de temperatura do ar (em vermelho) e altura média da CMR estimada durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 (em preto). Erro estatístico da média indicado por barras verticais.



**Figura 5.30.** Variação anual da altura média da CMR na RMSP usando o método do perfil vertical de temperatura do ar (em vermelho) e altura média da CMR estimada durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 (em preto). Erro estatístico da média indicado por barras verticais.

## 6. Conclusões

O objetivo deste trabalho foi estimar as propriedades dinâmicas e termodinâmicas da CLP na RMSP. Para tanto foram utilizados perfis verticais de temperatura potencial, umidade específica, velocidade e direção do vento obtidos por meio de radiossondagens realizadas no ACM, durante as campanhas observacionais de medidas do Programa MCITY BRAZIL realizadas em fevereiro (19-28) e em agosto (6-15) do ano 2013.

Deve ser ressaltado que a análise das trajetórias percorridas pelo balão até o nível de 4000 m indicam que as sondagens são representativas das condições urbanas. Assim, as propriedades descritas neste trabalho são assumidas típicas da CLU da RMSP.

As principais propriedades da CLP foram identificadas por meio do método visual e os resultados indicam que a CLP na RMSP apresenta um ciclo diurno com uma altura máxima média de  $1476 \pm 149$  m na campanha de fevereiro e  $1122 \pm 168$  m na de agosto. Durante o período noturno, a altura máxima média da CLE foi de  $322 \pm 80$  m em fevereiro e  $326 \pm 74$  m em agosto. As diferenças sazonais observadas no regime convectivo estiveram relacionadas com maiores valores da amplitude do fluxo de calor sensível no verão e com variações da estabilidade estática da atmosfera livre, a qual foi menor durante o verão.

No período diurno foi observada a presença de uma CLS bem definida em 82 % das radiossondagens realizadas, com altura variando entre 33 e 152 m em fevereiro e entre 27 e 126 m em agosto, correspondendo a cerca de 9 % da altura da CLC. A CM oscilou entre 110 e 2097 m na campanha de fevereiro e entre 109 e 1694 m na de agosto, entanto a CE variou entre 47 e 352 m em fevereiro e entre 23 e 385 m em agosto. Durante o período noturno em alguns dos radiossondagens foi observado a presença de uma CMR, com altura variando entre 800 e 2300 m na campanha do verão e entre 700 e 2700 m na de inverno.

Neste trabalho também foi analisado o impacto que as condições sinóticas têm na evolução diurna da CLP. Nos dez dias estudados do mês de fevereiro os padrões meteorológicos da RMSP foram dominados pela influência em níveis altos da circulação da AB e do VCAN,

entanto na superfície predominou, com menor intensidade, a influência da borda Oeste da ASAS. Em condições de marcada influência do VCAN, prevaleceu a pouca nebulosidade na RMSP, o que favoreceu a mistura vertical turbulenta intensa e, portanto, o crescimento da CLC. Nestas condições também foi observado um bom desenvolvimento da CITS ao longo do período noturno. Nos casos onde foi observado um incremento da nebulosidade e a ocorrência de precipitação o desenvolvimento da CLP foi afetado e em ocasiões não foi possível estimar sua extensão vertical. Em geral estas condições foram provocadas pela presença de cavados de onda curta em níveis médios e altos e em outros casos pela influência da BM no final da tarde e primeiras horas da noite.

De maneira geral durante os dez dias estudados do mês de agosto de 2013 o tempo na RMSP esteve dominado pela presença de um padrão anticiclônico associado com a circulação da ASAS. Este padrão foi alterado pela passagem de dois sistemas frontais nos dias 10 e 14 e posteriormente pela influência do anticiclone migratório associado a estes sistemas frontais. Foi observado um bom desenvolvimento da CLC em condições de marcada influência da ASAS. Durante a noite foram identificadas muito bem a CITS e a CMR em presença deste sistema. A passagem de sistemas frontais provocou um incremento da nebulosidade e a ocorrência de precipitação, o que limitou a produção térmica de ECT e, portanto, a estrutura e o crescimento da CLP.

Especial atenção foi dada à identificação de JNBN na RMSP e a estimativa de sua intensidade, direção e altura. A maior parte dos JNBN identificados prevaleceram entre os 100-400 m de altura e com intensidade de  $4-8 \text{ m s}^{-1}$ . Com respeito à origem do JNBN, as hodógrafas do vento médio horário em superfície nos dois períodos estudados de 10 dias indicaram a presença de um giro anti-horário do vento, o qual é consistente com o sentido da rotação inercial do vento no Hemisfério Sul.

Foi observado que a formação do JNBN ocorre no início do período noturno, aproximadamente no horário das 21 HL, e atinge sua intensidade máxima as 06 HL. Os resultados indicaram que a altura média do JNBN foi maior que a altura da CLE durante todo o período noturno, com uma diferença de altura aproximadamente entre 11 m (06 HL) e 100 m (21 HL).

Neste trabalho foi aplicado o método do  $Ri_B$  para a estimativa da altura da CLP. O método do RMSE foi utilizado para determinar o valor do  $Ri_{BC}$  para a RMSP. Durante o período diurno o mínimo valor do RMSE foi observado quando  $Ri_{BC}= 0.17$  e durante o período noturno quando  $Ri_{BC}= 0.02$ .

Para estes valores críticos do  $Ri_B$  foi estimada a altura da CLP e os resultados foram comparados com os obtidos pelo método visual. Em condições convectivas a concordância entre estes dois métodos foi muito boa, mas em condições estáveis os resultados indicaram que não existe uma boa concordância entre as observações e o método do  $Ri_B$ .

De maneira objetiva a altura da CLP também foi estimada a partir do perfil vertical de temperatura do ar. Durante o dia a concordância entre este método e as observações foi mais baixa que o valor obtido com a aplicação do método do  $Ri_B$ . Porém, durante a noite este método consegue se ajustar melhor com o método visual que o método do  $Ri_B$ . Em condições estáveis também foi estimada a altura da CMR e os resultados mostraram que na maioria dos casos a margem de erro entre as estimativas e as observações foi bem pequena. Então, pode-se concluir que a partir do perfil de temperatura do ar é possível estimar a altura da CMR com uma boa precisão.

Com respeito à aplicação do método da parcela, apesar de superestimar em 79 % dos casos analisados a altura da CLC obtida pelo método visual, a concordância entre os dois métodos foi boa.

Os resultados da aplicação das formulações empíricas baseadas em parâmetros de superfície indicaram que no período diurno o método que melhor reproduz os valores obtidos pelo método visual é o proposto por Tennekes (1973). No período noturno nenhuma das formulações conseguiu ajustar-se bem com as observações.

De maneira geral, os diferentes métodos objetivos de estimativa da altura da CLP se ajustaram melhor com as observações durante o período diurno que durante o período noturno. Uma possível explicação a este comportamento é o fato de que na RMSP muitas vezes têm a influência da BM no final do período diurno e primeiras horas da noite, o qual pode afetar a formação e o desenvolvimento da CLE. Além disso, a resolução vertical dos

dados de radiossondagens (~50-70 m) pode ter resultado em ocasiões um pouco baixa para estudar o comportamento e a estrutura da CLP durante o período noturno. Nesse caso a identificação da altura da CLE pelo topo da CITS não parece ser o método mais adequado.

A partir dos dados de radiossondagens lançadas no ACM as 21 HL entre setembro de 2009 e agosto de 2013 (quatro anos) foi estimada a altura da CMR na RMSP aplicando o método do perfil de temperatura do ar e foi feita uma climatologia da altura da CMR. Os resultados mostraram que a CMR atinge geralmente valores médios mensais entre 1200-1700 m, o qual é compatível com os resultados obtidos por Valença (2013). Os maiores valores da altura média da CMR foram observados nos meses de maio, março e abril e os menores valores ocorreram nos meses de setembro e outubro. De acordo com estes resultados, conclui-se que a altura da CMR não apresenta uma variação sazonal bem definida na RMSP.

## 7. Referências bibliográficas

- Alvares, C.A., Stape, J.L.; Sentelhas, P.C., de Moraes Gonçalves, J.L., 2014: Sparovek, G. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorol. Z.*, **22(6)**, 711–728.
- Andre, J.C and Mahrt, L., 1982: The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 864-877.
- Andrén, A., 1990: Evaluation of a Turbulence Closure Scheme Suitable for Air-Pollution Applications. *Journal of Applied Meteorology*, **29**, 224-239.
- Angevine, W. M., A. B. White, and S. K. Avery, 1994: Boundary layer depth and entrainment zone characterization with a boundary layer profiler. *Bound.-Layer Meteor.*, **68**, 375–385.
- Angevine, W.M., A.W. Grimsdell, S.A. McKeen, and J.M. Wamock, 1998a: Entrainment results from the Flatland boundary layer experiments, *J. Geophys Res.*, **103**, 13689-13701.
- Arya, S.P., 2001: Introduction to Micrometeorology, *Academic Press*, 420 p.
- Atlas Ambiental do Município de São Paulo, 2002. Fase 1. Diagnósticos e bases para a definição de políticas públicas para as áreas verdes no município de São Paulo. *Relatório Final do Projeto FAPESP Processo No. 1999/10955-9*, julho de 2002. Volume **1**, 203 pp.
- Baars, B., 2007: Continuous monitoring of the planetary-boundary-layer depth with lidar. *Master's thesis*, University of Leipzig.
- Baas, P., Bosveld, F., Baltink, H., e Holtslag, A., 2009: A climatology of nocturnal low-level jets at Cabauw. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**:1627-1642.
- Ball, F. K., 1960: Control of Inversion Height by Surface Heating. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **86**, 483-494.
- Banks, R.F., Tiana-Alsina, Baldasano, J.M., J., Rocadenbosch, F., Papayannis, A., Solomos, S., Tzanis, Ch. G., 2016: Sensitivity of boundary-layer variables to PBL schemes in the WRF model based on surface meteorological observations, lidar, and radiosondes during the HygrA-CD campaign. *Atmospheric Research*, **176**, 185-201.
- Banta, R. M., Newsom, R., Lundquist, J. K., Pichugina, Y. L., Coulter, R. L., e Mahrt, L., 2002: Nocturnal low-level jet characteristics over Kansas during CASES-99. *Boundary-Layer Meteorology*, **105**:221-252.
- Bárbaro, E. W, 2010: Investigação da camada limite planetária noturna na região metropolitana de São Paulo utilizando o modelo LES. *Dissertação de Mestrado*, IAG-USP.

- Barlow, J., 2014: Progress in observing and modelling the urban boundary layer. *Urban Climate*, **10**, 216-240.
- Barlow, J.F., Halios, C.H., Lane, S.E., Wood, C.R., 2015: Observations of urban boundary layer structure during a strong urban heat island event. *Environment Fluid Mechanic*, **15**, 373-398.
- Batchvarova, E., Gryning, S.E., 1991: Applied model for the growth of the daytime mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*, **56**, 261-274.
- Betts, A.K., 1992: FIFE atmospheric boundary layer budget methods. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 18,523-18,531.
- Beyrich, F., 1997: Mixing height estimation from sodar data. *Atmospheric Environment*, v. **31**, n. 23, p. 3941-3953.
- Blackadar, A. K., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bulletin of American Meteorological Society*, **38**: 283-290.
- Bornstein, R.D. 1987: Mean diurnal circulation and thermodynamic evolution of urban boundary layer. Modeling the urban boundary layer. *American Meteorological Society*, Boston, MA, 53-94.
- Bougeault, P., and P. LaCarrere, 1989: Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1871-1890.
- Boussinesq, J., 1877: Essai sur la théorie des eaux courantes. *Mem. Pr s. Acad. Sci.*, Paris, vol. **23**, 46 pp.
- Brutsaert, W., 1987: Nearly steady convection and the boundary-layer budgets of water vapor and sensible heat. *Boundary-Layer Meteorology*, v. **39**, p. 283–300.
- Canut, G., Couvreux, F., Lothon, M., Legain, D., Pigué, B., Lampert, A. and Moulin, E., 2016: Turbulence measurements with a tethered balloon. *Atmospheric Measurement Techniques Discussion* (doi: 10.5194/amt-2015-386 (under revision)).
- Caughey, S.J., Wyngaard, J.C., and Kaimal, J.C., 1979: Turbulence in the Evolving Stable Boundary Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **36**, 1041-1052.
- Chandrasekhar Sarma, T. V., D. Narayana Rao, J. Furumoto, and T. Tsuda, 2008: Development of radio acoustic sounding system (RASS) with Gadanki MST radar—First results. *Ann. Geophys.*, **26**, 2531–2542.
- Clarke, R.H., 1970: Observational studies in the atmospheric boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **96**, 91-114.
- Clarke, R.H., 1990: Modeling mixed layer growth in the Koorin experiment. *Australian Meteorological Magazine*, **38**, 227-234.
- Cohn, S.A., and W.M. Angevine: Convective boundary layer heights and entrainment zone thickness measured by lidars and radar wind profilers, paper presented at 13th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, *Am. Meteorol. Soc.*, Dallas, Tex., Jan. 10-15, 1999.
- Compton, J. C., R. Delgado, T. A. Berkoff, R. M. Hoff, 2013: Determination of planetary boundary layer height on short spatial and temporal scales: A demonstration of the

- Covariance Wavelet Transform in ground based wind profiler and lidar measurements, *J. Atmos. Ocean Tech.*, **30**, 1566-1575.
- Coulter, R.L., 1990: A case study of turbulence in the stable nocturnal boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, **52**, 75-91.
- Culf, A., 1992: An application of simple models to Sahelian convective boundary layer growth. *Boundary-Layer Meteorology*, **58**, 1-18.
- Cuxart, J., C. Yague., G. Morales, E. Terradellas., J. Orbe, J. Calvo, A. Fernández, M.R. Soler, C. Infante, P. Buenestado, A. Espinalt, H.E. Joergensen, J.M. Rees, J. Vilá, J.M Redondo, I.R Cantalapiedra, and Conangla, L., 2000: Stable atmospheric boundary layer experiment in Spain (SABLES 98): A report. *Boundary-Layer Meteorology*, **96**, 337-370.
- Dai, C., Q. Wang, J. A. Kalogiros, D. H. Lenschow, Z. Gao, and M. Zhou, 2014: Determining boundary-layer height from aircraft measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, **152**, 277-302, doi:10.1007/s10546-014-9929-z.
- Donaldson, C. duP., 1973: Construction of a dynamic model of the production of atmospheric turbulence and the dispersal of atmospheric pollutants. *Workshop on Micrometeorology*, American Meteorological Society, 313-390.
- Driedonks, A.G.M., 1982a: Sensitivity analysis of the equations for a convective mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*, **22**, 475-480.
- Driedonks, A.G.M., 1982b: Models and observations of the growth of the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, **23**, 283-306.
- Dayan U., Shenhav R. and Graber M., 1988: The spatial and temporal behavior of the mixed layer in Israel. *Journal of Applied Meteorology*, **27**, 1382-1394.
- Ekman, V.W., 1905. On the influence of the Earth's rotation on ocean currents. *Arkiv Mat., Astron., Fys.* **2**, 1-53.
- Emeis, S., Ch. Munkel, S. Vogt, W. J. Müller, and K. Schäfer, 2004: Atmospheric boundary layer structure from simultaneous SODAR, RASS, and ceilometer measurements. *Atmos. Environ.*, **38**, 273-286.
- Eresma, N., Karppinen, A., Räsänen, J., Talvitie, H., 2006: Mixing height determination by ceilometer in cloudy situation. *Proceedings of the 6th Annual Meeting of the European Meteorological Society 6th European Conference on Applied Climatology*, 4 – 8 September 2006, Ljubljana, Slovenia. Abstracts, Vol. **1**, EMS2006-A-00442.
- Ferreira, M. J., Oliveira, A.P., Soares, J., 2013: Diurnal variation in stored energy flux in São Paulo city, Brazil. *Urban Climate*. (DOI:10.1016/j.uclim.2013.06.001).
- 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., 2004: The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, v.**78**, n.1-3, p. 47-59.
- Flores R., J.L, Pereira Filho, A.J., Karam, H.A., 2016: Estimation of long term low resolution surface urban heat island intensities for tropical cities using MODIS remote sensing data. *Urban Climate*, **17**, 32-66.

- Garman, K.E., Hill, K.A., Wyss, P., Carlsen, M., Zimmerman, J.R., Stirm, B.H., Carney, T.Q., Santini, R., and Shepson, P.B., 2003: An Airborne and Wind Tunnel Evaluation of a Wind Turbulence Measurement System for Aircraft-Based Flux Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**, 1696-1708.
- Gonçalves, F.L.T., Dias, P.L.S., Araujo, G.P., 2002: Climatological analysis of extreme low temperatures in São Paulo City, Brazil: impact of the oceanic SST anomalies. *International Journal of Climatology*, 22(12), 1511-1526.
- Gorsdorf, U., and V. Lehmann, 2000: Enhanced accuracy of RASS-measured temperatures due to an improved range correction. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 406–416.
- Granados-Muñoz, M. J., Navas-Guzmán, F., Bravo-Aranda, J. A., Guerrero-Rascado, J. L., Lyamani, H., Fernández-Gálvez, J., and Arboledas, L. A., 2012: Automatic determination of the planetary boundary layer height using lidar: One-year analysis over southeastern Spain. *Journal of Geophysical Research*, **117**, doi:10.1029/2012JD017524.
- Grimsdell, A. W., and W. M. Angevine, 1998: Convective boundary layer height measured with wind profilers and compared to cloud base. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 1331–1338.
- Holt, T., and Raman, S., 1988: A review and comparative evaluation of multilevel boundary layer parameterizations for first-order and turbulent kinetic energy closure schemes. *Reviews of geophysics*, **26**, 761 – 780.
- Holtworth, C.G., 1964: Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States, *Mon. Weather Rev.*, **92**, 235-242.
- Hong, S.Y., Noh, Y., Dudhia, J., 2006: A new vertical diffusion package with explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.
- Ibanez, J.B.D, 1995. Influência dos Andes nas circulações locais do Peru. *Tese de Mestrado*, IAG-USP.
- Janjic, Z. I., 2001. Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada Level 2.5 scheme in the NCEP Meso model. NOAA/NWS/NCEP Office Note 437, 61 pp.
- Jorge, M. P. P. M. *et al.* 2013: Análise preliminar dos dados de sodar relativos à camada limite do pantanal sul matogrossense. *Instituto Nacional de Pesquisas Atmosféricas*.
- Kaimal, J.C., and Gaymor, J.E., 1983: The Boulder Atmospheric Observatory. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 863-880.
- Kaimal, J.C., J.C. Wyngaard, D.A.Haugen, O.R. Cote, Y. Izumi, S.J. Gaughey and C.J. Readings; 1976: Turbulence Structure in the Convective Boundary Layer. *Journal of the Atmospheric Science*, **33**, 2152-2169.
- Karam, H. A., 2002: Estudo de Jatos de Baixos Níveis e das Implicações no Transporte de Poluentes no Estado de São Paulo. *Dissertação de Doutorado*, IAG-USP.
- Karipot, A., Leclerc, M. Y., Zhang, G., Lewin, K. F., Nagy, J., Hendrey, G. R., e Starr, G., 2008: Influence of nocturnal low-level jet on turbulence structure and CO<sub>2</sub> flux measurements over a forest canopy. *Journal of Geophysical Research*, **113**: doi:10.1029/2007JD009149.

- Koracin, D. e Berkowicz, R., 1988: Nocturnal boundary-layer height: Observations by acoustic sounders and prediction in terms of surface-layer parameters. *Boundary-Layer Meteorology*, **43**:65-83.
- Kumar A., 1978: Numerical modelling of the development of the thermal boundary layer near a synthetic cruce oil plant. *Syncrude Canada Ltd. Professional Paper*, 1978-4, 64 p.
- Kundu, P. K. and Cohen, I. M: Fluid Mechanics Third Edition. 2004: *Elsevier Academic Press*, 759 pp.
- Landulfo, E.; Papayannis, A.; Artaxo, P.; Castanho, A.D.A.; de Freitas, A.Z.; Souza, R.F.; Vieira Junior, N.D.; Jorge, M.P.M.P.; Sánchez-Ccoyllo, O.R.; Moreira, D.S., 2003: Synergetic Measurements of Aerosols over São Paulo, Brazil Using LIDAR, Sunphotometer and Satellite Data during the Dry Season; *Atmos. Chem. Phys.* **3**, 1523-1539.
- Landulfo, E., Lopes, F. J. S., Mariano, G. L., Torres, A. S., Jesus, W. C., Nakaema, W. M., Jorge, M. P. P. M., e Mariani, R., 2010: Study of properties of aerosols and the air quality index using a backscatter lidar system and aeronet sunphotometer in the city of São Paulo, *Brazil. Journal of Air and Waste Manage Assoc.*, **60**:386-392.
- Landquist, J.K., 2003: Intermittent and Elliptical Inertial Oscillations in the Amospheric Boundary Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60**, 2661-2673.
- LeMone, M.A., Tewari, M., Chen, F., Dudhia, J., 2012. Objectively-determined fair-weather CBL depths in the ARW-WRF model and their comparison to CASES-97 observations. *Mon. Weather Rev.*, **141**, 30–54.
- Lenschow, D.H., 1986: Aircraft measurements in the boundary layer. *Probing the Atmospheric Boundary Layer*, D.H. Lenschow, Ed., *American Meteorological Society*, Boston, 39-55.
- Lenschow, D.H., 2005: Observations of clear and cloud-capped convective boundary layers and techniques for probing them. In: *Buoyant Convection in Geophysical Flows*. NATO ASI Series. Series C: *Mathematical and Physical Sciences*, Ed. by E.J. Plate, E.E. Federovich, D.X. Viegas and J.C. Wyngaard. *Springer-Science-Business Media*, BV, Vol. **513**.
- Lotteraner, C. and Piringer, M., 2016: Mixing-Height Time Series from Operational Ceilometer Aerosol-Layer Heights. *Boundary-Layer Meteorol*, **161**: 265-287. doi:10.1007/s10546-016-0169-2.
- Mahrt, L., 1981b: Modeling the depth of the stable boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **21**, 3-19.
- Marciotto, E.R., Oliveira, A.P. and Hanna, S.R., 2010: Modeling study of the aspect ratio influence on urban canopy energy fluxes with a modified wall-canyon enregy budget scheme. *Building and Enviroment*. (doi:10.1016/j.buildenv.2010.05.012).
- Matos, C. A. D., Torres, A. S., Landulfo, E., Nakaema, W. M., Uehara, S. T., Sawamura, P., and Jesus, W. D., 2007: Estudo de camada limite planetária com o uso de um

- lidar de retroespalhamento em São Paulo, Brazil. In *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*.
- Mcnaughton, K. G.; Spriggs, T. W., 1986: A mixed-layer model for regional evaporation. *Boundary-Layer Meteorology*, v. **34**, p. 243–262.
- Melgarejo, J. W. e Deardorff, J. W., 1974: Stability functions for the boundary-layer resistance laws based upon observed boundary-layer heights, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1324-1333.
- Mellor, G.L and Yamada, T., 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**, 1791-1806.
- Mellor, G.L and Yamada, T., 1982: Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems, *Rev. of Geophys. And Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Moreira, G. A., 2013: Métodos para obtenção da altura da camada limite planetária a partir de dados de LIDAR. *Dissertação de Mestrado*, IPEN-USP.
- Myrick, R. H., Sakiyama, S. K., Angle, R. P., Sandhu, H. S., 1994: Seasonal mixing heights and inversions at Edmonton, Alberta. *Atmospheric Environment*, **28**, 723-729.
- Nair, K.N., Freitas, E.D., Sánchez-Ccoyllo, O.R., Dias, M.A.F.S., Dias, P.L.S., Andrade, M.F., and Massambani, O., 2004: Dynamics of urban boundary layer over São Paulo associated with mesoscale processes. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **86**(1-2), 87-98.
- Nakanishi, M., 2001: Improvement of the Mellor-Yamada turbulence closure model based on large-eddy simulation data. *Boundary-Layer Meteorology*, **99**, 349-378.
- Neggers, R.A.J., Siebesma, A.P., and Heus, T., 2012: Continuous single-column model evaluation at a permanent meteorological supersite. *Bulletin of the American Meteorological Society*. September 2012, 1389-1400.
- Nieuwstadt, F.T.M., 1981: The steady state height and resistance laws of the nocturnal boundary layer: theory compared with Cabauw observations. *Boundary-Layer Meteorology*, **20**, 3-17.
- Nieuwstadt, F.T.M and Duynkerke, P.G., 1996: Turbulence in the atmospheric boundary layer. *Atmospheric Research*, **40**, 111-142.
- Oke, T. R., 1987: *Boundary Layer Climates*. Methuen: London, 435 p.
- Oliveira, A. P., Bornstein, R. D., Soares, J., 2003: Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo. *Air and Soil Pollution: FOCUS*, **3**, 03 - 15.
- Oliveira, A. P., Soares, J., Karam, H. A., Pereira, M. M. R., Marques Filho, E. P., 2004: Numerical modeling of the Planetary Boundary Layer. *Revista Brasileira de Engenharia Térmica*, **5**, 74 – 83.
- Oliveira, A. P., Soares, J., Tirabassi, T., e Rizza, U. 1998: A surface energy-budget model coupled with a skewed puff model for investigating the dispersion of radionuclides in a sub-tropical área of Brazil. *Il nuovo Cimento*, 21C(6).

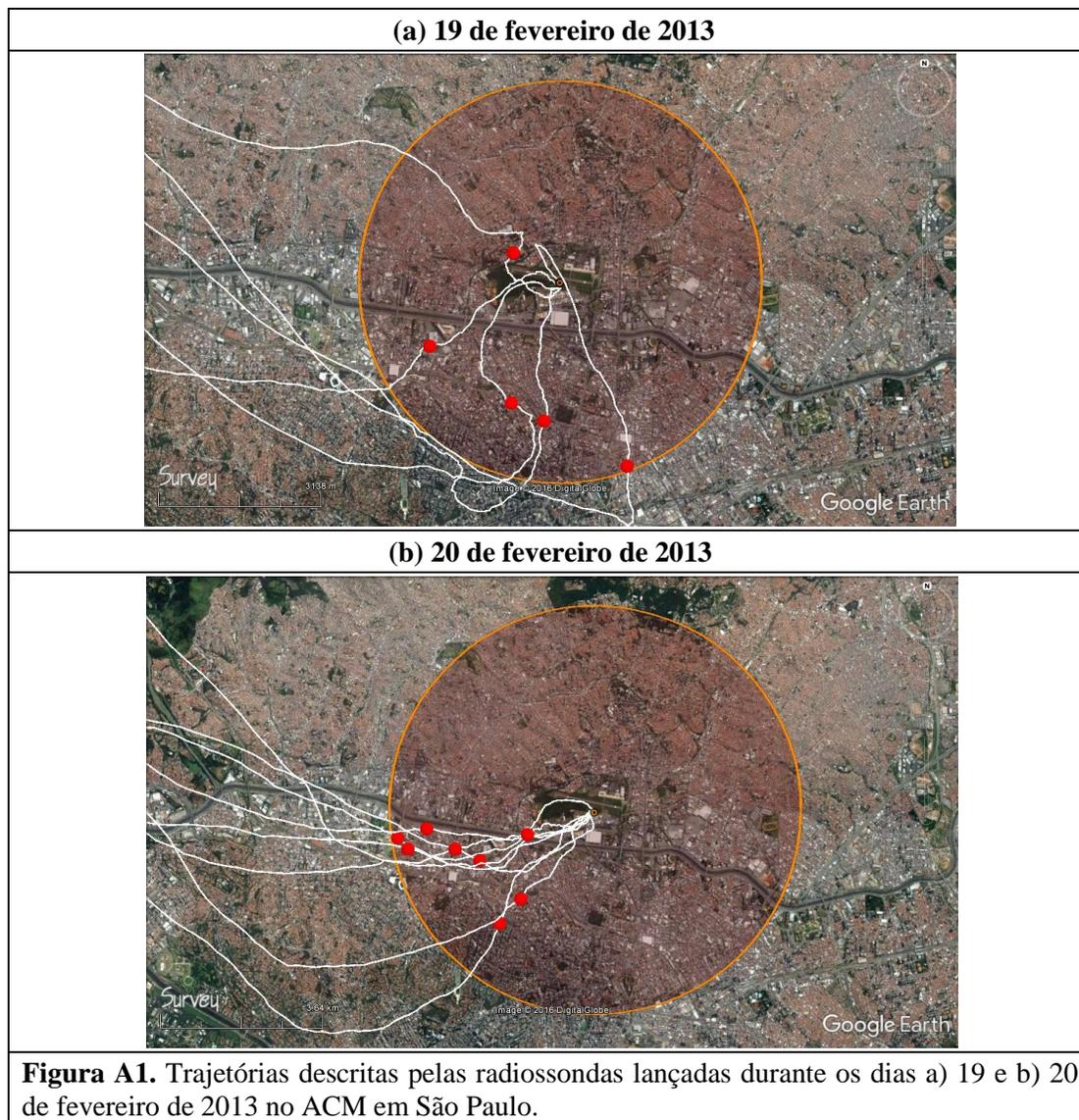
- Oliveira, *et al.*, 2017: Assessing urban effects on the climate of metropolitan regions of Brazil - Implementation and preliminary results of the MCITY BRAZIL PROGRAM for the cities of São Paulo and Rio de Janeiro (*submetido Urban Climate*).
- Pal, S., Behrendt, A., and Wulfmeyer, V., 2010: Elastic-backscatter-lidarbased characterization of the convective boundary layer and investigation of related statistics. *In Annales Geophysicae*.
- Pasquill, F. and Smith F.B., 1983: Atmospheric Diffusion, 3rd ed. Ellis Horwood Limited, Chichester, U.K., 437p.
- Piringer, M., Baumann, K., Langer, M., 1998: Summertime mixing heights at Vienna, Austria, estimated from vertical soundings and by a numerical model. *Boundary-Layer Meteorology*, v.**89**, p.25-45.
- Readings, C.J., Haugen, D.A., Kaimal, J.C.: The 1973 Minnesota atmospheric boundary layer experiment. *Weather*, **29**, 309-312.
- Ribeiro, F.N.D.; Soares, J.; Oliveira, A.P., 2016: Sea-Breeze and Topographic Influences on the Planetary Boundary Layer in the Coastal Upwelling Area of Cabo Frio (Brazil). *Boundary - Layer Meteorology*, **158**, 139-150.
- Richardson, H., Basu, S., and Holtslag, A. A. M., 2013: Improving stable boundary-layer height estimation using a stability-dependent critical bulk Richardson number, *Bound.-Lay. Meteorol.*, **148**, 93–109, doi:10.1007/s10546-013-9812-3.
- Santos, L. A. R., Fisch, G., 2007: Intercomparação entre quatro métodos de estimativa da altura da Camada Limite Convectiva durante o Experimento RACCI-LBA (2002) em Rondônia-Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.**22**, p. 322-328, Série 3, ISSN/ISBN: 01027786.
- Saraiva L., Krusche N., 2013: Estimation of the Boundary Layer Height in the Southern Region of Brazil, *American Journal of Environmental Engineering*, **3**, 63-70, DOI: 10.5923/j.ajee.20130301.09.
- Schalkwijk, J., Jonker, J.J., Siebesma, A.P., Bosveld, F.C., 2014. A Year-Long Large Eddy Simulation of the Weather over Cabauw: An Overview. *Monthly Weather Review*, **143**, 828-844.
- Seibert P., Beyrich F., Gryning SE, Joffre S., Rasmussen A., Tercier P., 1998: Mixing height determination for dispersion modelling. *Final report of COST Action 710, report of working group 2. COST Office Brussels*, ISBN 92-828-3302-X.
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S.-E., Joffre, S., Rasmussen, A., and Tercier, P., 2000: Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric Environment*, **34**, 1001-1027.
- Seidel, D.J., Ao, C.O., Li, K., 2010: Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. *Journal of Geophysical Research*, **115**, D16113, doi:10.1029/2009JD0136800.

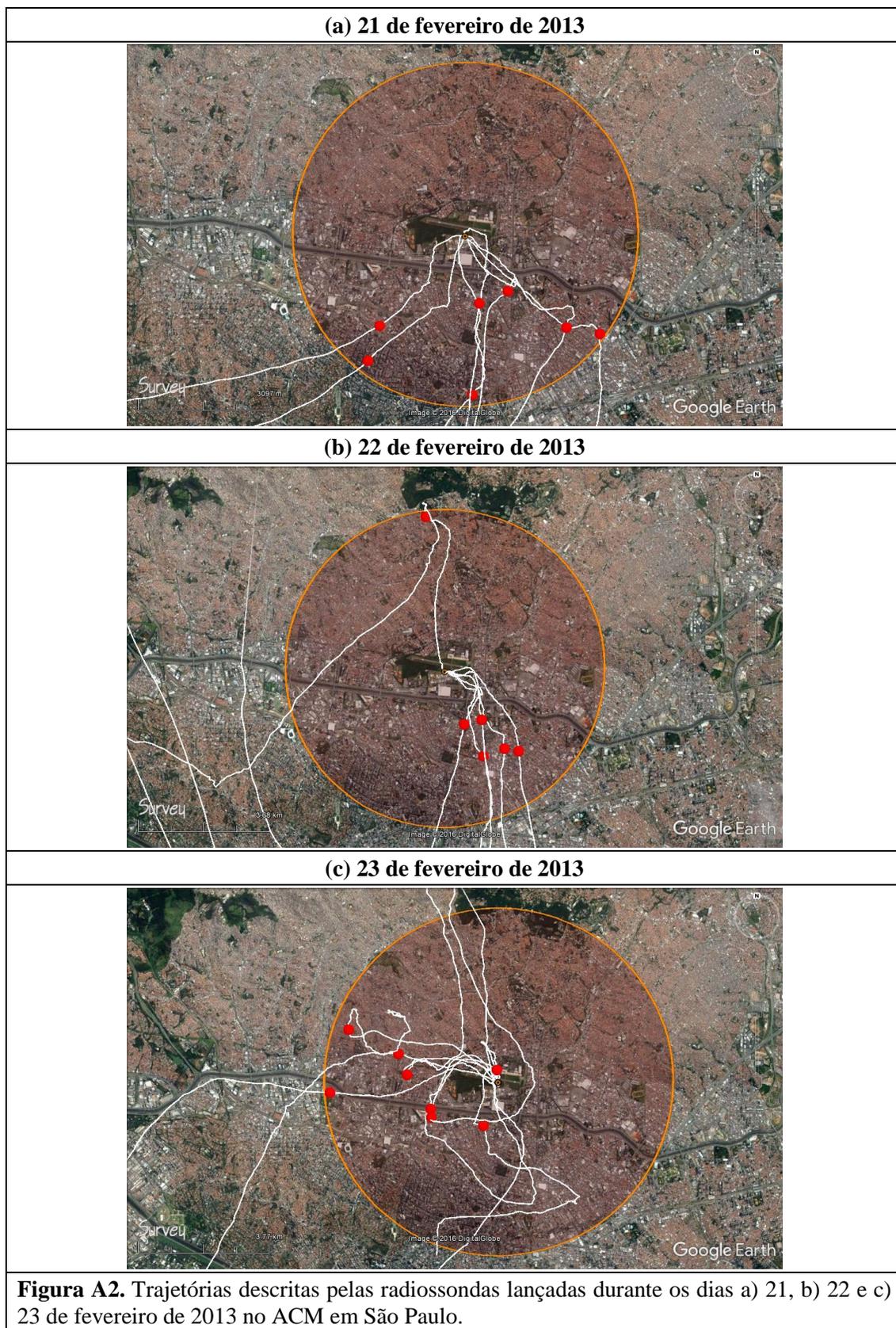
- Sorensen, J.H., Rasmussen, A., Svensmark, H., 1996: Forecast of atmospheric boundary layer height utilised for ETEX realtime dispersion modelling. *Physics and Chemistry of the Earth*, **21**, 435-439.
- Steenefeld, G. J., van de Wiel, B. J. H., and Holtslag, A. A. M., 2007: Diagnostic equations for the stable boundary layer height: Evaluation and dimensional analysis. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 221-225.
- Stull, R. B., 1988: An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Kluwer, 666 p.
- Sukoriansky, S., Galperin, B., Perov, V., 2005. Application of a new spectral theory of stably stratified turbulence to the atmospheric boundary layer over sea ice. *Bound.-Layer Meteorol.*, **117**, 231–257.
- Tennekes, H. A., 1973: model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 558-581.
- Tennekes, H., van Ulden, A.P., 1974: Short term forecasts of temperature and mixing height on sunny days. Proceedings of *Second AMS Symposium Atmospheric Diffusion & Air Pollution*, Santa Bárbara, pp. 35-40.
- Thomas, R.M., Lehamann, K., Nguyen, H., Jackson, D.L., Wolfe, D., and Rammathan, V., 2012: Measurement of turbulent water vapor fluxes using a lightweight unmanned aerial vehicle systems. *Atmospheric Measurement Techniques*, **5**, 243-257.
- Valença, R., 2013: Simulação numérica da evolução diurna da Camada Limite Planetária na Região Metropolitana de São Paulo usando modelo LES: investigação do fluxo turbulento de calor latente. *Dissertação de Mestrado*, IAG-USP.
- Vemado, F., and Pereira Filho, A.J., 2016. Severe Weather Caused by Heat island and Sea Breeze Effects in the Metropolitan Area of São Paulo, Brazil. *Advances in Meteorology*, **2016**, 1-13 (doi: 10.1155/2016/364134).
- Vickers D, Mahrt L., 2004: Evaluating formulations of stable boundary layer height. *J Appl Meteorol* **43**, 1736–1749.
- Vogelezang, D. H. P., and Holtslag, A. A. M., 1996: Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations, *Boundary-Layer Meteorology*, **81**, 245-269.
- Vu, T.C., Ashie, Y. and Asaeda, T., 2002: A  $\kappa$ - $\epsilon$  turbulence closure model for the atmospheric boundary layer including urban canopy. *Boundary-Layer Meteorology*, **102**, 459-490.
- Wallace, J. M., and Hobbs, P. V. Atmospheric Science - An Introductory Survey. *Academic Press*, 2006.
- Wang, X. and Wang, K., 2016: Homogenized Variability of Radiosonde-Derived Atmospheric Boundary Layer Height over the Global Land Surface from 1973 to 2014. *Journal of Climate*, **29**, 6893-6908.

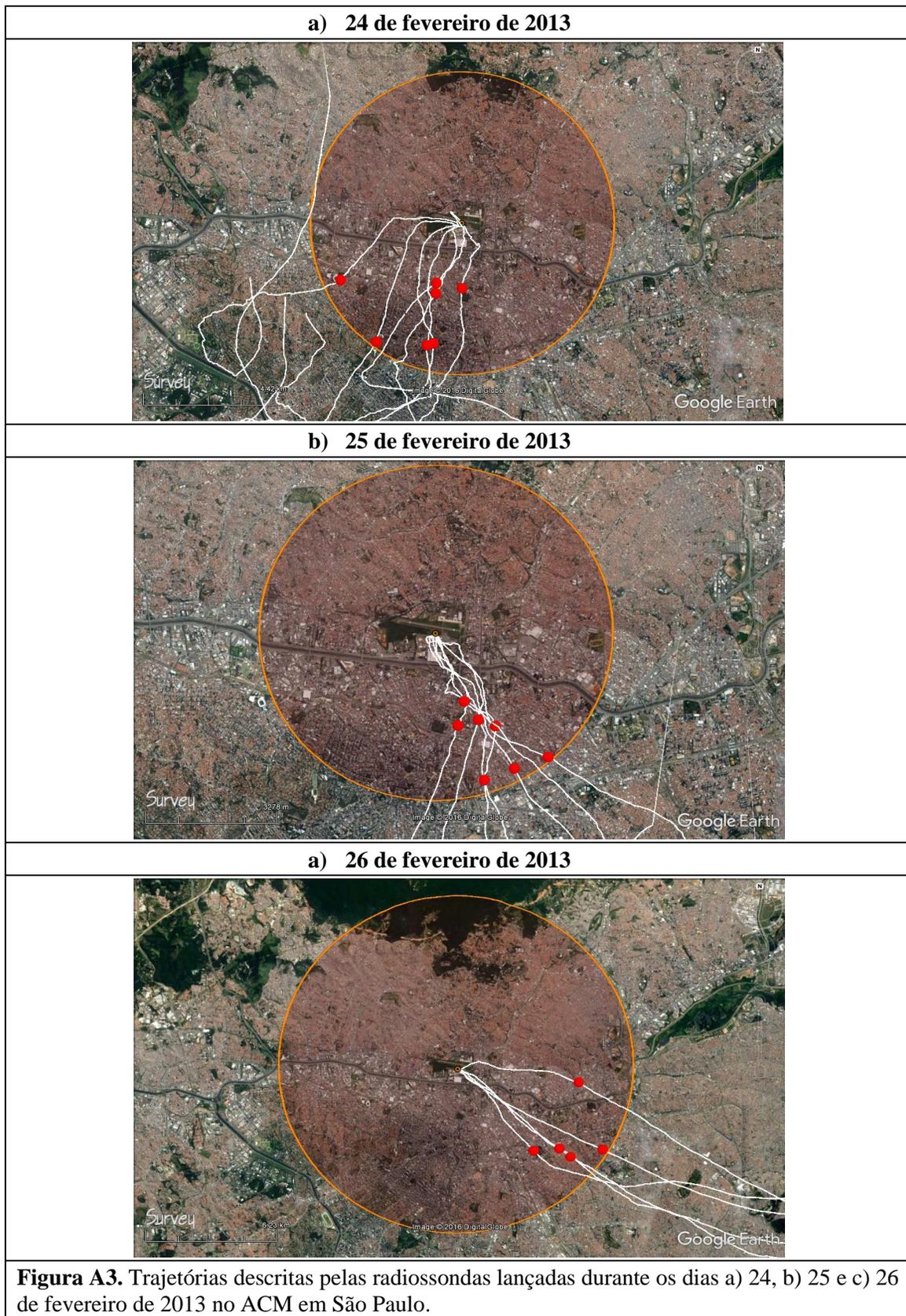
- White, A.B., C.W. Fairall, and D.W. Thomson, 1991: Radar observations of humidity variability in and above the marine atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **8**, 639–658.
- Willmott, C. J., 1981: On the validation of models. *Physic Geogr.* **2**, 184-194.
- World Meteorological Organization, WMO-No. 8, 2014 edition: Guide to meteorological instruments and methods of observation. *Disponível em:* <http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/CIMO-Guide.html>
- Wyngaard, J. C., 2010. Turbulence in the Atmosphere, Cambridge University Press, Cambridge, UK. ISBN 978-0-521-88769-4, 393 p.
- Xavier, T.M.B.S, and Pereira Filho, A.J., 2007: Análise das Medições e Observações Meteorológico-Climáticas de Superfície. In: Pereira Filho; Marques dos Santos; Xavier. (Org.). *Evolução do tempo e do Clima na Região Metropolitana de São Paulo*. 1ed. São Paulo: Linear B, 2007, v. **1**, p. 123-231.
- Yamada, T., Berman, S., 1979: A critical evaluation of a simple mixed layer model with penetrative convection. *Journal of Applied Meteorology*, **18**, 781-786.
- Yu, T.W., 1978: Determining the height of the nocturnal layer. *Journal of Applied Meteorology*, **17**, 28-33.
- Zhang, Y., Gao, Z., Li, D., Li, Y., Zhang, N., Zhao, X., and Chen, J., 2014: On the computation of planetary boundary-layer height using the bulk Richardson number method, *Geosci. Model Dev.*, **7**, 2599-2611, doi:10.5194/gmd-7-2599-2014.
- Zilitinkevich, S.S., Fedorovich, E.E., Shabalova, M.V., 1992: Numerical model of a non-steady atmospheric planetary boundary layer, based on similarity theory. *Boundary-Layer Meteorology*, **59**, 387-411.
- Zilitinkevich, S. and Baklanov, A., 2002: Calculation of the height of the boundary layer in practical applications. *Boundary-Layer Meteorology*, **105**, 389-409.
- Zilitinkevich, S., Esau, I., and Baklanov, A., 2007: Further comments on the equilibrium height of neutral and stable planetary boundary layers, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**, 265–271, doi:10.1002/qj.27.

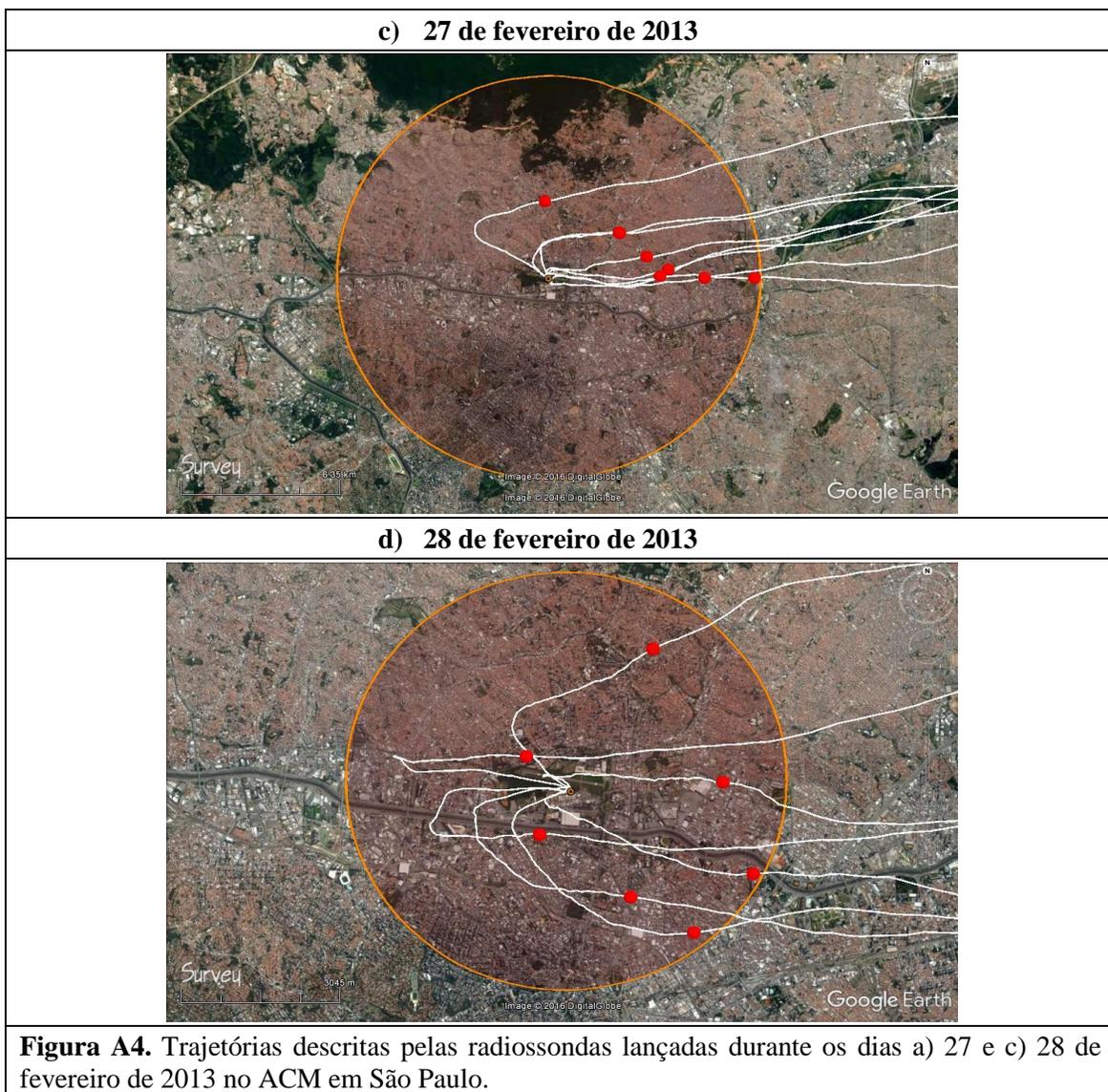
## 8. Apêndices

### A1. Trajetórias descritas pelas radiossondas durante o experimento realizado entre 19-28 de fevereiro de 2013 no ACM.

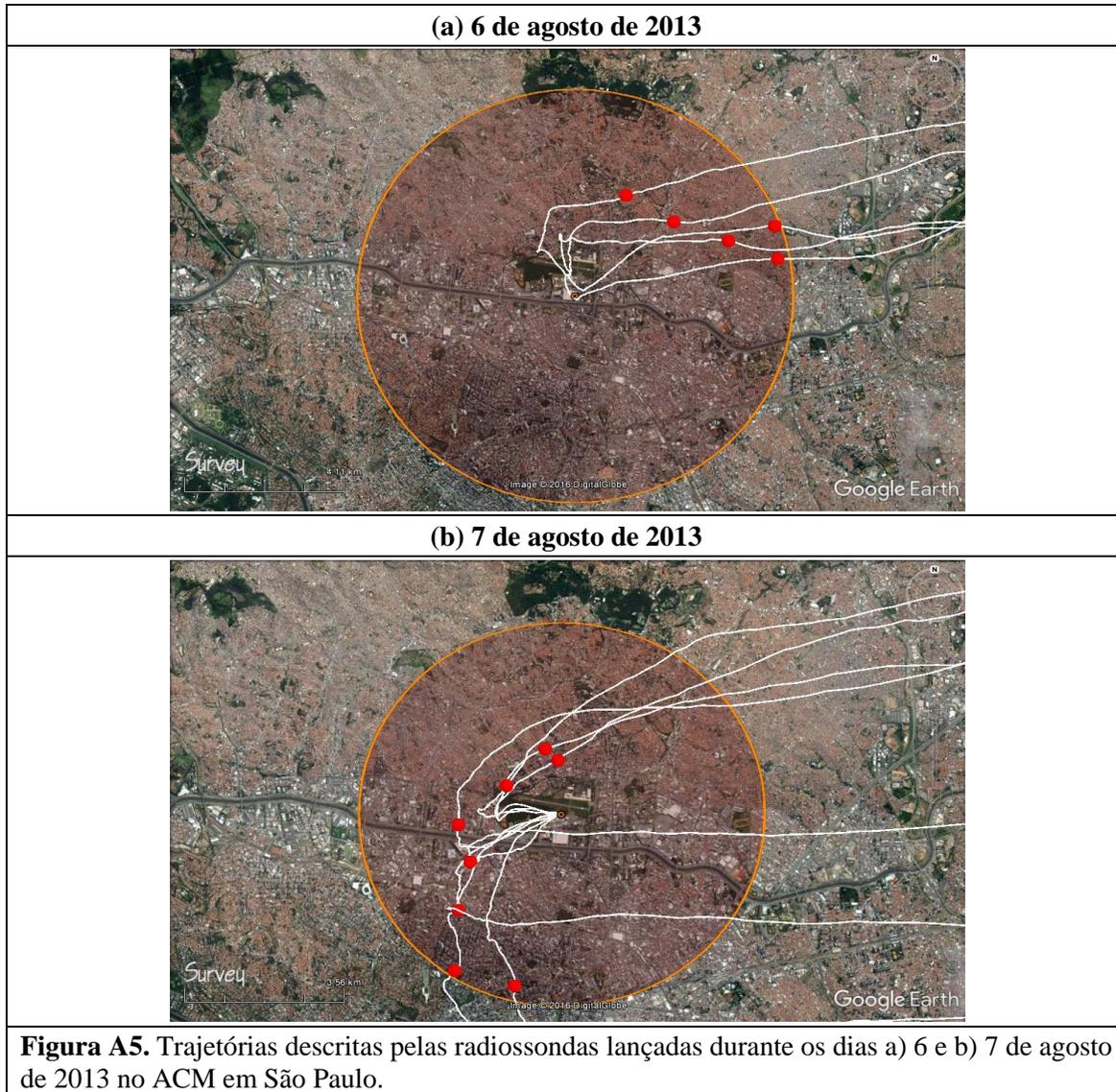


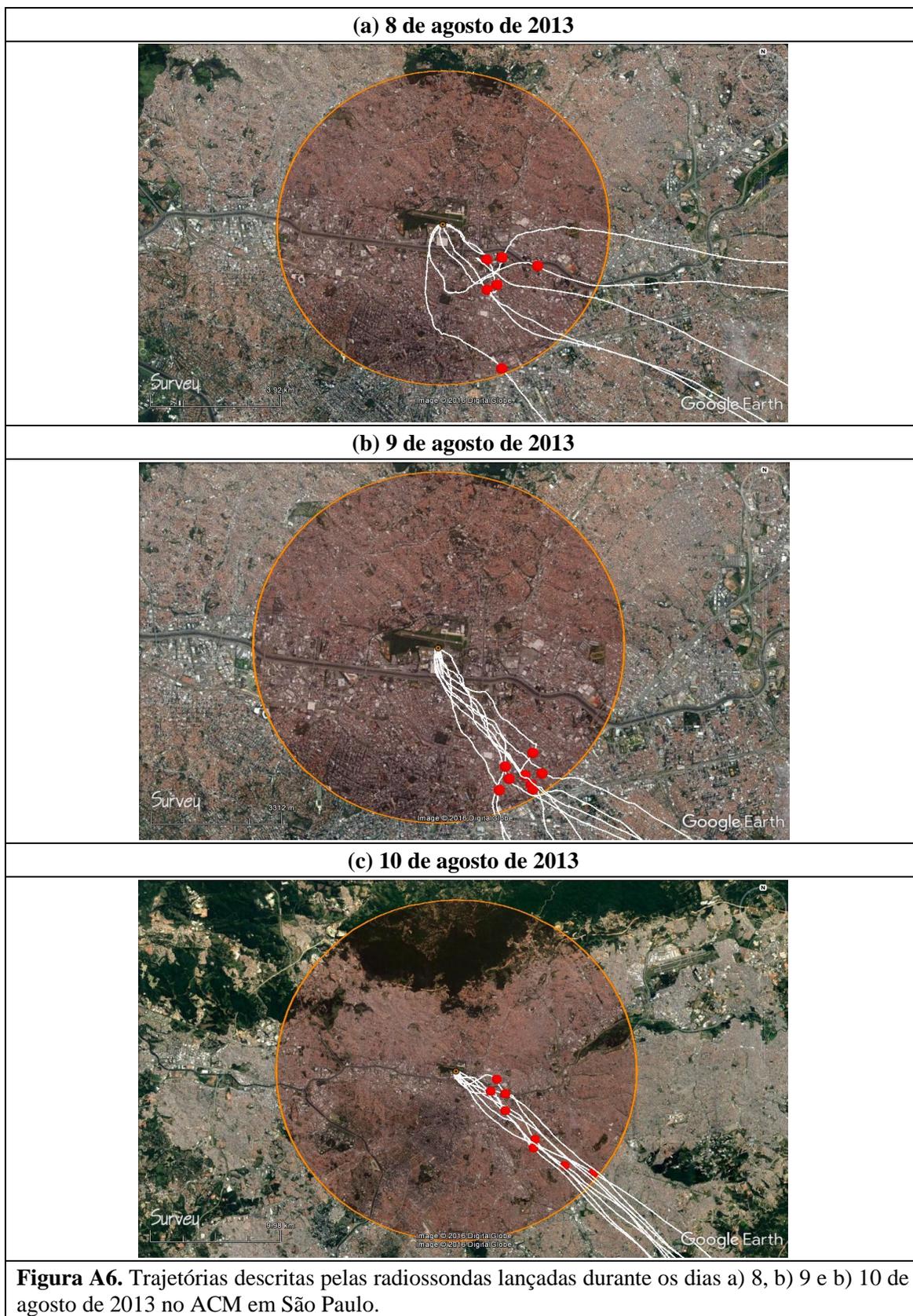


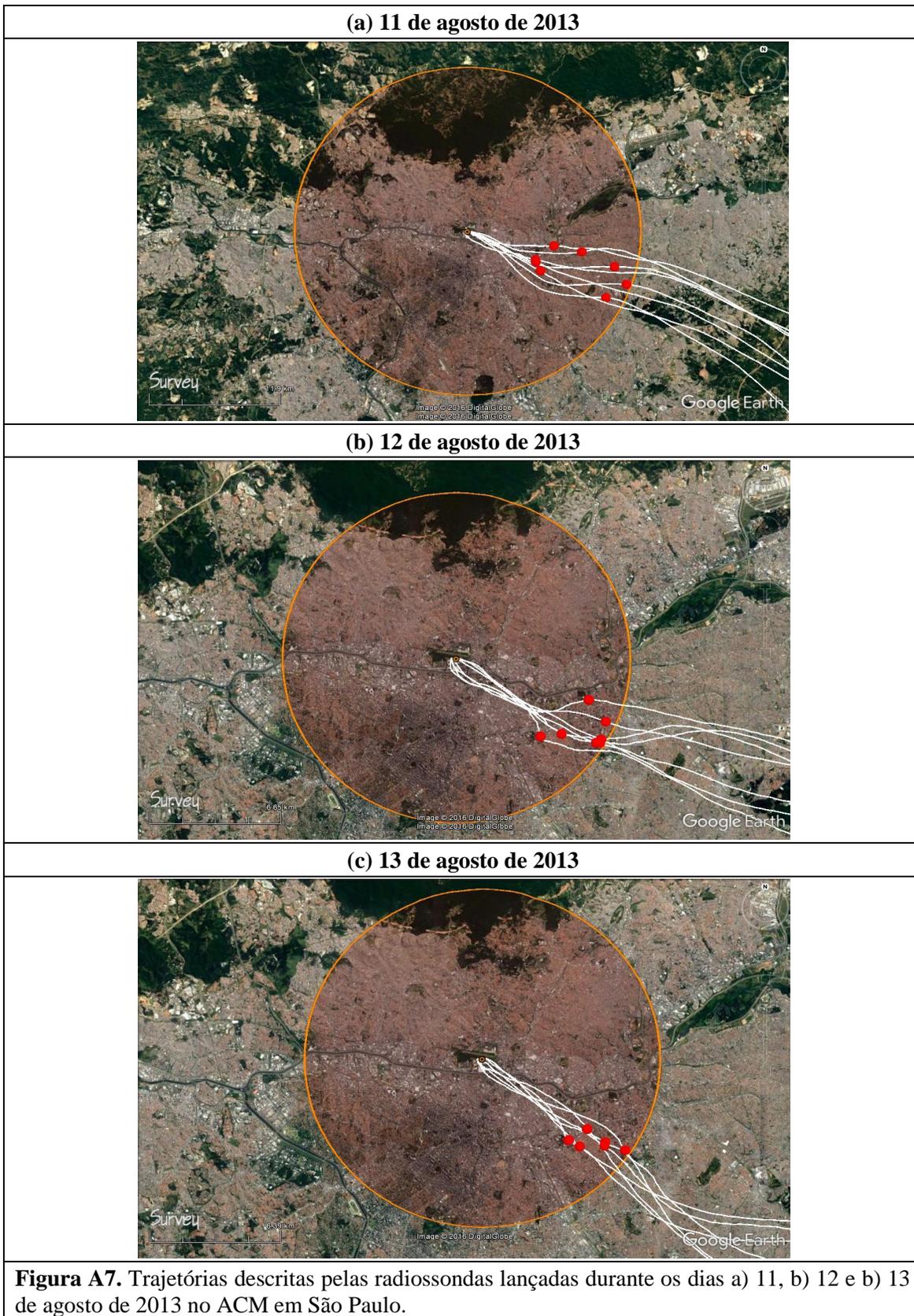




**A2. Trajetórias descritas pelas radiossondas durante o experimento realizado entre 6-15 de agosto de 2013 no ACM.**







**A3. Descrição das principais características da CLP na RMSP e situações sinóticas presentes durante os experimentos de campo do Projeto MCITY BRAZIL realizados entre 19 e 28 de fevereiro e 6 e 15 de agosto de 2013.**

No período diurno (Tab. A3.1 e A3.3),  $Z_{CLC}$  indica a altura da Camada Limite Convectiva,  $Z_{CLS}$  a altura da CLS,  $h$  a extensão vertical da CM,  $Z_i$  e  $Z_T$  indicam a altura da base e do topo da CE,  $\Delta\theta$  a intensidade da inversão térmica no topo da CM,  $\Delta h$  a extensão vertical da CE,  $\theta_0$  a temperatura potencial na superfície,  $\bar{\theta}_M$  a temperatura potencial da CM e  $\gamma_\theta$  é o gradiente vertical da temperatura potencial na atmosfera livre. No período noturno (Tab. A3.2 e A3.4),  $Z_{CLE}$  indica a altura da CLE,  $Z_{CMR}$  a altura da CMR,  $Z_N$  e  $(\Delta\theta)_{SI}$  a extensão vertical e a intensidade da inversão térmica de superfície respectivamente,  $\theta_0$  a temperatura potencial na superfície,  $\frac{d\bar{\theta}}{dz}$  o gradiente vertical de temperatura potencial na CITS,  $V_{JNBN}$ ,  $Z_{JNBN}$  e  $D_{JNBN}$  indicam a velocidade, altura e direção dos JNBN.

Outros símbolos utilizados foram os seguintes, BM indica Brisa Marítima, FF indica Frente Fria, ASAS indica Alta Subtropical do Atlântico Sul, AB é a Alta de Bolívia e o VCAN é o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis.

Nas tabelas, (?) indica que não foi possível estimar o valor da variável e (-) indica que não foi observado a presença da CMR e do JNBN nos diferentes horários.

<b>Tabela A3.1.</b> Parâmetros característicos da estrutura da CLU no período diurno na RMSP determinados pelo método visual a partir de radiossondagens realizadas no experimento de 10 dias durante o mês de fevereiro 2013.												
Dia	Hora local	Z <sub>CLC</sub> (m)	Z <sub>S</sub> (m)	h (m)	Z <sub>i</sub> (m)	Z <sub>T</sub> (m)	(Δh) (m)	(Δθ) (K)	θ <sub>0</sub> (K)	θ <sub>M</sub> (K)	γ <sub>θ</sub> (Km <sup>-1</sup> )	Descrição sinótica
18	09	167	57	110	167	?	?	?	305.7	304.9	?	Céu com pouca nebulosidade.
19	09	579	55	524	579	716	137	1.9	302.9	302.3	0.004	Difluência em altos níveis devido à combinação da circulação da AB e do VCAN. Pouca nebulosidade. Influência da BM.
	12	955	56	899	955	1011	56	0.79	306.9	306.3	0.004	
	15	1690	68	1622	1690	1895	205	1.03	310.1	309.9	0.005	
20	09	176	?	?	176	365	189	4.35	301.1	300.3	0.004	Subsidência devido à influência do VCAN em altos níveis. Pouca nebulosidade e sem ocorrência de precipitação. Influência da BM na tarde.
	12	1128	52	1076	1128	1175	47	1.03	308.4	307	0.004	
	15	1929	69	1860	1929	2219	290	1.57	311.2	310.1	0.003	
	18	2166	69	2097	2166	2252	86	2.36	310.1	309.6	0.003	
21	09	675	?	?	675	813	138	1.61	304.2	304.2	0.002	Subsidência devido a influência da VCAN em altos níveis, o que dificulta a formação de nuvens. Sem ocorrência de precipitação.
	12	1529	64	1465	1529	1816	287	1.7	309	307.8	0.002	
	15	1525	59	1466	1525	1759	234	0.64	309.9	309.5	0.003	
	18	1890	65	1825	1890	2242	352	1.45	309.9	309.9	0.003	
22	09	667	120	547	667	778	111	2.07	304.1	302.9	0.004	Influência de um cavado em níveis altos e de um cavado frontal perto de SP. Céu encoberto no período da tarde. Foram registrados 23.7 mm de chuva na EM PEFI.
	12	1419	152	1267	1419	1509	90	1.64	307.5	306.8	0.004	
	15	857	71	786	857	996	139	1.82	306.7	305.4	0.005	
	18	379	42	337	379	450	71	0.61	302.2	301.3	0.006	
23	09	214	44	170	214	275	61	0.3	300	299.5	0.005	Influência de um cavado em níveis altos e de um cavado frontal perto de SP. Céu encoberto todo o dia e foram registrados 4.6 mm de chuva na EM PEFI.
	12	458	55	403	458	517	59	0.28	301.4	300.7	0.005	
	15	975	126	849	975	1224	249	1.81	304.5	302.9	0.005	
	18	723	?	?	723	?	?	1.3	301.8	301.7	0.005	
24	09	431	51	380	431	500	69	2.86	301.9	300.9	0.003	Influência da VCAN em altos níveis. Ocorrência de precipitação (14.7 mm) no final da tarde devido à influência da BM e do aquecimento diurno.
	12	780	?	?	780	831	51	0.6	305.2	305.2	0.003	
	15	1797	?	?	1797	1954	157	0.89	309.2	309.2	0.004	
	18	512	33	479	512	579	67	1.19	305.9	305.2	0.004	
25	09	233	65	168	233	291	58	0.46	305.2	304.3	0.002	Subsidência devido à influência do VCAN em altos níveis, o que dificulta a formação de nuvens. Pouca nebulosidade durante o dia e sem ocorrência de precipitação.
	12	984	117	867	984	1125	141	0.81	307.6	306.9	0.002	
	15	?	?	?	?	?	?	?	310.5	?	0.002	
	18	1643	134	1509	1643	1965	322	1.08	309.6	309.4	0.003	
26	09	500	?	?	500	553	53	0.64	304.3	304.3	0.004	Difluência em altos níveis devido à combinação da circulação da AB e do VCAN. Foram registrados 39 mm de chuva na EM PEFI.
	12	789	60	729	789	966	177	0.8	307.1	305.6	0.004	
	15	?	?	?	?	?	?	?	300.8	?	?	
27	09	457	?	?	457	524	67	0.36	300.9	300.9	0.006	Presença de um cavado de onda corta em níveis médios. Influência da BM na tarde, mas não foi registrada precipitação. Abundante nebulosidade na tarde.
	12	1009	58	951	1009	1154	145	0.74	304	303.2	0.006	
	15	1022	58	964	1022	1146	124	0.8	305.8	305.1	0.006	
	18	553	50	503	553	614	61	0.3	303.6	302.3	0.006	
28	09	604	55	549	604	952	348	4.26	300.7	300	0.006	Presença de um cavado de onda corta em níveis médios. Penetração da BM entre as 12-18 HL. Abundante nebulosidade na tarde e não foi registrada precipitação.
	12	787	45	742	787	921	134	0.84	305.6	303	0.006	
	15	928	70	858	928	983	55	0.67	306.2	305.3	0.006	
	18	1134	58	565	623	742	119	0.69	303.7	302.9	0.006	
1	09	506	58	448	506	562	56	0.68	301.7	300.4	0.005	Céu parcialmente nublado e sem chuva.

<b>Tabela A3.2.</b> Parâmetros característicos da estrutura da CLU no período noturno na RMSP determinados pelo método visual a partir de radiossondagens realizadas no experimento de 10 dias durante o mês de fevereiro 2013.											
Dia	Hora local	Z <sub>CLE</sub> (m)	Z <sub>CMR</sub> (m)	Z <sub>N</sub> (m)	(Δθ) <sub>SI</sub> (K)	θ <sub>0</sub> (K)	$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$ (Km <sup>-1</sup> )	V <sub>JNBN</sub> (ms <sup>-1</sup> )	Z <sub>JNBN</sub> (m)	D <sub>JNBN</sub> (grau)	Descrição sinótica
17	21	55	-	55	1.47	303.9	0.025	9.1	355	58	Céu com pouca nebulosidade.
18	21	108	-	108	2.39	301.1	0.022	8.4	161	223	Céu com abundante nebulosidade.
19-20	18	57	-	57	1.08	300.7	0.018	-	-	-	Abundante nebulosidade até as 23 HL devido à difluência em altos níveis pela combinação da circulação da AB e do VCAN. Ventos fracos de NE e ENE na superfície.
	21	337	-	337	5.23	300.6	0.013	5.5	337	135	
	00	442	-	442	6.43	299.4	0.008	7.5	442	132	
	03	566	-	566	8.1	298.4	0.013	6.4	503	340	
20-21	06	558	-	558	9.8	297.1	0.007	4.8	286	66	Subsidência devido a influência da VCAN em altos níveis, o que dificulta a formação de nuvens. Ventos fracos de SSE na superfície.
	21	49	2140	49	0.49	303.1	0.01	4	226	127	
	00	110	-	110	0.58	302.8	0.005	-	-	-	
	03	?	2266	?	?	300.7	?	-	-	-	
21-22	06	431	2154	431	6.94	297.8	0.016	2.3	112	51	Subsidência devido a influência da VCAN em altos níveis. Foi observada pouca nebulosidade. Ventos fracos de N até as 23 HL e de W entre 23HL e 06 HL.
	21	42	2087	42	1.84	305.7	0.043	-	-	-	
	00	521	1926	521	2.2	302.7	0.043	5.9	288	296	
	03	?	1972	789	6.7	301.4	0.019	8.6	372	281	
22-23	06	697	-	697	7.8	298.4	0.03	-	-	-	Influência de um cavado em níveis altos e de um cavado frontal perto de SP. Abundante nebulosidade e chuva até as 00 HL, depois parcialmente nublado. Ventos de SSE e SE.
	21	75	-	75	1.36	300.8	0.018	10.5	487	141	
	00	70	-	70	0.1	300.6	0.001	7.6	105	175	
	03	69	-	69	0.1	300.2	0.001	-	-	-	
23-24	06	43	-	43	0.49	299.5	0.011	-	-	-	Abundante nebulosidade até as 23 HL, depois céu parcialmente nublado até as 03 HL e pouca nebulosidade até as 06 HL. Ventos fracos de ESSE e SE em superfície.
	21	44	-	44	0.43	300.9	0.009	4.2	88	142	
	00	62	-	62	0.51	300.2	0.008	4.3	191	117	
	03	58	-	58	0.98	299.6	0.016	6.4	386	111	
24-25	06	52	-	52	0.51	299.7	0.009	4.4	115	102	Subsidência devido a influência da VCAN em altos níveis. Das 21 HL até as 01 HL céu parcialmente nublado, depois pouca nebulosidade. Ventos de W na superfície.
	21	246	-	246	0.73	303.5	0.005	3.0	95	130	
	00	349	-	349	5.23	301.1	0.015	2.8	225	51	
	03	399	-	399	5.25	300.5	0.013	3.7	200	73	
25-26	06	548	-	548	5.9	300.5	0.011	7.1	399	335	Subsidência devido a influência da VCAN em altos níveis. Pouca nebulosidade, só em ocasiões céu parcialmente nublado. Ventos de WNW e NW em superfície.
	21	343	1677	343	2	306.9	0.03	-	-	-	
	00	410	-	410	1.2	304.3	0.004	12.8	410	326	
	03	474	-	474	2.2	302.6	0.004	10.5	474	288	
26-27	06	523	-	523	4.2	301.3	0.007	8.3	455	299	Difluência em altos níveis devido à combinação da circulação da AB e do VCAN. Alta umidade em baixos níveis. Abundante nebulosidade até as 02 HL. Ventos fracos de SSE durante a noite.
	18	63	1006	63	0.83	305.5	0.013	-	-	-	
	21	39	-	39	6.1	299	0.156	2.4	82	325	
	00	123	-	123	0.8	299.8	0.006	3.7	68	52	
27-28	03	171	-	171	0.6	300	0.006	1.7	171	78	Presença de um cavado de onda curta em níveis médios. Abundante nebulosidade de tipo baixa até as 23 HL. Ventos entre ENE e ESE na superfície.
	06	?	-	?	?	300.1	?	-	-	-	
	21	?	-	?	?	300.5	?	7.9	141	134	
	00	?	-	?	?	300.2	?	-	-	-	
28-1	03	57	-	57	0.56	299.4	0.009	-	-	-	Abundante nebulosidade de tipo baixa até as 21 HL, depois céu parcialmente nublado. Ventos de E e ENE entre 1.7-2.7 m s <sup>-1</sup> .
	06	74	-	74	0.33	298.7	0.004	-	-	-	
	21	48	1070	48	0.47	300.5	0.009	7.3	154	104	
	00	73	1040	73	0.93	299.5	0.012	-	-	-	
28-1	03	51	830	51	0.61	298.9	0.012	-	-	-	
	06	56	866	56	1.4	297.9	0.025	-	-	-	

**Tabela A3.3.** Parâmetros característicos da estrutura da CLU no período diurno na RMSP determinados pelo método visual a partir de radiossondagens realizadas no experimento de 10 dias durante o mês de agosto 2013.

Dia	Hora local	$Z_{CLC}$ (m)	$Z_s$ (m)	h (m)	$Z_i$ (m)	$Z_T$ (m)	( $\Delta h$ ) (m)	( $\Delta \theta$ ) (K)	$\theta_0$ (K)	$\bar{\theta}_M$ (K)	$\gamma_\theta$ ( $Km^{-1}$ )	Descrição sinótica
6	09	221	52	169	221	280	59	3.33	293.5	293.1	0.003	Influência da alta pressão migratória, pouca nebulosidade até as 12 HL, das 13 HL as 15 HL abundante nebulosidade. Sem precipitação. Influência da BM entre 12 HL e 18 HL.
	12	232	49	183	232	427	195	2.36	302.2	300.7	0.004	
	15	735	57	678	735	858	123	2.72	298.6	297.4	0.004	
	18	1087	109	978	1087	1153	66	2.38	297.5	297.4	0.004	
7	09	200	57	143	200	223	23	0.84	295.4	295.2	0.006	Influência da ASAS. Pouca nebulosidade durante a manhã e céu parcialmente nublado na tarde. Sem ocorrência de precipitação.
	12	405	62	343	405	532	127	1.59	301.2	300	0.006	
	15	?	59	?	?	?	?	?	303.9	303.1	0.005	
	18	?	55	?	?	?	?	?	307.3	302.8	0.005	
8	09	397	59	338	397	603	206	5.60	299.1	298.1	0.004	Influência marcada da ASAS. Pouca nebulosidade todo o dia. Foram observados baixos valores de umidade relativa.
	12	924	68	856	924	1012	88	1.74	304.4	302.9	0.005	
	15	1436	68	1368	1436	1564	128	2.84	306.9	306.1	0.005	
9	09	176	?	?	176	296	120	3.47	297.5	297.3	0.003	Influência acentuada da ASAS. Pouca nebulosidade e sem chuva. Foram observados baixos valores de umidade relativa.
	12	769	61	708	769	908	139	1	305.9	304.1	0.003	
	15	1623	61	1099	1623	1752	65	1.2	306.5	306.4	0.003	
10	09	220	44	176	220	344	124	2.58	298.2	297.2	0.007	Marcada influência da ASAS. Pouca nebulosidade e baixa umidade relativa até início da noite.
	12	1262	91	1171	1262	1359	97	0.58	305.2	304	0.003	
	15	1820	126	1694	1820	2205	385	1.31	306.8	305.7	0.002	
	18	1796	126	1670	1796	1936	140	1.24	305.8	305.7	0.001	
11	09	653	48	605	653	787	134	2.96	290.5	290.3	0.004	Céu encoberto associado a influência da banda frontal (nuvens médias e altas). Queda na temperatura e sem ocorrência de precipitação.
	12	875	50	825	875	944	69	1.24	294.8	293.5	0.006	
	15	1213	54	1159	1213	1286	73	2.14	296.8	295.7	0.007	
12	09	296	56	240	296	362	66	5.2	291.8	289.5	0.007	Influência da alta pressão migratória. Pouca nebulosidade e baixa umidade relativa. Sem ocorrência de precipitação.
	12	737	?	?	737	800	63	0.64	300.1	300.1	0.005	
	15	1757	101	1656	1757	1821	64	1.11	305.3	303.8	0.007	
13	09	187	27	160	187	324	137	5.57	295.7	295.6	0.005	Abundante nebulosidade a partir das 09 HL devido a presença de um cavado invertido na borda oeste da ASAS. Sem ocorrência de chuva.
	12	637	67	570	637	701	64	0.75	304.1	302.8	0.004	
	15	567	67	500	567	630	63	0.54	305.6	305.1	0.004	
14	09	316	114	202	316	?	?	?	292.9	292.7	?	Abundante nebulosidade associada com a passagem de uma FF. Altos valores de umidade relativa e presença de chuva fraca.
	12	326	?	?	326	?	?	?	292.4	292.3	?	
	15	380	?	?	380	?	?	?	290.6	290.6	?	
	18	406	63	343	406	?	?	?	289	288.7	-	
15	09	157	48	109	157	210	53	0.12	287.8	287.1	0.004	Influência da alta pressão migratória. Abundante nebulosidade durante todo o dia. Altos valores de umidade relativa e presença de chuva fraca.
	12	323	?	?	323	380	57	0.26	289.9	289.4	0.004	
	15	525	62	463	525	583	58	0.47	292.1	291	0.004	
	18	570	62	508	570	718	148	0.8	291	290.8	0.004	
16	09	295	55	240	295	425	130	2.77	288.8	288.3	0.008	Influência da alta pressão migratória.

<b>Tabela A3.4.</b> Parâmetros característicos da estrutura da CLU no período noturno na RMSP determinados pelo método visual a partir de radiossondagens realizadas no experimento de 10 dias durante o mês de agosto 2013.											
Dia	Hora local	Z <sub>CLE</sub> (m)	Z <sub>CMR</sub> (m)	Z <sub>N</sub> (m)	(Δθ) <sub>SI</sub> (K)	θ <sub>0</sub> (K)	$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$ (Km <sup>-1</sup> )	V <sub>JNBN</sub> (ms <sup>-1</sup> )	Z <sub>JNBN</sub> (m)	D <sub>JNBN</sub> (grau)	Descrição sinótica
6-7	21	53	-	53	1.7	295.2	0.033	9.7	558	142	Influência da ASAS. Pouca nebulosidade e sem ocorrência de precipitação. Ventos fracos de E e ESE na superfície.
	00	119	-	119	1.3	295	0.01	8.7	578	111	
	03	244	-	244	3.96	293.3	0.009	8.8	499	104	
	06	282	-	282	5.26	292.2	0.016	10.4	398	94	
7-8	21	454	-	454	5.05	298.9	0.03	12.5	377	62	Influência acentuada da ASAS, pouca nebulosidade e sem precipitação na EM PEFL. Ventos de NNE e NE na superfície
	00	444	-	444	6.45	297.8	0.01	10.5	444	21	
	06	568	-	568	8.34	294.8	0.05	12.8	515	9	
8-9	18	115	1564	115	3.94	304.6	0.008	-	-	-	Céu parcialmente nublado (nuvens altas) devido a influência acentuada da ASAS. Ventos fracos de NW na superfície.
	21	173	1426	173	6.92	298.1	0.04	-	-	-	
	00	434	1566	434	9.29	295.6	0.039	5.8	243	356	
	03	585	1603	585	10.9	293.9	0.044	9.6	380	356	
	06	652	1733	652	13.1	291.8	0.039	11	414	358	
9-10	18	58	1532	58	0.58	305.1	0.01	5.5	446	343	Influência da ASAS, o qual inibe a formação de nebulosidade. Ventos fracos de N e NE na superfície.
	21	314	1491	314	4.27	301.2	0.03	3.8	115	360	
	00	619	2229	619	7.68	297.5	0.032	5	414	359	
	03	638	2289	638	12.4	293.3	0.036	7.9	382	353	
	06	638	1593	638	10.9	294.8	0.026	7.8	600	334	
10-11	21	41	-	41	0.3	301.4	0.07	-	-	-	Abundante nebulosidade associada com a passagem de uma FF. Incremento da velocidade do vento, com direção de WNW e NW. Sem precipitação.
	00	?	-	?	?	297.0	?	-	-	-	
	03	50	-	50	0.5	291.5	0.01	-	-	-	
	06	50	-	50	0.2	290.5	0.003	-	-	-	
11-12	18	60	-	60	0.3	292.4	0.006	-	-	-	Presença de alguma nebulosidade associada com a borda da circulação da alta pressão migratória. Ventos de SE até as 21 HL e depois de E na superfície.
	21	45	-	45	1.26	289.7	0.026	3.6	381	91	
	00	60	-	60	1.04	288.8	0.015	4.1	363	68	
	03	49	-	49	0.79	288.7	0.016	5.4	344	97	
	06	56	-	56	1.07	287.9	0.019	5.5	227	51	
12-13	18	57	1765	57	1.6	302	0.028	-	-	-	Pouca nebulosidade devido à influência acentuada da alta pressão migratória. Ventos fracos do Oeste e NW até as 02 HL, das 03 HL até 06 HL ventos do NE.
	21	164	2036	164	6.65	295.5	0.111	-	-	-	
	00	246	2063	246	9.02	292.2	0.048	-	-	-	
	03	271	2579	271	8.59	291.3	0.028	5.8	156	66	
	06	287	2704	287	10.4	290.6	0.029	2.7	226	46	
13-14	18	62	-	62	0.2	305	0.003	-	-	-	Incremento considerável da nebulosidade a partir das 00 HL devido a aproximação de uma FF. Ventos de NNE até as 22 HL, mudando para SSE até o amanhecer.
	21	306	-	306	4.6	300.4	0.043	-	-	-	
	00	437	-	437	8.3	298	0.066	-	-	-	
	03	67	-	67	0.3	294.4	0.021	-	-	-	
	06	57	-	57	0.4	293	0.002	-	-	-	
14-15	21	?	-	?	?	288.5	?	-	-	-	Abundante nebulosidade associada com a passagem de uma FF. Ventos fracos de S e SSE na superfície.
	00	120	-	120	0.3	287.7	0.003	5.3	331	201	
	03	168	-	168	0.5	286.8	0.005	6.2	228	187	
	06	?	-	?	?	287.3	?	6.3	203	171	
15-16	21	55	-	55	0.1	289.6	0.002	-	-	-	Abundante nebulosidade associada com a borda da circulação da alta pressão migratória. Ventos de ESE na superfície.
	00	120	-	120	0.7	289.6	0.005	6.4	120	101	
	03	111	-	111	0.7	289	0.006	-	-	-	
	06	49	-	49	0.5	287.3	0.01	-	-	-	

**A4. Variação sazonal dos valores médios mensais da altura da CMR estimada pelo método do perfil vertical de temperatura do ar durante o período setembro de 2009-agosto de 2013 na RMSP.**

