

INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES
Autarquia associada à Universidade de São Paulo

**ANÁLISE DE DADOS DE SISTEMA LIDAR DE
RETROESPALHAMENTO CORRELACIONADA COM
DADOS METEOROLÓGICOS**

SANDRO TOSHIO UEHARA

**Dissertação apresentada como parte dos
requisitos para obtenção do Grau
de Mestre em Ciências na Área de
Tecnologia Nuclear - Materiais.**

**Orientador:
Dr. Eduardo Landulfo**

**SÃO PAULO
2009**

Dedicatória

À minha esposa Vanessa. Por estar sempre ao meu lado, me apoiando, me incentivando, me dando forças para superar todos os obstáculos. Sem a sua presença na minha vida, muitas coisas não teriam sido possíveis.

Aos meus pais, Ildeu e Olézia.

Agradecimentos

Agradeço a Deus, por proporcionar saúde e conhecimentos para suportar e superar as muitas dificuldades enfrentadas ao longo deste caminho.

Agradeço ao Professor Dr Eduardo Landulfo, pela paciência, amizade, oportunidade e por acreditar em mim e sempre me apoiar em todos os momentos decisivos deste trabalho.

Agradeço à Professora Dra Maria de Fátima Andrade, do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, pela amizade, apoio e pelo incentivo para não mudar de curso no meu ingresso no Bacharelado de Meteorologia em 1992.

Agradeço ao Professor Dr Artemio Plana Fattori, do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, pelos conhecimentos adquiridos durante a graduação, pelo seu apoio e amizade, e pelas sugestões enviadas mesmo estando fora do Brasil.

Agradeço à Professora Dra Luciana Vanni Gatti, do CQMA/IPEN, pelos conhecimentos adquiridos durante disciplina da pós-graduação e pela amizade e apoio.

Agradeço ao Dr Saulo Ribeiro de Freitas do CPTEC/INPE, pelo treinamento realizado no CPTEC em Grads, pelos dados modelados no BRAMS e pela amizade e apoio.

Agradeço à Profa Dra Márcia Akemi Yamasoe, do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, pelo fornecimento dos dados do MFRSR.

Agradeço ao amigo André Cozza Sayão, do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, pela amizade e pela ajuda na análise e processamento dos dados do MFRSR.

Agradeço a CAPES pelo suporte financeiro no período de 01/08/2006 à 31/07/2008.

Agradeço aos pesquisadores, técnicos e colegas do Centro de Lasers e Aplicações.

Agradeço ao Professor Dr Ricardo de Camargo, por fornecer os dados da estação meteorológica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas.

Agradeço à rede AERONET, na pessoa do Professor Dr Paulo Artaxo Netto, pelo esforço na manutenção e operação da estação em São Paulo.

Agradeço aos professores do IAG, do IPEN e de outras unidades da USP que me forneceram a base para este trabalho.

Agradeço aos meus pais, pelo constante incentivo, apoio e dedicação. Pelos valores passados por toda a minha vida.

Agradeço à minha esposa, por suportar minhas ausências, pela sua paciência e pelo seu amor.

*“Estou convencido das minhas próprias limitações – e esta convicção é minha
força”*

Mohandas Karamchand Gandhi (1869 – 1948)

**ANÁLISE DE DADOS DE SISTEMA LIDAR DE
RETROESPALHAMENTO CORRELACIONADA COM
DADOS METEOROLÓGICOS**

Sandro Toshio Uehara

RESUMO

Nestes últimos anos, tivemos um aumento no interesse na monitoração dos efeitos da atividade humana sobre a atmosfera e o clima no planeta. O uso de técnicas de sensoriamento remoto têm sido utilizados em diversos estudos, inclusive em estudos relacionados à mudanças globais. Um sistema LIDAR de espalhamento, primeiro deste tipo no Brasil, tem sido usado para fornecer o perfil vertical do coeficiente de retroespalhamento de aerossóis em 532 nm para altitudes de 4 a 6 km acima do nível do mar. Neste estudo, foram utilizados dados coletados no ano de 2005. Estes dados foram correlacionados com dados do fotômetro solar CIMEL e também com dados meteorológicos. Os principais resultados indicaram existir um padrão no comportamento destes dados meteorológicos e a distribuição vertical do coeficiente de extinção obtido através do LIDAR. Em períodos desfavoráveis de dispersão atmosférica, ou seja, elevação da temperatura do ar associado a queda de umidade relativa, aumento da pressão atmosférica e baixa taxa de ventilação, foi possível determinar com boa precisão a altura da Camada Limite Planetária, tanto através do perfil vertical do coeficiente de extinção quanto através da técnica da temperatura potencial. A técnica LIDAR mostrou ser um importante aliado na determinação da estrutura termodinâmica da atmosfera, auxiliando a caracterizar a evolução da CLP ao longo do dia, devido a sua boa resolução espacial e temporal.

**ANÁLISE DE DADOS DE SISTEMA LIDAR DE
RETROESPALHAMENTO CORRELACIONADA COM
DADOS METEOROLÓGICOS**

Sandro Toshio Uehara

ABSTRACT

In these last years, we had an increase in the interest in the monitoring of the effect of the human activity being on the atmosphere and the climate in the planet. The remote sensing techniques has been used in many studies, also related the global changes. A backscattering lidar system, the first of this kind in Brazil, has been used to provide the vertical profile of the aerosol backscatter coefficient at 532 nm up to an altitude of 4-6 km above sea level. In this study, data has was collected in the year of 2005. These data had been correlated with data of solar photometer CIMEL and also with meteorological data. The main results had indicated to exist a standard in the behavior of these meteorological data and the vertical distribution of the extinction coefficient gotten through LIDAR. In favorable periods of atmospheric dispersion, that is, rise of the temperature of associated air the fall of relative humidity, increase of the atmospheric pressure and low ventilation tax, was possible to determine with good precision the height of the Planetary Boundary Layer, as much through the vertical profile of the extinction coefficient how much through the technique of the vertical profile of the potential temperature. The technique LIDAR showed to be an important tool in the determination of the thermodynamic structure of the atmosphere, assisting to characterize the evolution of the CLP throughout the day, which had its good space and secular resolution.

SUMÁRIO

	Página
1. INTRODUÇÃO	20
1.1 Breve histórico	21
1.1.1 Laser	21
1.1.2 Sensoriamento remoto	23
2. OBJETIVOS	25
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	26
3.1 A atmosfera terrestre	26
3.2 Estrutura vertical da Atmosfera	29
3.3 Observações meteorológicas de superfície e radiossondagem	33
3.4 Camada Limite Planetária	35
3.5 Temperatura Potencial	37
3.5.1 Métodos para estimativa da altura da CLP	38
3.6 BRAMS	40
3.7 Sensoriamento Remoto – LIDAR	40
3.8 Processos de Interação com a Atmosfera.....	42
3.9 Aerossol Atmosférico	45
3.10 Propagação da radiação (laser) através da atmosfera	48
3.10.1 Extinção Atmosférica.....	48
3.10.2 Interações Atmosféricas vs sinal de LIDAR	50
3.10.3 Cálculo do Expoente de Angstrom	51
3.10.4 Fotômetro Solar	52
3.10.5 Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer	54
3.11 Aspectos Gerais da Poluição do Ar na Região Metropolitana de São Paulo	56
4 PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL E METODOLOGIA	61
4.1 Especificação do LIDAR	61
4.2 Software de Controle do Sistema LIDAR	67

4.3 Programa utilizado na análise dos dados	69
4.4 Aquisição de dados e análise	72
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	74
6. CONCLUSÕES	141
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	143
ANEXO 1 LISTA DE PUBLICAÇÕES	149

LISTA DE TABELAS

		Página
TABELA 1	Constituintes “não-variáveis” do ar atmosférico (Fleagle e Businger, 1980).	27
TABELA 2	Constituintes “variáveis” do ar atmosférico (Fleagle e Businger, 1980).	27
TABELA 3	Interações Relevantes em Sensoriamento Remoto com um Sistema LIDAR.	44
TABELA 4	Estimativas da contribuição anual de material particulado para atmosfera em função da natureza da fonte (Horvath, 2000).	47
TABELA 5	Detalhamento dos parâmetros de entrada e saída do programa de análise pelo método de inversão de Klett.	71
TABELA 6	Distribuição temporal de sondagens da atmosfera feitas com o LIDAR, em 2005.	72
TABELA 7	Valores de AOT obtidos através do programa de análise do LIDAR, valores de AOT obtidos através do BRAMS, AE calculado através da AOT do CIMEL e do MFRS e LR obtido do programa de análise do LIDAR.	75
TABELA 8	Valores estimados para a CLP (em metros) utilizando os métodos da derivada, visual e Tommasi. CLP1 = método da derivada (manhã), CLP2 = método da derivada (tarde), CLP3 = método visual (manhã), CLP4 = método visual (tarde), CLPT9h = método Tommasi radiossonda 9h, CLPT21h = método Tommasi radiossonda 21h.	141

LISTA DE FIGURAS

		Página
Capítulo 3		
Figura 3.1	Estrutura da Atmosfera (Vianello e Alves, 1991).	30
Figura 3.2	Figura da CLP (adaptado de Stull, 1988).	37
Figura 3.3	Figuras representando (a) método visual e (b) método da derivada do sinal.	38
Figura 3.4	Perfil da temperatura potencial usado para mostrar a altura da CLP obtida através de radiossondagem. (1) O primeiro ponto de inflexão corresponde para uma inversão onde não é crítica de acordo com as equações (1) e (2). (2) Segundo ponto de inflexão corresponde para uma inversão crítica. (Adaptado de Tomasi, 2006).	39
Figura 3.5	Transmissão através da atmosfera terrestre.	45
Figura 3.6	Fotômetro solar CE318A em operação automática. Fonte: Rosário (2006).	53
Figura 3.7	Representação esquemática do conjunto fotodetector do MFRSR durante o seu funcionamento (Sayão, 2008).	55
Capítulo 4		
Figura 4.1	Ilustração representando os componentes do LIDAR.	61
Figura 4.2	Foto do LIDAR.	62
Figura 4.3	Fonte LASER.	63
Figura 4.4	Laser.	63
Figura 4.5	Telescópio.	64
Figura 4.6	Fotomultiplicadora.	65
Figura 4.7	LICEL – Transient Recorder.	66
Figura 4.8	Publicação de dados utilizando o LabView.	67
Figura 4.9	Interface de apresentação do programa LABVIEW utilizado para conversão de dados.	68

Figura 4.10	Visualização de um dado com sinal analógico no LABVIEW.	69
Figura 4.11	Visualização do mesmo dado da figura 17, porém desta vez com sinal “photocounting”.	69
Figura 4.12	Tela de entrada do programa de análise que utiliza o método de inversão de Klett. As letras indicam os dados de entrada e os números indicam os dados de saída.	70
Figura 4.13	Distribuição anual das medidas realizadas com o LIDAR para o período de 2001 à 2007.	73

Capítulo 5

Figura 5.1	Distribuição anual da AOT média de 2001 a 2005.	77
Figura 5.2	Distribuição sazonal da razão de LIDAR para o período de 2001 a 2005.	78
Figura 5.3	Valores de AE VS LR obtidos através do LIDAR para o período de 2001 a 2005.	78
Figura 5.4	Dados do LIDAR para o dia 10 de março de 2005.	80
Figura 5.5	Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP) as 9h.	80
Figura 5.6	Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP) as 21h.	81
Figura 5.7	Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.	81
Figura 5.8	Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	82
Figura 5.9	Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	82
Figura 5.10	Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	83
Figura 5.11	Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida	83

	através da estação meteorológica do IAG/SP.	
Figura 5.12	Rosa dos ventos para março de 2005.	84
Figura 5.13	Dados do LIDAR para o dia 19 de abril de 2005 (até 15 km).	85
Figura 5.14	Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.	85
Figura 5.15	Dados do LIDAR para o dia 19 de abril de 2005 (até 5km, 09:44h as 12:01h).	86
Figura 5.16	Dados do LIDAR para o dia 19 de abril de 2005 (até 5km, 15:24h as 19:03h).	86
Figura 5.17	Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	87
Figura 5.18	Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	87
Figura 5.19	Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.	88
Figura 5.20	Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	88
Figura 5.21	Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	89
Figura 5.22	Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	89
Figura 5.23	Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	90
Figura 5.24	Rosa dos ventos para abril de 2005.	90
Figura 5.25	Imagem de satélite indicando a presença de nebulosidade próximo de SP.	91
Figura 5.26	Dados do LIDAR para o dia 31 de maio de 2005 (até 15 km).	92
Figura 5.27	Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.	92
Figura 5.28	Dados do LIDAR para o dia 31 de maio de 2005 (até 5km).	93
Figura 5.29	Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através	93

	da radiossondagem coletada no Campo de Marte/SP as 9h.	
Figura 5.30	Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	94
Figura 5.31	Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.	94
Figura 5.32	Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	95
Figura 5.33	Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	95
Figura 5.34	Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	96
Figura 5.35	Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	96
Figura 5.36	Rosa dos ventos para maio de 2005.	97
Figura 5.37	Imagem de satélite indicando a presença de um sistema frontal.	97
Figura 5.38	Dados do LIDAR para o dia 06 de junho de 2005.	98
Figura 5.39	Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.	99
Figura 5.40	Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	99
Figura 5.41	Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	100
Figura 5.42	Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.	100
Figura 5.43	Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	101
Figura 5.44	Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	101
Figura 5.45	Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica	102

	do IAG/SP.	
Figura 5.46	Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	102
Figura 5.47	Rosa dos ventos para junho de 2005.	103
Figura 5.48	Imagem LIDAR para 26/08/2005.	104
Figura 5.49	Gráfico da derivada do sinal do LIDAR.	104
Figura 5.50	Coeficiente de extinção obtido através do LIDAR.	105
Figura 5.51	Gráfico da temperatura potencial obtida através de radiossonda coletada no Campo de Marte/SP.	105
Figura 5.52	Evolução horária da velocidade do vento.	106
Figura 5.53	Evolução horária da temperatura do ar.	106
Figura 5.54	Evolução horária da umidade relativa do ar.	107
Figura 5.55	Evolução horária da pressão atmosférica do ar.	107
Figura 5.56	Imagem de satélite modificada pelo MASTER/IAG/USP, 26/08/2005, 02:45Z.	108
Figura 5.57	Imagem de satélite modificada pelo MASTER/IAG/USP, 26/08/2005, 14:45Z.	108
Figura 5.58	Seqüência de imagens de AOT em 550 nm geradas através do BRAMS.	109
Figura 5.59	Seqüência de imagens de CO [ppb] geradas através do BRAMS.	110
Figura 5.60	Seqüência de imagens de PM25 geradas através do BRAMS.	111
Figura 5.61	Seqüência de imagens de linhas de corrente (vento) geradas através do BRAMS.	112
Figura 5.62	Dados do LIDAR para o dia 16 de setembro de 2005 (até 15 km).	114
Figura 5.63	Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.	114
Figura 5.64	Dados do LIDAR para o dia 16 de setembro de 2005 (até 7 km).	115
Figura 5.65	Dados do LIDAR para o dia 16 de setembro de 2005 (até 5	115

	km).	
Figura 5.66	Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	116
Figura 5.67	Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	116
Figura 5.68	Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.	117
Figura 5.69	Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	117
Figura 5.70	Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	118
Figura 5.71	Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	118
Figura 5.72	Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	119
Figura 5.73	Rosa dos ventos para setembro de 2005.	119
Figura 5.74	Imagem de satélite indicando a presença de frente fria próximo de SP.	120
Figura 5.75	Distribuição da precipitação acumulada diária para setembro de 2005.	120
Figura 5.76	Dados do LIDAR para o dia 4 de outubro de 2005 (até 15 km).	121
Figura 5.77	Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.	122
Figura 5.78	Dados do LIDAR para o dia 4 de outubro de 2005 (até 5 km).	122
Figura 5.79	Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	123
Figura 5.80	Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	123
Figura 5.81	Coeficiente de extinção obtido através do programa de	124

	análise de dados do LIDAR.	
Figura 5.82	Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	124
Figura 5.83	Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	125
Figura 5.84	Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	125
Figura 5.85	Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	126
Figura 5.86	Rosa dos ventos para outubro de 2005.	126
Figura 5.87	Imagem de satélite indicando a presença de nebulosidade sobre o Estado de São Paulo.	127
Figura 5.88	Dados do LIDAR para o dia 11 de novembro de 2005 (até 15 km).	128
Figura 5.89	Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.	128
Figura 5.90	Dados do LIDAR para o dia 11 de novembro de 2005 (até 5 km).	129
Figura 5.91	Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	129
Figura 5.92	Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	130
Figura 5.93	Coefficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.	130
Figura 5.94	Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	131
Figura 5.95	Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	131
Figura 5.96	Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	132

Figura 5.97	Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	132
Figura 5.98	Rosa dos ventos para novembro de 2005.	133
Figura 5.99	Imagem de satélite indicando a presença da ZCAS.	133
Figura 5.100	Dados do LIDAR para o dia 16 de dezembro de 2005 (até 15 km).	135
Figura 5.101	Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.	135
Figura 5.102	Dados do LIDAR para o dia 16 de dezembro de 2005 (até 5 km).	136
Figura 5.103	Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	136
Figura 5.104	Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).	137
Figura 5.105	Coefficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.	137
Figura 5.106	Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	138
Figura 5.107	Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	138
Figura 5.108	Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	139
Figura 5.109	Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.	139
Figura 5.110	Rosa dos ventos para dezembro de 2005.	140
Figura 5.111	Imagem de satélite indicando a presença de frente fria.	140
Figura 5.112	Valores médios da CLP no período da manhã.	142
Figura 5.113	Valores médios da CLP no período da tarde/noite.	143

LISTA DE SIGLAS

AERONET	AErosol Robotic NETwork – Rede robótica de aerossóis
BRAMS	Brazilian Regional Atmospheric Modeling System
CLA	Centro de Lasers e Aplicações
CLP	Camada Limite Planetária
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
GrADS	Grid Analysis and Display System
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPEN	Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares
LAAL	Laboratório de Aplicações Ambientais a Laser
LASER	Light Amplification Stimulated Emission of Radiation
LICEL	Lidar Computing and Electronics
LIDAR	Light Detection and Ranging
LR	LIDAR Ratio (Razão de LIDAR)
NASA	National Aeronautics and Space Administration
OMM	Organização Meteorológica Mundial
RADAR	Radio Detection and Ranging
RL	Razão de LIDAR
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
USP	Universidade de São Paulo
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

1. INTRODUÇÃO

A poluição do ar tem sido um tema extensivamente pesquisado nas últimas décadas e caracteriza-se como um fator de grande importância na busca da preservação do meio ambiente e na implementação de um desenvolvimento sustentável, pois seus efeitos afetam de diversas formas a saúde humana, os ecossistemas e os materiais.

O Estado de São Paulo mantém desde a década de 70, pela CETESB, redes de monitoramento da qualidade do ar, que têm permitido a medição dos poluentes atmosféricos nas escalas local e regional. O Estado de São Paulo possui áreas com diferentes características e, por isso mesmo, necessitam de diferentes formas de monitoramento e controle da poluição.

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) é uma área prioritária, já que apresenta uma forte degradação da qualidade do ar, condição característica da maior parte dos grandes centros urbanos. Os poluentes presentes na atmosfera da RMSP estão principalmente relacionados à grande emissão proveniente dos veículos automotores leves e pesados e secundariamente pelas emissões originadas em processos industriais (Relatório de Qualidade do Ar do Estado de São Paulo, CETESB, 2006).

O sensoriamento remoto da atmosfera com a utilização do laser tornou-se um poderoso instrumento no seu estudo e, dada a sua semelhança de operação e princípios físicos com as técnicas de radar, recebeu o nome de LIDAR, acrônimo para Light Detection and Ranging (Kobayashi, 1987, Measures, 1984).

Um instrumento Lidar é composto de três componentes principais: um sistema de coleta e envio do feixe (telescópio), uma fonte de luz (laser), um sistema de detecção (detectores) e um sistema de armazenamento de dados. O feixe do laser é emitido para a atmosfera, este por sua vez interage com os constituintes durante sua propagação e a luz retroespalhada é coletada pelo telescópio, transformada em sinal elétrico pelo sistema de detecção e digitalizada em um sistema analógico e/ou digital através de equipamentos tais como placas de aquisição, osciloscópios, etc.

O sistema de retroespalhamento Lidar, primeiro deste tipo no Brasil, está situado na área periférica na cidade de São Paulo (23° 33' S, 46° 44'W) no Centro de Lasers e Aplicações (CLA) localizado no Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN) (Landulfo et al., 2003).

A técnica Lidar é caracterizada por alta resolução espacial e temporal, permitindo a medição de pequenas concentrações de diferentes tipos de gases, aerossóis, vapor d'água e parâmetros meteorológicos tais como ventos e temperatura. Além disso, quando muitos comprimentos de onda são utilizados, o sinal Lidar pode fornecer informações sobre a distribuição de tamanhos e composição dos constituintes atmosféricos.

Uma maneira de se melhorar a calibração e validação das medidas é fazer a comparação direta com medidas de sensores in situ, utilizando diversos tipos de instrumentos, tais como balões de sondagem, aeronaves, ou ainda com instrumentos muito próximos ao sistema Lidar investigando o mesmo volume atmosférico, propiciando uma confiabilidade muito maior na comparação das medidas. Tendo esse procedimento em mente, as medidas do Lidar foram analisadas em sinergia com as medidas de propriedades atmosféricas na região do visível (532 nm) fornecidas pelo fotômetro de rastreamento solar CIMEL que pertence à rede AERONET (Holben, 1998), mantida pelo Grupo de Estudos de Poluição do Ar do Instituto de Física da Universidade de São Paulo (GEPa), a fim de minimizar as incertezas em virtude das suposições feitas em relação às propriedades ópticas de retroespalhamento e composição dos aerossóis que são necessárias à solução da equação Lidar. Foram utilizados dados do MFRS quando não haviam dados do CIMEL.

1.1 Breve histórico.

1.1.1 Laser

A palavra laser é formada pelas iniciais da expressão Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation, que significa amplificação de

luz por emissão estimulada da radiação. A própria palavra laser é sucessora da palavra mais antiga maser, formada a partir de Microwave Amplification by Stimulated Emission of Radiation.

Em 1917 Einstein (Einstein, 1917) mostrou teoricamente que a emissão estimulada de radiação deveria existir. A idéia de amplificar radiação pelo efeito de emissão estimulada foi apresentada pelo físico soviético V. A. Fabrikant em 1939. Em 1952, os físicos soviéticos N. G. Basov e A. M. Prokhorov e, independentemente deles, o físico americano C. H. Townes (Gordon, 1955) apresentaram a idéia de um amplificador para microondas, que foi inicialmente chamado “gerador a feixe molecular” e mais tarde, maser. Nos dois anos seguintes, equipes lideradas pelos mesmos físicos no Instituto Lebedev de Física na URSS e na Universidade de Columbia construíram o maser. Estes físicos, em 1964 receberam o Prêmio Nobel por seus trabalhos.

Nos anos seguintes, muitos pesquisadores se dedicaram ao desenvolvimento do laser, isto é, o maser para amplificação de luz. Por isso, o termo laser foi inicialmente chamado de “maser óptico”. O primeiro “maser óptico”, apresentando em 1960, foi um laser de rubi sintético, construído pelo físico americano T. H. Maiman (Maiman, 1960). No mesmo ano, foi demonstrado o funcionamento do laser de He-Ne, que é o laser na região do visível mais conhecido (Jenkins, 1981). Os principais tipos de lasers a gás, de estado sólido e semicondutores foram essencialmente desenvolvidos nos anos 60 e início dos anos 70. A partir do início da década de 60, a história dos lasers é difícil de ser resumida devido à enorme variedade de sistemas utilizados (Vuolo, 1995; Hecht, 1974).

O fato é que o laser é uma ferramenta única. Graças às suas propriedades de intensidade, coerência, monocromaticidade e alta resolução espacial e temporal, esta ferramenta tornou-se uma solução para uma série de problemas, sejam eles no trabalho ou lazer. Nos dias de hoje as aplicações dos lasers são muitas. Entre elas podemos citar: aplicações médicas, odontológicas, telecomunicações, pesquisa, leitura ótica, sensoriamento remoto e outras.

1.1.2 Sensoriamento Remoto

Sensoriamento remoto é a ciência de obtenção de informações acerca de um objeto, área ou fenômeno, através da análise dos dados obtidos por instrumentos localizados a alguma distância desses alvos.

O princípio do radar foi primeiramente explorado através do uso de radiofrequências para detecção de alvos tais como navios e aeronaves. O termo LIDAR foi primeiramente utilizado em 1953 (Middleton e Spilhaus, 1953), no entanto já no início de 1930 o conceito de exploração da densidade e carga de poeira na alta atmosfera através de técnicas de espalhamento foi explorado pela observação do espalhamento de um feixe de holofote verticalmente direcionado com um fotodetector localizado remotamente (Elterman, 1951), no entanto a relação sinal ruído era muito insatisfatória, já que a fonte de luz era policromática, não coerente e pouco colimada. Foi de fato em 1939, que os meteorologistas franceses anteciparam o radar meteorológico (Bureau, 1946), posteriormente chamado de LIDAR, em quase todos seus aspectos com a utilização de um sistema para medições de bases de nuvens utilizando uma fonte de luz pulsada. É importante ressaltar que estas medições foram feitas muitos anos antes do desenvolvimento de fontes de radiação com comprimento de onda da ordem de centímetros, desenvolvimento este que permitiu o uso da radiofrequência na exploração da atmosfera (Collis, 1976).

Com o desenvolvimento dos lasers a partir de 1960, ficou clara a superioridade na qualidade das técnicas de sensoriamento remoto da atmosfera, principalmente em virtude da alta potência e colimação do feixe de luz, permitindo seu uso em diversos tipos de estudos, tais como a avaliação da presença de partículas e gases na atmosfera, monitoração de emissão de gases de chaminés das indústrias, prospecção de petróleo como indicador de vazamentos e emanções espontâneas do solo até sistemas de vigilância militar de armas químicas e biológicas (Troy, 1998).

Hoje em dia, sistemas LIDAR são utilizados para uma grande variedade de medidas atmosféricas, fornecendo informações que podem ser únicas ou complementares com medidas feitas através do sensoriamento remoto passivo ou medidas realizadas in situ.

Na aplicação de monitoração de poluentes na atmosfera, os sistemas LIDAR podem fornecer, com uma fonte de laser de comprimento de onda de largura de banda estreita, informação da presença e distribuição de partículas de uns poucos nanômetros a cerca de 100 μm de diâmetro e, se o LIDAR for operado com dois sinais distintos em comprimento de onda, pode-se obter informação da concentração específica do conteúdo de gases na atmosfera, atingindo-se um nível de sensibilidade de até 0,1 ppb, no caso das concentrações moleculares (Kobayashi, 1987).

Dentre as principais vantagens que a técnica de sensoriamento remoto apresenta quando comparada com outras técnicas in situ existentes está a possibilidade da monitoração da atmosfera sem, entretanto ser necessário haver interferência nos constituintes em estudo, ou seja, não há necessidade de extração das fontes de gases ou aerossóis, eliminando a possibilidade da modificação da amostra durante a medição (Souza, 2004).

2. OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho foi estimar a altura da Camada Limite Planetária (CLP) através das propriedades ópticas da atmosfera obtidas através do LIDAR e através de radiossondagens.

Para tanto dividimos em três etapas:

- Aquisição e análise de dados com aplicação da técnica LIDAR para determinar a altura da CLP através dos coeficientes de extinção e retroespalhamento.
- Análise do perfil vertical da temperatura potencial coletada através de radiossondagens.
- Correlacionar os valores obtidos através do LIDAR com os valores encontrados com as radiossondagens.

Uma análise meteorológica foi realizada para auxiliar na identificação de alguns fenômenos atmosféricos na região da CLP. Neste trabalho foram utilizados dados referentes ao ano de 2005.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. A atmosfera terrestre

A constituição da atmosfera é formada por partículas sólidas, massas líquidas e elementos gasosos, que se misturam conferindo características peculiares. Somente em circunstâncias especiais os gases combinam entre si, como ocorre nas reações fotoquímicas; de resto, comportam-se como simples misturas mecânicas.

Composição da Atmosfera

Dentre todas as camadas que constituem a Terra, a atmosfera é a mais tênue, sendo sua massa 1.000.000 de vezes menores que a massa da parte sólida da Terra. Sua densidade, mesmo ao nível do mar, onde é mais elevada, é menor que um milésimo da densidade das rochas. O lançamento de gases na atmosfera pelos vulcões, ao longo do tempo geológico, fornece subsídios que sustentam sua variabilidade.

Existe, na atmosfera, um grupo de gases com concentrações aproximadamente constantes (até cerca de 90 km de altitude). São os chamados gases “permanentes” ou “não-variáveis”. Os demais, que não apresentam concentração fixa, são denominados gases “variáveis”. A Tabela 1 mostra os mais importantes componentes “não-variáveis” e a Tabela 2, os “variáveis”.

Tabela 1 – Constituintes “não-variáveis” do ar atmosférico (Fleagle e Businger, 1980).

Constituintes	Conteúdo (% por volume)
Nitrogênio – N ₂	78,084
Oxigênio – O ₂	20,948
Argônio - Ar	0,934
Neônio - Ne	1,818 x 10 ⁻³
Hélio - He	5,24 x 10 ⁻⁴
Metano – CH ₄	2 x 10 ⁻⁴
Criptônio - Kr	1,14 x 10 ⁻⁴
Hidrogênio – H ₂	0,5 x 10 ⁻⁴
Xenônio - Xe	0,087 x 10 ⁻⁴

Tabela 2 – Constituintes “variáveis” do ar atmosférico (Fleagle e Businger, 1980).

Constituintes	Conteúdo (% por volume)
Vapor d'água – H ₂ O	0 a 7
Dióxido de carbono – CO ₂	0,033
Ozônio – O ₃	0 a 0,01
Dióxido de enxofre – SO ₂	0 a 0,0001
Dióxido de nitrogênio – NO ₂	0 a 0,000002

Para fins meteorológicos, porém, é importante saber o que ocorre na Troposfera, que é a primeira camada da atmosfera onde ocorre a maioria dos fenômenos meteorológicos. A predominância de N₂ e O₂ e a presença dos gases inertes Ar, Ne, He, Kr e Xe são consideradas resultantes de uma seqüência evolucionária da atmosfera. Esses sete gases possuem “tempo de residência” extremamente longo, sendo de 10⁶ anos para He, o mais curto dentre os setes.

As partículas presentes na atmosfera apresentam raio variando de 10⁻³ a mais de 10² µm. O termo “aerossol” é usualmente reservado para partículas materiais que não sejam água ou gelo. Os aerossóis são importantes na atmosfera como núcleos de condensação e de cristalização, como absorvedores e espalhadores da radiação e também como participantes de vários ciclos químicos.

Alguns constituintes da atmosfera desempenham papel peculiar, merecendo considerações adicionais. O vapor d'água é um exemplo, não somente por ser matéria prima na formação das nuvens mas também como veículo para o transporte de calor na atmosfera, conduzindo-o sob a forma latente

e liberando-o como calor sensível. Tanto vertical quanto horizontalmente, esse transporte é de importância capital no tempo meteorológico. Além disso, atua como agente termorregulador, em virtude do “efeito estufa” que produz, transparente que é à radiação de onda curta e absorvedor eficiente da radiação infravermelha.

O dióxido de carbono, por sua vez, embora presente em pequenas proporções, desempenha, também, a exemplo do vapor d’água, o papel de termorregulador, sendo absorvedor eficiente de radiação de ondas longas. A crescente emissão de CO₂ para a atmosfera, em razão do uso generalizado de combustíveis fósseis, representa uma preocupação a mais atualmente. Teme-se que o aumento de CO₂ na atmosfera possa causar um superaquecimento da mesma, com o conseqüente desequilíbrio climático do Globo, o que poderá, em última análise, colocar em risco a sobrevivência da humanidade.

O ozônio, O₃, é outro constituinte da atmosfera de características peculiares. Sua presença na superfície é bastante reduzida, podendo, entretanto, ser aumentada na presença de atividades industriais e com a queima de combustíveis fósseis. Neste caso, é considerado poluente, em virtude de seu poder oxidante, causando grandes danos à vegetação e à saúde animal. Suas concentrações máximas ocorrem entre 15 e 30 Km de altitude.

Embora em termos quantitativos o ozônio não ocupe uma posição de destaque, esse elemento desempenha um relevante papel para os seres vivos. Ele absorve radiação ultravioleta na faixa de 2.400 a 3.200 Å, impedindo assim que esta radiação letal chegue à superfície da Terra, o que provocaria a morte de organismos unicelulares (algas, bactérias, protozoários) e de células superficiais de plantas e animais. Esta radiação pode, também, danificar o material genético (DNA) das células. A incidência de câncer na pele tem sido correlacionada estatisticamente com a intensidade de radiação ultravioleta na faixa entre 2.900 a 3.200 Å.

O ozônio desempenha também um importante papel no aquecimento da alta atmosfera, pela absorção de radiação nas faixas ultravioleta, visível e infravermelha do espectro eletromagnético. Esse aquecimento, por seu turno,

atua como principal fonte de energia para os movimentos atmosféricos superiores (50 a 100 Km).

3.2 Estrutura vertical da Atmosfera

A atmosfera terrestre possui uma estrutura vertical extremamente variável quanto a inúmeros aspectos: composição, temperatura, umidade, pressão, movimentos etc. Para fins acadêmicos, costuma-se dividir a atmosfera em várias camadas e cada camada tem características próprias, embora não seja homogênea. De todas elas, a Troposfera é a mais relevante, por ser a camada onde ocorrem a maioria dos fenômenos meteorológicos de interesse prático. Entretanto, é importante notar que as camadas interagem entre si, trocando propriedades, uma vez que não existem limites físicos que as separem. Por isso, o que ocorre na superfície está relacionado com as camadas superiores. Essa é a razão porque estudos meteorológicos, tanto diagnósticos quanto prognósticos, devem ser conduzidos, levando em conta a estrutura tridimensional da atmosfera, além do tempo, pois os processos são dinâmicos. A figura 3.1 mostra, sinteticamente, as camadas atmosféricas até 110 Km de altura, destacando-se a variabilidade de alguns elementos, tais como a temperatura, a pressão, a densidade e outros que aparecem para fins ilustrativos. As divisões e subdivisões apresentadas na figura 3.1 não são as únicas existentes. Outras fontes poderão, eventualmente, apresentar divisões e denominações diferentes.

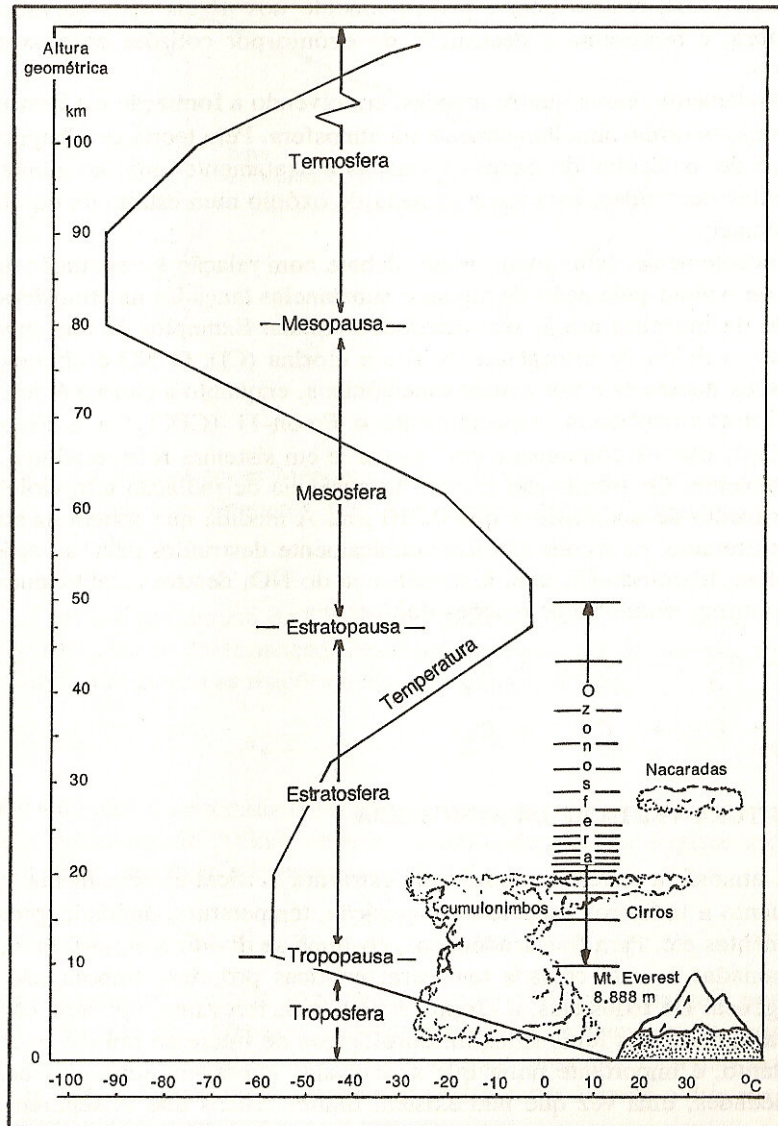


Figura 3.1: Estrutura da Atmosfera (Vianello e Alves, 1991).

Troposfera

É a camada que se encontra em contato com a superfície da Terra. Atinge uma altitude aproximada de 15 a 18 Km no equador e de 6 a 8 Km nos pólos, sendo sua espessura variável com as estações do ano. Corresponde ao invólucro onde ocorrem os fenômenos meteorológicos mais importantes e que afetam diretamente a vida sobre a superfície. Os movimentos atmosféricos, tanto

verticais (convecção e subsidência) quanto horizontais, são intensos nessa camada.

A temperatura na troposfera cai rapidamente com a altitude, numa razão média de 6,5°C por quilômetro.

A troposfera é aquecida principalmente pela absorção de radiação de ondas longas (comprimentos de onda de 3 a 200 μm) emitida pela superfície terrestre, a qual, por sua vez, se aquece pela absorção da radiação solar (ondas curtas – comprimentos de onda de 0,2 a 3 μm). Por esta razão, a superfície do solo é considerada como fonte de calor para a troposfera. Há ocasiões, em geral durante a noite, nas quais se observa o fenômeno denominado Inversão Térmica, em que, ao invés de diminuir, a temperatura do ar aumenta com a altura acima do solo. A espessura da camada de inversão é variável, mas raramente ultrapassa 200 m. Sob condições de inversão térmica, a superfície do solo atua como sumidouro de calor; neste caso, a direção do fluxo de calor é da atmosfera para o solo e deve-se à menor temperatura da superfície em relação à camada de ar com a qual está em contato. O fenômeno da inversão térmica resulta normalmente do resfriamento irradiativo do solo, isto é, a superfície do solo perde energia radiante para o espaço a uma taxa maior do que recebe, caracterizando, assim, um saldo negativo de radiação à superfície. Tal fenômeno é observado de forma mais intensa durante as noites de céu limpo, e raramente durante o dia.

Uma outra característica importante da Troposfera é o fato de que aproximadamente 75 % da massa total da atmosfera e, praticamente, todo o vapor d'água encontram-se em seus limites.

Tropopausa

É a região de transição entre a troposfera e a estratosfera. Sua principal característica é a isoterminia. Nas latitudes médias, a temperatura na tropopausa varia de -50 a -55°C e sua espessura é da ordem de 3 Km.

Estratosfera

Nesta camada, cujo limite superior encontra-se aproximadamente a 50 Km de altitude, a temperatura cresce, atingindo, no topo, valores máximos próximos de 0°C. Esse comportamento é atribuído à absorção da radiação ultravioleta pelo ozônio, presente nesta região.

Quanto aos movimentos atmosféricos, vale ressaltar que, neste camada, em razão de seu perfil estável de temperatura (“frio” por baixo, “quente” por cima), observa-se uma ausência quase completa de movimentos verticais.

Estratopausa

Essa é a região de transição entre a estratosfera e a mesosfera. Caracteriza-se, em relação à temperatura, pela isoterminia (temperatura em torno de 0°C) e em relação à composição química, por uma queda acentuada na concentração de oxigênio molecular. Sua espessura média é de 3 a 5 Km.

Mesosfera

Como a troposfera, esta camada é aquecida por baixo (pela camada de ozônio). Portanto, a temperatura também decrescerá, neste caso, a uma taxa de 3,5°C por quilômetro, atingindo, no topo da camada, 80 Km de altitude, o valor mais baixo de toda a atmosfera, em média 90°C negativos. Embora a proporção entre nitrogênio e oxigênio seja considerada constante nesta camada, a presença de moléculas torna-se cada vez mais rara, a partir da base, sendo os elementos encontrados mais na forma monoatômica. O vapor d'água e o CO₂ praticamente já não existem mais a partir dos 60 Km aproximadamente. Nessa região, onde são observadas as auroras, predomina a ocorrência de íons e partículas livres.

Em razão do perfil de temperatura semelhante ao da troposfera, os movimentos verticais, embora tênues, existem.

Mesopausa

É a região de transição entre a mesosfera e a termosfera. Como as outras regiões de transição, apresenta isotermia. Possui uma espessura média de 10 km, com limites entre 80 e 90 km.

Termosfera

A partir de 90 km de altitude, a termosfera estende-se por centenas de quilômetros em direção ao espaço, sendo seu limite superior considerado como o “topo da atmosfera”, a 1000 km de altitude. Embora a noção de temperatura se torne imprecisa, em razão da rarefação de moléculas, pode-se dizer que varia de 500 K a 2000 K, dependendo da atividade solar e do horário.

Nos primeiros 50 km da termosfera encontra-se uma camada com propriedades peculiares, a ionosfera. Pela ação fotoquímica da radiação solar de baixos comprimentos de onda, a ionosfera apresenta considerável quantidade de átomos e moléculas ionizados, bem como os correspondentes elétrons livres, o que lhe confere a propriedade de refletir eficientemente as ondas de rádio.

3.3 Observações meteorológicas de superfície e radiossondagem

Uma observação meteorológica de superfície consiste de procedimentos sistemáticos e padronizados, visando à obtenção de informações qualitativas e quantitativas referentes aos parâmetros meteorológicos, capazes de caracterizar plenamente o estado instantâneo da atmosfera. A padronização, que deve ser seguida, foi determinada pela OMM (Organização Meteorológica Mundial), tendo em vista o caráter global dos estudos atmosféricos. Tal padronização inclui: tipos de equipamentos usados, técnicas de calibração, aferição, ajustes, manuseio e procedimentos observacionais. Além disso, os horários das observações, o tratamento dos dados observados, as correções efetuadas, as estimativas indiretas de outros parâmetros derivados, a transmissão e o uso operacional são

igualmente realizados segundo padrões rígidos. Sem tais cuidados, a representatividade temporal e espacial não seria alcançada, muito menos a comparatividade seria viável.

A qualidade e a confiabilidade das operações meteorológicas são propriedades que devem ser perseguidas pelo sistema de coleta de dados. Para atender a essas exigências, dois pressupostos tornam-se imperativos: a disponibilidade de recursos financeiros e a existência de pessoal técnico-operacional, quantitativa e qualitativamente adequados. Os recursos financeiros são indispensáveis para a aquisição de instrumentos e para a instalação e manutenção da rede de observações. Em países de grande extensão territorial como o Brasil, os investimentos necessários são ponderáveis. Lamentavelmente, os recursos até hoje utilizados em nosso país tem-se mostrado insuficientes para atender às necessidades operacionais, resultando, por isso, em uma rede de observações quantitativamente escassa, o que se agrava ainda mais por sua manutenção precária.

Os dados meteorológicos podem ser obtidos mediante leituras ou registros contínuos, obtíveis diretamente dos instrumentos (temperatura, pressão atmosférica, direção e velocidade dos ventos, radiação solar etc.); outros, porém, são identificados pelo próprio observador, daí a necessidade de profissionais bem preparados (a quantidade, a altura e o tipo de nuvens, a visibilidade, a ocorrência de fometeoros e fenômenos anômalos são alguns exemplos). Outros dados são estimados ou derivados dos primeiros (a temperatura do ponto de orvalho, a pressão ao nível do mar, dentre outros).

Radio sondagens

Existem várias técnicas para sondagem troposférica, as mais comuns são as efetuadas por balão quando a radiossonda ascende, lançamento de pára - quedas à partir de um avião como "dropsonde" (a radiossonda desce até o solo), por balão cativo e balão piloto.

A radiossondagem é um tipo de sondagem das camadas superiores da atmosfera, em que um conjunto de equipamentos devidamente acondicionados no interior de uma pequena caixa plástica é transportado da superfície para a atmosfera superior, por meio de um balão. O conjunto é constituído por elementos sensores de temperatura, umidade e pressão, juntamente com um radiotransmissor e uma antena, além da bateria para alimentar o sistema. Todo o conjunto pesa em torno de 1 Kg. Os três sensores ligam-se a um sistema comutador que, alternadamente, estabelece contatos com cada um, emitindo o respectivo sinal. Um sistema de radio recepção é instalado na superfície, recebendo continuamente os sinais transmitidos pela sonda. Esses sinais são graficamente registrados e convertidos em informações meteorológicas de temperatura, pressão e umidade. Mediante o uso de um radar e de uma superfície refletora que se acopla à sonda, pode-se também medir o vento nas camadas superiores da atmosfera. As radiossondas geralmente atingem, na atmosfera, alturas de 20 a 25 Km. Ocorrendo o rompimento das paredes do balão, o sistema cai em direção à superfície. Alguns sistemas prevêm a recuperação do equipamento para futuras sondagens; para isso a sonda é munida de pára-quedas que a protege. Em outros casos, a sonda torna-se descartável, sendo utilizada uma única vez (Vianello e Alves, 1991).

A sondagem da atmosfera é possível desde que não crie problemas para a segurança da aviação local.

3.4 Camada Limite Planetária

A Camada Limite Planetária (CLP) é a região da atmosfera adjacente à superfície cuja as estruturas dinâmica e termodinâmica são determinadas pela interação entre a atmosfera e a superfície em uma escala de tempo inferior a 1 hora (Stull, 1988). Sobre as superfícies continentais e na ausência de distúrbios de escala sinótica, a CLP é caracterizada por um Camada de Mistura (CM), durante o dia, e uma Camada de Inversão Térmica de Superfície durante o período noturno. Os poluentes atmosféricos se distribuem ao longo da CLP de

forma que a sua concentração na CLP é determinada pelas características da difusão turbulenta que por sua vez, depende da natureza (convectiva, neutra e estável) e da intensidade da mistura turbulenta na CLP. Portanto, a extensão vertical da CLP consiste em um importante parâmetro para diagnóstico do processo de difusão de poluentes e requer observações detalhadas da estrutura vertical da CLP que só podem ser obtidas através de radiossondas, balão cativo, sondas acústica ou de laser (LIDAR). O conhecimento da altura da CLP pode ser utilizado para calibrar e verificar modelos numéricos (Batchvarova and Gryning, 1993).

A estrutura da CLP (figura 3.2) pode ser entendida através do ciclo diário do fluxo de radiação solar. Este ciclo inicia-se após o nascer do sol. O sol aquece a superfície e a mesma particiona esta energia aquecendo a camada limite na forma de calor sensível. Nas primeiras horas da manhã (normalmente de 2-3 horas), ocorre a quebra da inversão térmica noturna através do aquecimento pela superfície, e por conseguinte, o desenvolvimento de uma camada bem misturada, porém rasa. Em dias inicialmente de céu claro, a CLP está em desenvolvimento devido ao aquecimento na superfície. Próximo ao solo está a CLS, que é a região inferior da CLP, onde os fluxos turbulentos variam menos que 10% de sua magnitude. Após a erosão da CLN e com a formação da CL rasa, esta começa a crescer em altura. A CLP é caracterizada por intensa mistura em condições de instabilidade, onde as térmicas de ar quente, combinadas a flutuabilidade positiva, ascendem da superfície até atingir seu nível de equilíbrio, sendo a turbulência térmica o mecanismo dominante. A CLP atinge sua altura máxima (entre 1-2 km) no final da tarde. Uma camada estável no topo da CLP atua como tampa à ascensão termal, assim restringindo o domínio da turbulência. Esta camada é chamada de Zona de Entranhamento (ZE), onde devido ao empuxo negativo existente nesta camada, as térmicas retornam a CLP trazendo ar quente e seco. Com o decorrer do tempo, esta camada estável é forte o bastante para ser classificada como uma inversão de temperatura (Reuter, 2006).

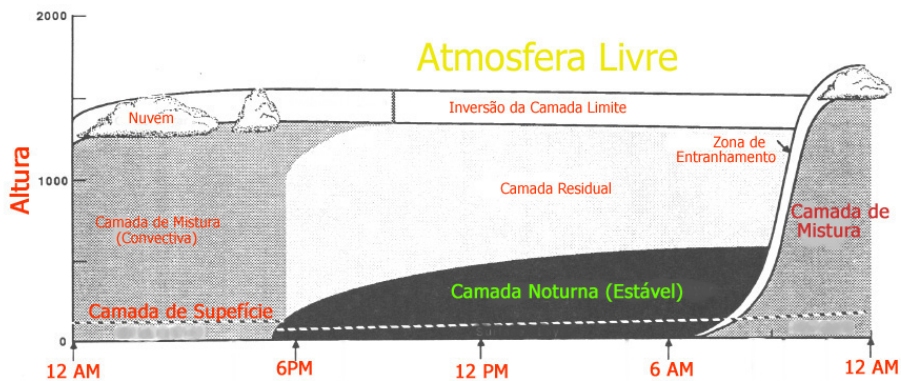


Figura 3.2: Figura da CLP (adaptado de Stull, 1988).

É importante ressaltar que, além da radiação solar, a estrutura da CLP depende do tipo de superfície (continental ou oceânica) e das condições sinóticas reinantes do local (subsidência, por exemplo).

3.5 Temperatura Potencial (θ)

Temperatura Potencial (θ) é a temperatura que teria uma parcela de ar, inicialmente em um nível qualquer da atmosfera (pressão P), se fosse trazida adiabaticamente ¹ seca a uma pressão padrão, P_0 . Em Meteorologia, P_0 corresponde a 1000 hPa.

O conceito de temperatura potencial é de extrema utilidade em Meteorologia. Por exemplo, se necessitamos comparar as temperaturas do ar a diferentes alturas, para efeito de cálculo de fluxos de calor, não se pode simplesmente medi-las em níveis diferentes e compará-las diretamente, porque a temperatura varia com a pressão e esta com a altura (Vianello e Alves, 1991). Então, a maneira correta de fazer comparações, neste caso, é transformar todas as temperaturas medidas para as mesmas condições de pressão, ou seja,

¹ Processos adiabáticos são aqueles em que se verificam variações da energia interna sem o acréscimo ou a supressão de calor. Um processo é considerado adiabático seco quando o ar não estiver saturado, ou seja, as variações na energia interna (temperatura) são devidas, exclusivamente, às compressões ou às expansões do ar. Por outro lado, se o ar estiver saturado poderá haver condensação e a conseqüente liberação de calor latente.

comparar as temperaturas potenciais. Para se verificarem as condições de estabilidade atmosférica, por outro lado, tem-se que trabalhar com a temperatura potencial.

3.5.1 Métodos para estimativa da altura da CLP

Para a determinação da altura da CLP foram utilizados três métodos. O primeiro consiste apenas em visualizar onde existe uma inversão de aerossol, ou seja, onde existe uma grande variação da concentração de aerossol, como exemplificado na Figura 3.3 (a). Apesar de este método apresentar poucas falhas, ele não é um método rápido, necessitando a análise individual de cada dado.

Métodos matemáticos foram testados para tentar obter um melhor e mais rápido resultado, já que com um método matemático pode-se criar um programa para a análise. Para determinar a altura da camada de mistura, primeiramente é subtraído o ruído do sinal, então faz-se a correção pela altura ao quadrado, por fim calcula-se o logaritmo neperiano destes dados, e a sua respectiva derivada (Landulfo et al., 2007). O ponto onde a camada de mistura estará localizada é o ponto de menor derivada. Utilizando o programa Labview foi possível automatizar este método, exibindo-se a variação temporal da CLP através do método da derivada (Figura 3.3 b).

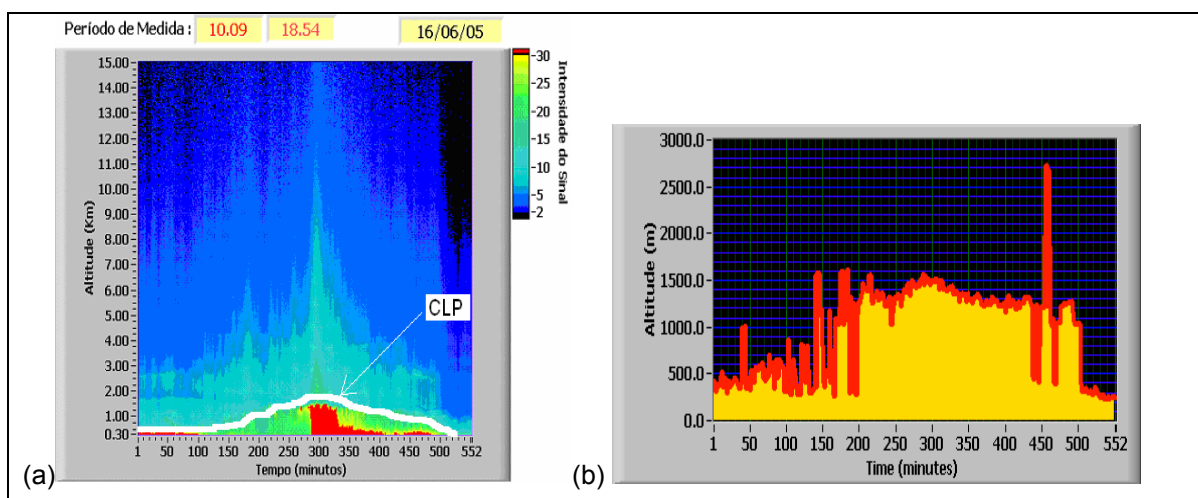


Figura 3.3: (a) método visual, (b) método da derivada do sinal.

O método do segundo ponto de inflexão (Tomasi, 2006), consiste em plotar a temperatura potencial de radiossondas e obter o valor da altura da CLP no segundo ponto de inflexão da curva (Figura 3.4). Segundo Tomasi (2006), Dayan et al (1996) determinou a altura da CLP através da detecção da altura considerada “inversão crítica” no perfil de temperatura potencial. Eles utilizaram dois critérios:

a) lapse rate

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta z} > 0.005^\circ K/m \quad (1)$$

b) mudança na temperatura potencial associada com a camada de inversão

$$\Delta\theta > 2^\circ K \quad (2)$$

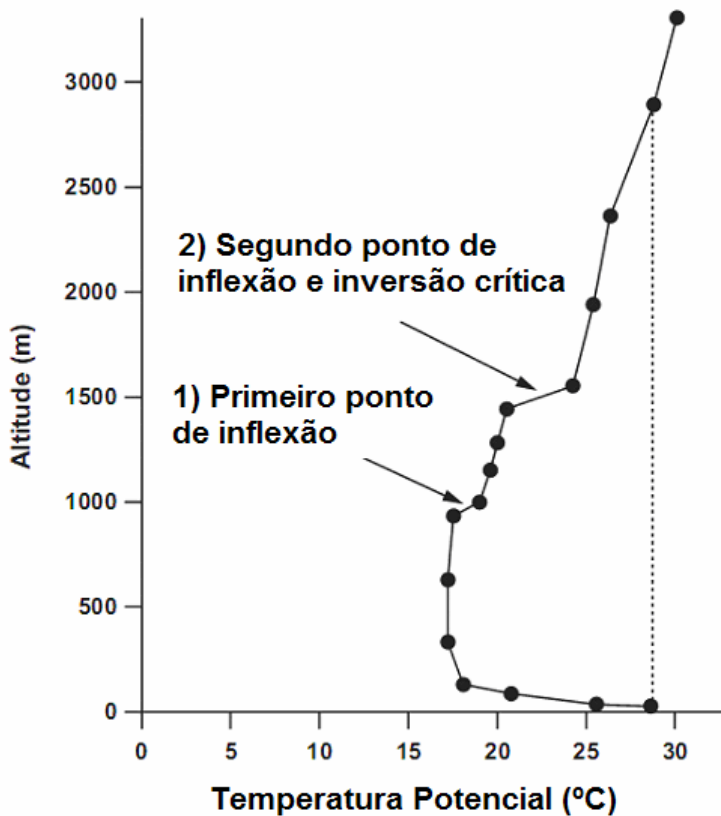


Figura 3.4: Perfil da temperatura potencial usado para mostrar a altura da CLP obtida através de radiossondagem. (1) O primeiro ponto de inflexão corresponde para uma inversão onde não é crítica de acordo com as equações (1) e (2). (2)

Segundo ponto de inflexão corresponde para uma inversão crítica. (Adaptado de Tomasi, 2006).

3.6 BRAMS

O BRAMS é um projeto desenvolvido em parceria entre a ATMET (ATmospheric, Meteorological and Environmentl Technologies), CPTEC-INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), UFCG (Universidade Federal de Campina Grande) e o IAG-USP (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo), e tem como objetivo principal ajustá-lo aos trópicos, para que atenda aos centros de pesquisa e de previsão de tempo regionais brasileiros. O BRAMS diferencia-se do RAMS pela introdução da parametrização de cúmulos rasos (Souza e Silva, 2003); de uma nova parametrização de convecção profunda baseada em Grell et al. (2002), com diversos esquemas de fechamento de fluxo de massa; do processo de assimilação de umidade do solo heterogênea (Gevaerd e Freitas, 2006); da inclusão do modelo de superfície SIB 2 (Simple Biosphere Model, Sellers et al., 1996) e de um conjunto de dados no LEAF (Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model, Walko et al., 2000) com parâmetros observacionais dos biomas da América do Sul. As opções físicas e parametrizações estão em constante atualização e/ou implementação. Em sua versão mais recente o modelo conta com inclusão de parametrização para processos fotoquímicos na atmosfera (www.cptec.inpe.br/brams).

3.7 Sensoriamento Remoto – LIDAR

A técnica LIDAR, na sua forma mais simples, consiste na emissão de uma fonte laser que pode ser enviada de uma base terrestre móvel ou fixa ou ainda de plataformas não terrestres tais como aeronaves e helicópteros. A radiação emitida interage com os componentes atmosféricos, técnica esta classificada como sensoriamento remoto ativo, diferente dos meios passivos que observam os

níveis de radiação natural na atmosfera proveniente da energia Solar, emitidos na superfície da Terra ou através da luz solar transmitida pela atmosfera.

Uma classificação interessante para se entender as interações entre a radiação eletromagnética e a atmosfera é mostrada por Stephens (1994) onde as categorias dos tópicos são discutidas em termos de:

- a) Métodos de extinção;
- b) Métodos de emissão;
- c) Métodos de espalhamento;

No primeiro caso (item a) faz-se a observação da radiação de uma dada fonte conhecida, e a quantidade de radiação atenuada ou perdida no feixe é transmitida para um sensor (detector), determina-se a partir daí os constituintes atmosféricos presentes no caminho entre a fonte e o sensor. No método de emissão (item b), o objeto atmosférico é a fonte que emite radiação que é medida para se obter informação da estrutura atmosférica e outras propriedades correlatas (Collis, 1976). A terceira categoria de sensoriamento remoto (item c), explora as propriedades de espalhamento da radiação eletromagnética, havendo a possibilidade desse espalhamento ser elástico, sem alteração entre as frequências incidente e espalhada, ou ser inelástico, ocorrendo então um desvio da frequência após o espalhamento.

A técnica LIDAR para monitoração de aerossóis na troposfera envolve principalmente o fenômeno de espalhamento elástico em virtude do comprimento de onda do laser utilizado e das propriedades ópticas de espalhamento dos aerossóis. A radiação eletromagnética interage com os constituintes atmosféricos, e uma pequena fração desta energia é retroespalhada na direção do sistema LIDAR e se encontra disponível para detecção. A maior parte da energia não é detectada devido ao espalhamento da luz em direções diferentes daquela onde se encontra o sistema LIDAR e em menor proporção, à absorção por gases e partículas presentes na atmosfera. Ambos os processos atuam reduzindo a intensidade do feixe do laser que é detectado, fenômeno este chamado de atenuação ou extinção. A energia retroespalhada é coletada em um sistema de detecção e transmitida para um fotodetector, produzindo um sinal elétrico

proporcional à intensidade óptica recebida. Como a velocidade da luz é conhecida, a distância dos constituintes atmosféricos responsáveis pelo espalhamento e que produzem o sinal LIDAR pode ser determinada através do intervalo de tempo desde a transmissão do feixe e a sua detecção. A magnitude do sinal recebido é determinada pelas propriedades de retroespalhamento da atmosfera nas sucessivas distâncias e também pela extinção atmosférica.

O sinal elétrico do fotodetector contém informações sobre a presença e distância dos espalhadores e absorvedores atmosféricos. Estes sinais podem ser apresentados e armazenados através de um dispositivo registrador, permitindo uma visualização da intensidade do sinal em função da distância.

A evolução quantitativa do sinal LIDAR apresenta uma certa complexidade, entretanto deve ser observado que tanto na representação qualitativa quanto na evolução quantitativa, o fator limitante para o sinal detectável é o nível de ruído em virtude de várias fontes de radiação adicionais, tais como ruído térmico de circuitos elétricos, ruído do fotodetector e, provavelmente o mais importante, o ruído causado pela energia óptica, normalmente de origem solar, presente como luz de fundo. Em virtude do alto grau de monocromaticidade do laser, fontes adicionais de luz podem ser excluídas com o uso de filtros de bandas estreitas centrados na frequência do laser ou com o uso de sistemas mais sofisticados tais como monocromadores e grades de difração (Souza, 2004).

3.8 Processos de interação da radiação eletromagnética

A radiação eletromagnética interage com os aerossóis e gases presentes na atmosfera através de diversos processos, dentre alguns estão o Espalhamento Rayleigh, o Espalhamento Mie, o Espalhamento Raman, a Fluorescência, a Absorção, produzindo diversos tipos de sinais Lidar para o estudo da atmosfera. Na literatura há uma vasta descrição dos princípios físicos envolvidos e técnicas experimentais de cada um desses processos [Measures, 1984, Collis, 1976], segue uma breve descrição desses processos e os parâmetros principais estão resumidos na Tabela 3.

Espalhamento Rayleigh – a radiação do laser é espalhada elasticamente por átomos e moléculas, ou seja, não há alteração na frequência da radiação incidente;

Espalhamento Mie – a radiação do laser é espalhada elasticamente por pequenas partículas (de tamanho comparável ao comprimento de onda da radiação) e também não há alteração na frequência da radiação incidente;

Espalhamento Raman – a radiação é espalhada inelasticamente por moléculas, ou seja, há uma mudança na frequência da radiação incidente, a qual é característica da molécula em estudo;

Espalhamento Ressonante – a radiação espalhada é proveniente da absorção e reemissão da radiação por átomos devido a uma transição eletrônica, onde não há mudança na frequência da radiação incidente;

Fluorescência - a radiação espalhada é proveniente da absorção da radiação por átomos ocorrendo uma transição eletrônica e re-emitida numa frequência menor daquela que foi incidida;

Absorção – a radiação é absorvida devido às bandas de absorção de determinadas moléculas ou átomos;

Absorção e Espalhamento Diferencial – duas fontes de radiação de diferentes frequências são emitidas, onde uma das fontes possui frequência próxima de uma determinada banda de transição molecular enquanto que a outra fonte possui uma frequência diferente da banda de transição molecular;

Podemos observar da Tabela 3, que a secção de choque para espalhamento Mie pode ser tão grande que sinais originários de outros processos seriam completamente mascarados, o que por outro lado implica na mensuração de concentrações muito baixas (ou variações destas) de aerossóis e material particulado. Em termos práticos, vemos que as secções de choque chegam a valores tão baixos que refinamentos nas técnicas de medida se tornam extremamente sofisticados, principalmente no que concerne à relação sinal-ruído, e encontram aí o seu fator mais limitante.

Outro aspecto importante se refere à resposta espectral, isto é, ao espectro de transmissão-absorção molecular (atômico) da atmosfera, mostrado na figura

3.5, que revela que o vapor de água e dióxido de carbono são os principais absorvedores de radiação em uma atmosfera sem poluição. Entre 300 nm e 1 μm há pouca absorção, e as condições de céu limpo favorecem a predominância de espalhamento Rayleigh-Mie, enquanto que nas regiões de maior comprimento de onda há maior competição com os processos Raman e de absorção de moléculas e átomos. Assim, as características de transmissão na atmosfera da parte correspondente à região visível do espectro (400 a 700 nm) é determinada principalmente pelo espalhamento por particulados e moléculas gasosas, e a atenuação óptica aumenta gradativamente com o aumento de névoa, ou em função das condições de visibilidade.

Tabela 3: Interações Relevantes em Sensoriamento Remoto com um Sistema LIDAR.

TIPO	ELÁSTICA	ESPÉCIE	Intervalo de Secção de Choque (cm^2 / sr)
Rayleigh	Sim	Átomos e Moléculas	10^{-23} a 10^{-25}
Mie	Sim	Aerossóis	10^{-6} a 10^{-24}
Raman	Não	Moléculas	10^{-26} a 10^{-31}
Ressonância	Sim	Átomos	10^{-23} a 10^{-25}
Fluorescência	Não	Átomos e Moléculas	10^{-14} a 10^{-15} (Átomos) 10^{-20} a 10^{-22} (Moléculas)
Absorção		Átomos e Moléculas	10^{-11} a 10^{-20}

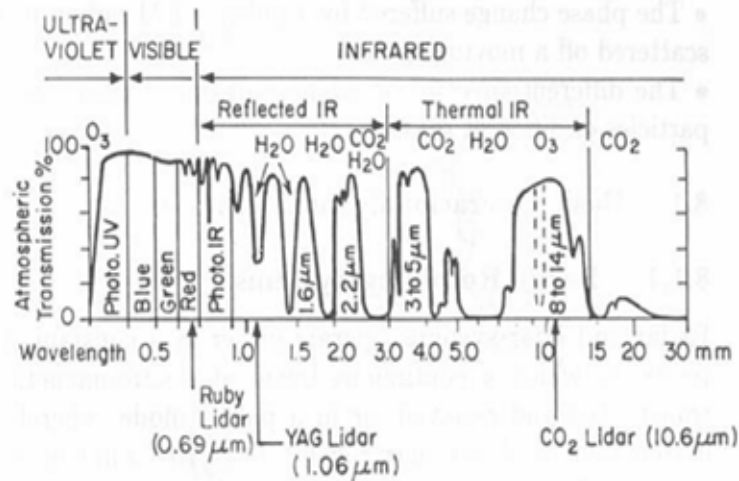


Figura 3.5: Transmissão através da atmosfera terrestre.

3.9 Aerossol Atmosférico

A definição formal de aerossol é de um sistema constituído de um gás com partículas sólidas ou líquidas em suspensão, com tamanho da ordem de dezenas de nanômetros a centenas de micrômetros (HORVATH, 2000; WALLACE & HOBBS, 2006). Porém, classicamente em estudos atmosféricos os constituintes denominados como partículas de aerossol ou simplesmente aerossóis restringem-se apenas às partículas presentes na atmosfera que se distinguem dos hidrometeoros (ROSÁRIO, 2006).

Andrade (2006) considera que, do ponto de vista atmosférico, as partículas mais importantes são aquelas que têm um tempo de residência na atmosfera grande o bastante para interagir com a radiação, na formação de nuvens e com a saúde humana. De uma forma mais rigorosa, são importantes as partículas cujas forças viscosas são significativas no seu movimento.

Origem e Classificação

Os aerossóis presentes na atmosfera podem ser oriundos de fontes e processos naturais ou de atividades antropogênicas. Como exemplo de origem

natural, temos as partículas provenientes de emissões vulcânicas e, de origem antropogênica, temos os aerossóis associados à queima de combustíveis fósseis. A Tabela 4 apresenta estimativas da contribuição anual de material particulado para a atmosfera em função da natureza da fonte.

Sobre a escala global, os processos naturais de emissão são dominantes, porém, em áreas urbanas, industriais e de queimadas, a atividade antropogênica pode superar a contribuição dos processos naturais (Horvath, 2000). Em regiões continentais remotas e ambientes rurais, a concentração de material particulado é da ordem de $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ enquanto isso, em centros urbanos poluídos, são observados valores acima de $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Horvath, 2000).

As partículas podem ser emitidas diretamente para a atmosfera (aerossol primário), ou serem formadas na atmosfera por meio de processos de conversão gás-partícula (aerossol secundário) (Raes et al., 2000). Na atmosfera o aerossol pode passar por processos físicos e químicos com conseqüentes modificações nas suas propriedades (Martins et al., 1998). O tamanho e a composição das partículas podem ser alterados devido aos processos de nucleação, coagulação, evaporação, condensação, etc (Raes et al., 2000).

O tempo de residência dos aerossóis na atmosfera varia de minutos a semanas, com exceção das partículas presentes na estratosfera que podem alcançar tempo de residência de anos (Horvath, 2000). Em função disso, os aerossóis podem ser transportados pela circulação atmosférica, afetando regiões remotas às fontes (Yamasoe, 1999; Horvath, 2000; Castanho, 2005). O tempo de residência é, também, determinado pelos processos de remoção, usualmente classificados em deposição úmida e deposição seca (Horvath, 2000). Como exemplos de mecanismos de deposição seca têm-se a sedimentação e a difusão, e de deposição úmida, os processos de remoção dentro e abaixo das nuvens (Yamasoe, 1999).

Andrade (2006) apresenta a classificação do aerossol em função do seu tamanho e indica os processos responsáveis pela origem e remoção destes. Os aerossóis podem ser divididos em dois grandes grupos: o da moda fina, caracterizado por partículas com diâmetro menor que $2 \mu\text{m}$ e o da moda grossa

que contempla partículas com diâmetros acima deste valor. As partículas da moda fina, no geral, estão relacionadas com processos químicos como combustão e conversão gás-partícula, enquanto o aerossol da moda grossa é gerado principalmente por processos mecânicos, como por exemplo, a ressuspensão de poeira do solo e de partículas marinhas pelo vento.

Tabela 4: Estimativas da contribuição anual de material particulado para atmosfera em função da natureza da fonte. (Fonte: Horvath, 2000).

Fontes	Quantidade de partículas produzidas em Tg/ano
- Natural	
Solo	100-500
Queimadas de florestas	3-150
Sal marinho	300
Emissões vulcânicas	25-150
Partículas de conversão gás	
Sulfato a partir de H ₂ S	130
Nitrito a partir de NO _x	60
Hidrocarbonetos provenientes de plantas	75-200
Subtotal natural	773-2200
- Origem antropogênica	
Partículas emitidas diretamente	10-90
Partículas de conversão gás-partícula	
Sulfato a partir de SO ₂	130-200
Nitrito a partir de NO _x	30-35
Hidrocarbonetos	15-90
Subtotal antropogênico	185-415

O material particulado também tem sido classificado em função da sua penetração no sistema respiratório. Partículas com diâmetro inferior a 10 µm são classificadas como material particulado inalável, pois penetram no sistema

respiratório humano. As partículas da moda fina podem atingir os alvéolos pulmonares enquanto que os da moda grossa geralmente ficam retidas nas vias respiratórias superiores (Horvath, 2000). Os efeitos do material particulado na saúde humana têm sido objetivo de diversos estudos (Ribeiro, 2002) em vista da sua relevância social, entretanto, o enfoque do presente trabalho é sobre os efeitos no balanço radiativo do sistema Terra-Atmosfera.

3.10 Propagação da radiação (laser) através da atmosfera

A atmosfera determina o sinal LIDAR através de dois fatores: o coeficiente de retroespalhamento elástico β e o coeficiente de extinção (ou atenuação) α . A energia do laser atenuada pela atmosfera expressa pelo coeficiente de extinção, é resultado dos fenômenos de absorção molecular, espalhamento molecular, absorção por partículas e espalhamento por partículas, lembrando que o LIDAR detecta o retroespalhamento elástico, ou seja, o espalhamento na direção contrária àquela de propagação do feixe do laser.

As medidas do LIDAR podem fornecer informações de ambos os parâmetros atmosféricos, retroespalhamento elástico e extinção, desde que estes dois efeitos possam ser de alguma forma relacionados.

3.10.1 Extinção Atmosférica

Quando um feixe de luz atravessa a atmosfera ele sofre extinção devido ao espalhamento e a absorção. A redução na intensidade da luz incidente I sobre um incremento de caminho percorrido dz pode ser expressa como:

$$dI = -\alpha_{ext} I dz \quad [1]$$

onde α_{ext} é o coeficiente de extinção, em unidades de m^{-1} , dado por:

$$\alpha_{ext} = \sigma_{ext} N \quad [2]$$

N é o número total de concentração das partículas (partículas . m^{-3});

σ_{ext} : seção de choque de extinção (m^2)

Integrando a Eq. 1 temos:

$$\frac{I}{I_0} = \exp(-\alpha_{\text{ext}}z) \quad [3]$$

O produto $\alpha_{\text{ext}} \cdot z$ é chamado de espessura óptica e denotado por τ e a equação acima é chamada de Lei de Lambert-Beer. A espessura óptica indica a quantidade de material absorvedor e espalhador opticamente ativo encontrado no caminho percorrido pelo feixe de radiação, sendo adimensional. A Eq. 3 pode ser reescrita como:

$$I = I_0 \exp(-\tau) \quad [4]$$

A Eq. 4 mostra que um feixe de radiação ao atravessar um meio sofrerá atenuação exponencial (Seinfeld, 1997).

A Espessura Óptica de Aerossóis, definida a partir deste momento como EOA, na região visível do espectro para aerossóis troposféricos pode assumir valores menores que 0,05 em atmosferas limpas até valores próximos de 1 para atmosferas próximas de intensa emissão de material particulado.

A lei de Lambert-Beer pode ser utilizada para cálculo da transmissão atmosférica. Ela apresenta uma relação entre vários parâmetros, sendo estes a radiação incidente, a radiação atenuada e a EOA, a qual pode ser decomposta em espalhamento e absorção por componentes. Desse modo, o coeficiente de extinção pode ser escrito como uma soma de quatro termos:

$$\alpha = \alpha_m^{\text{abs}} + \alpha_m^{\text{esp}} + \alpha_p^{\text{abs}} + \alpha_p^{\text{esps}} \quad [5]$$

α_m^{abs} : coeficiente de extinção devido à absorção por moléculas;

α_p^{abs} : coeficiente de extinção devido à absorção por partículas;

α_m^{esp} : coeficiente de extinção devido ao espalhamento por moléculas;

α_p^{esp} : coeficiente de extinção devido ao espalhamento por partículas.

3.10.2 Interações Atmosféricas vs. Sinal de LIDAR

A atmosfera determina o sinal de LIDAR elasticamente espalhado por meio de dois fatores: o coeficiente de retroespalhamento β e o coeficiente de atenuação (ou extinção) α . Em geral, as medidas com LIDAR fornecem informações a respeito das características de retroespalhamento e atenuação, desde que os dois processos possam ser separados. A relação entre β e α será melhor explorada mais adiante, por enquanto é importante mencionar que a partir dos valores desses parâmetros, juntamente com os do LIDAR em uso, pode-se caracterizar a composição de aerossóis na atmosfera, lembrando que a equação de LIDAR em função do alcance máximo R poder ser escrita da seguinte forma:

$$P_r(R) = P_o \left(\frac{c\tau}{2} \right) \beta(R) A_r R^{-2} \exp \left[-2 \int_0^R \alpha(r) dr \right]$$

Equação 1 – Equação de LIDAR

onde P_r é a potência recebida num instante t , P_o é a potência transmitida no instante t_0 , c é a velocidade da luz, τ é a duração do pulso, R é a distância, A_r é a área efetiva do receptor. Uma observação deve ser feita sobre a equação acima que não prevê situações de espalhamento múltiplo.

Como pode-se perceber, a equação LIDAR apresenta dois parâmetros desconhecidos: $\beta(\lambda, R)$ e $\alpha(\lambda, R)$. Assim, é necessário estabelecer uma relação entre esses parâmetros a fim de tornar a equação solucionável. Desse modo, algumas considerações devem ser feitas: admite-se uma relação simples entre $\beta(\lambda, R)$ e $\alpha(\lambda, R)$, que é chamada de razão de LIDAR (RL) ou extinção-retroespalhamento. Essa razão depende de vários parâmetros físico-químicos

inerentes aos tipos de aerossóis a serem inspecionados, tais como, índice de refração dos aerossóis, distribuição dos tamanhos e formatos dos aerossóis. Além disso, há uma forte dependência da RL com o perfil de temperatura e umidade na atmosfera que pode causar variações nos parâmetros ópticos dos aerossóis (Klett, 1985), e também na presença de turbulência no volume atmosférico amostral (Measures, 1984).

$$RL = \frac{\alpha(\lambda, R)}{\beta(\lambda, R)}$$

É nesse momento que aparece a necessidade das informações obtidas pelo fotômetro solar CIMEL, pois a partir delas pode-se derivar os valores apropriados do coeficiente de retroespalhamento na baixa troposfera. Basicamente, os valores da razão de LIDAR são escolhidos de modo a existir uma “sintonização” da espessura óptica obtida pelo LIDAR com a obtida pelo fotômetro. Uma vez que os valores derivados pelo LIDAR são cerca de 10% menores que os obtidos pelo fotômetro solar, o método de inversão do sinal LIDAR é feito novamente, utilizando a razão de LIDAR apropriada, e finalmente obtém-se os valores e perfis finais dos coeficientes de retroespalhamento e extinção em 532 nm, que é o comprimento de onda de operação do LIDAR de nosso laboratório.

3.10.3 Cálculo expoente de Ångstrom

A inversão das radiâncias solares medidas pelo CIMEL baseiam se nos valores da EO calculada pela equação de Beer-Lambert, assumindo que a contribuição de multiespalhamento dentro do campo de visão do fotômetro seja desprezível:

$$I_{\lambda} = I_{\lambda}^0 \exp\left(-\frac{\tau_{\lambda}}{\mu_S}\right)$$

onde I_{λ}^0 e I_{λ} são as irradiâncias no solo e no topo da atmosfera, respectivamente, μ_s é o cosseno do ângulo solar zenital, e τ_{λ} é a espessura ótica total das contribuições moleculares e de aerosol, bem como as absorções pelo ozônio e a água, em 670 nm e 870 nm, respectivamente. A espessura ótica em 532 nm, que é o comprimento de onda que o nosso lidar trabalha, é obtida pela relação:

$$\frac{\tau_{532}^{aer}}{\tau_{500}^{aer}} = \left(\frac{532}{500} \right)^{-\text{\AA}}$$

onde o expoente de Ångström (Ångström, 1964) Å é obtido a partir das espessuras óticas medidas em 440 nm e 870nm, lembrando que a espessura em 500 nm também é fornecida pelo CIMEL:

$$\text{\AA} = - \frac{\log \left(\frac{\tau_{440}^{aer}}{\tau_{870}^{aer}} \right)}{\log \left(\frac{440}{870} \right)}$$

O coeficiente de Ångström pode ser também um indicativo indireto da distribuição de tamanhos de aerossóis e sua possível composição (Junge, 1963; WCP 1983, D'Almeida et al, 1991).

3.10.4 Fotômetro Solar

Fotômetro Solar CE318A (Cimel Eletronique – 318A)

O fotômetro solar CE318A (Figura 3.6) faz parte da rede mundial AERONET [Holben et al. 1998] mantida pela NASA em cooperação com diversas instituições internacionais de pesquisa. Encontra-se instalado e operacional, desde maio de 2000, no topo do Edifício Pelletron do IFUSP.

O sistema óptico do CE318A é formado por dois tubos colimadores com idêntico campo de visão (1,2°) e diferentes sensores que medem radiância

espectral solar proveniente diretamente do sol e do céu. A radiância espectral direta do sol é obtida para oito canais espectrais com comprimentos de onda nominais: 1020, 940, 870, 670, 500, 440, 380 e 340 nm. A largura dos canais varia entre 2,5 nm para os localizados na região do ultravioleta (340 e 380 nm) e 10 nm para os demais. A radiância espectral difusa proveniente do céu é medida a cada hora para os canais de 1020, 870, 670 e 440 nm. No módulo automático um sensor de umidade detecta a precipitação e força o instrumento a recolher-se de modo a proteger o sistema óptico. A temperatura no sistema é monitorada continuamente, o que permite corrigir eventuais dependências. Com o auxílio de um robô, medições sistematizadas de radiância difusa são obtidas em almucântar e no plano principal.

As informações obtidas pelo CE318A² são transferidas automaticamente, a cada hora, por meio da plataforma de coleta de dados localizada no satélite geoestacionário GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites). Este, por sua vez, retransmite os dados para a central de controle na NASA onde são processados e disponibilizados na rede mundial de computadores sob a forma de novos produtos (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).



Figura 3.6: Fotômetro solar CE318A em operação automática. Fonte: Rosário (2006).

² Maiores informações sobre o fotômetro CE318A podem ser encontradas em Holben et al. [1998] e Yamasoe [1999].

Exemplo de trecho de arquivo original coletado através do site da AERONET:

```
Level 2.0. Quality Assured Data.<p>The following data are pre and post field calibrated,
automatically cloud cleared and manually inspected.
Version 2 Direct Sun Algorithm
Location=Sao_Paulo,long=-46.735,lat=-
23.561,elev=865,Nmeas=41,PI=Paulo_Artaxo,Email=artaxo@fap01.if.usp.br
AOD      Level      2.0,All      Points,UNITS      can      be      found      at,,,
http://aeronet.gsfc.nasa.gov/data_menu.html
Date(dd-mm-
yy),Time(hh:mm:ss),Julian_Day,AOT_1640,AOT_1020,AOT_870,AOT_675,AOT_667,AOT_555,A
OT_551,AOT_532,AOT_531,AOT_500,AOT_490,AOT_443,AOT_440,AOT_412,AOT_380,AOT_3
40,Water(cm),%TripletVar_1640,%TripletVar_1020,%TripletVar_870,%TripletVar_675,%TripletVar
_667,%TripletVar_555,%TripletVar_551,%TripletVar_532,%TripletVar_531,%TripletVar_500,%Trip
letVar_490,%TripletVar_443,%TripletVar_440,%TripletVar_412,%TripletVar_380,%TripletVar_340,
%WaterError,440-870Angstrom,380-500Angstrom,440-675Angstrom,500-870Angstrom,340-
440Angstrom,440-675Angstrom(Polar),Last_Processing_Date,Solar_Zenith_Angle
```

3.10.5 Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer (MFRSR)

O MFRSR (Figura 3.7) é um radiômetro multi-espectral desenvolvido pela Yankee Environmental Systems (YES) que utiliza diferentes filtros de interferência/fotodetectores e a técnica de sombreamento automático para medir a irradiância solar total e o seu componente difuso em diferentes canais espectrais (Harrison et. al, 1994). Os canais espectrais padrão de instrumentos MFRSR apresentam os seguintes comprimentos de onda nominais: 415, 500, 615, 673, 870 e 940 nm (Plana-Fattori et al., 2004).

Além das medições realizadas em estreitas bandas espectrais o instrumento apresenta um canal de banda larga que fornece estimativas das irradiâncias solar global e difusa integrada entre os comprimentos de onda 350 e 1100 nm. O MFRSR tem sido utilizado por diversas redes radiométricas no monitoramento da AOD (Rosário, 2006), pois apesar de não ser um pireliômetro no sentido clássico, este instrumento permite obter estimativas do componente

direcional da irradiância solar com acurácia comparável (2 a 3%) aos modernos pireliômetros solares (Harrison et al., 1994).

Os dados do MFRSR foram utilizados quando não havia dados disponíveis do CIMEL devido a períodos de manutenção do equipamento.

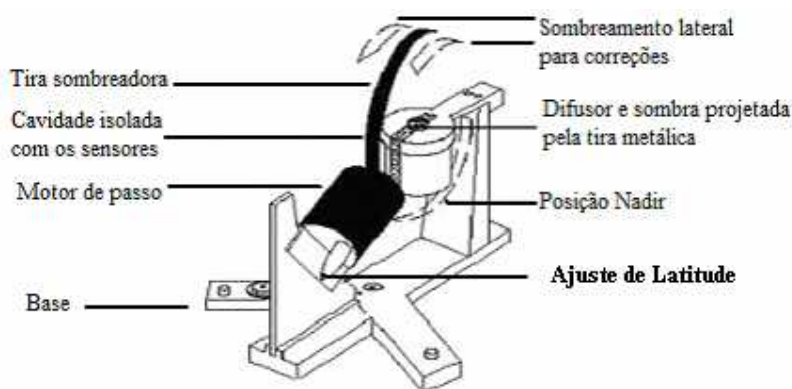


Figura 3.7: Representação esquemática do conjunto fotodetector do MFRSR durante o seu funcionamento (Sayão, 2008).

Exemplo de trecho de arquivo original coletado através do MFRSR:

DATA	Ângulo Zenital	POA 415	POA 670	POA 870	POA 1036	Angstrom 415 670	Angstrom 415 870	Angstrom 415 1036	Angstrom 670 870
1/1/05 14:45	5,53	0,35	0,18	0,13	0,12	1,39	1,35	1,17	1,27
1/1/05 14:47	5,30	0,34	0,18	0,13	0,12	1,40	1,34	1,18	1,25
1/1/05 14:47	5,06	0,34	0,17	0,12	0,12	1,40	1,35	1,17	1,27
1/1/05 14:49	4,83	0,36	0,19	0,14	0,13	1,36	1,31	1,14	1,22
1/1/05 14:50	4,59	0,37	0,19	0,14	0,13	1,39	1,32	1,14	1,19
1/1/05 14:51	4,36	0,36	0,18	0,13	0,12	1,39	1,34	1,17	1,26

3.11 Aspectos Gerais da Poluição do Ar na Região Metropolitana de São Paulo

Região Metropolitana de São Paulo (RMSP)



Foto: J. Romano, Cetesb, 2005.

A região metropolitana de São Paulo localiza-se a 850 m do nível médio do mar na latitude de 23,65° Sul e longitude de 46,62° Oeste a 60 km do litoral. Os seus mais de 10 milhões de habitantes e mais de 5 milhões de veículos contribuem para a sua classificação como o maior aglomerado urbano da América do Sul e um dos maiores do mundo (Landulfo et al., 2003). O clima da RMSP é caracterizado por duas estações bem definidas, um verão chuvoso com médias mensais de precipitação acima de 100 mm, de origem marcadamente convectiva, e um inverno seco com precipitação média mensal abaixo de 50 mm associada, principalmente, ao deslocamento das massas de ar provenientes do sul do país. As características dessas duas estações são determinantes na concentração do material particulado dentro da coluna atmosférica da cidade. Durante o período de verão as condições atmosféricas são favoráveis à dispersão e remoção do

material particulado, contrariamente às condições verificadas no inverno (Castanho 2005).

As medições da concentração de material particulado tanto in situ quanto integrada na coluna atmosférica têm refletido a significativa variabilidade sazonal que as condições atmosféricas impõem à concentração dos aerossóis na RMSP. Outros fatores também contribuem para essa variabilidade. Alguns trabalhos (Landulfo et al., 2003; Freitas et al., 2005; Castanho, 2005) têm mostrado que durante o período de queimadas na região da Amazônia as plumas de aerossóis geradas são transportadas pela circulação atmosférica a longas distâncias atingindo, inclusive, a região sudeste do Brasil onde se situa a cidade de São Paulo. Para as estações de medição próximas à superfície esse material particulado é imperceptível, pois o transporte é realizado em níveis superiores da atmosfera a cerca de 3 km de altitude (Landulfo et al., 2003). No entanto, o transporte dessas plumas sobre a cidade aumenta a profundidade óptica do aerossol na atmosfera local a níveis próximos das verificadas em regiões onde ocorre a queima de biomassa reduzindo, deste modo, significativamente o fluxo de energia solar à superfície. Apesar da influência de fontes remotas, a contribuição de fontes locais para a concentração do material particulado presente na atmosfera é dominante ao longo do ano. A emissão dos veículos a diesel e gasolina, seguida de ressuspensão de poeira do solo e emissões da indústria, compõem as principais fontes locais de material particulado para a atmosfera de São Paulo. A análise da composição do material particulado fino na cidade apontou contribuição de 20% de sulfatos, 12% de outros inorgânicos, 40% de carbono orgânico e 21% de black carbon (Castanho 2005). Segundo Castanho (2005), a fração deste para São Paulo encontra-se consideravelmente acima da verificada em algumas regiões urbanas dos Estados Unidos. À semelhança de outros centros urbanos, a distribuição de volume do material particulado apresenta duas modas bem definidas, uma moda de acumulação com raio médio de $0,13 \pm 0,02 \mu\text{m}$, e uma moda grossa que possui raio médio em torno de $3,2 \pm 0,6 \mu\text{m}$.

Aspectos Climáticos da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP)

Em termos de precipitação, o clima do Estado de São Paulo pode ser dividido em duas estações predominantes: uma estação chuvosa que compreende, o período de outubro a abril, e outra estação seca que vai de maio a setembro. A estação chuvosa é influenciada pelo aquecimento continental que, associado à convecção tropical, sistemas extratropicais (frentes frias) e áreas de instabilidade continental, favorece a ocorrência de chuvas abundantes. Na estação seca, o clima é predominantemente influenciado pela passagem rápida de frentes frias provenientes do sul do continente, sendo essa estação caracterizada não só pela diminuição da precipitação, mas também pela diminuição das temperaturas e ocorrência de períodos de grande estabilidade atmosférica, proporcionando com isso condições mais desfavoráveis à dispersão de poluentes na atmosfera.

Além das características gerais observadas nas duas estações, o estado apresenta ainda regiões com fortes contrastes climáticos, resultado das diferentes características geográficas como relevo e vegetação. Entre os fatores geográficos que influenciam na climatologia nas escalas local e regional pode-se destacar a proximidade do mar, a presença de montanhas e depressões, entre outros, que criam fenômenos como brisas marítima e terrestre, circulação de vale-montanha, etc.

Durante o período chuvoso, grandes áreas de instabilidade alimentadas pela umidade proveniente do interior do continente se formam na região sul e sudeste e se associam à passagem de frentes frias organizando, dessa forma, intensa atividade convectiva e aumentando sobremaneira a precipitação na faixa leste do estado, onde se encontra a RMSP. Dessa forma, durante este período as condições de dispersão dos poluentes emitidos na atmosfera são bastante favoráveis.

No período seco, a região encontra-se sob o domínio dos anticiclones (sistemas de altas pressões) subtropical e polar. Os anticiclones que atuam nesse período são de dois tipos: os anticiclones polares que podem ser continentais ou

marítimos e anticiclone subtropical marítimo. Os sistemas frontais, provenientes do extremo sul do continente, atuam de maneira rápida na região, causando pouca precipitação.

Estudos mostram que quando a RMSP, durante o período seco, está sob a atuação do anticiclone subtropical marítimo e uma frente fria se encontra ao sul do estado, a condição meteorológica na região provoca uma diminuição da velocidade do vento (normalmente inferior a 1,5 m/s), muitas horas de calmaria (velocidade do vento em superfície inferior a 0,5 m/s), céu claro, grande estabilidade atmosférica e formação de inversão térmica muito próxima à superfície (abaixo de 200m), condições estas desfavoráveis à dispersão dos poluentes emitidos na RMSP. Normalmente, essa situação de estagnação atmosférica é interrompida com a chegada na região de uma nova massa de ar associada a um sistema frontal, aumentando a ventilação, instabilidade e, em muitos casos, provocando a ocorrência de precipitação. Outra peculiaridade é que no período seco a umidade relativa chega a atingir valores de 15%, principalmente no mês de setembro, acarretando um grande desconforto à população.

Alguns estudos mostram ainda que o desenvolvimento urbano acelerado da região a partir dos anos 50 ocasionou o processo de formação de ilha de calor. Este processo pode ter provocado algumas mudanças no clima da região, tais como a diminuição de nevoeiros no centro da cidade e diminuição da garoa típica que ocorria na região (CETESB, 2006).

Caracterização Meteorológica

A mudança de uma situação desfavorável para favorável à dispersão de poluentes ocorre normalmente quando um sistema frontal atinge a RMSP, uma vez que torna instável a atmosfera e aumenta a ventilação. Em 2005, a frequência de passagens de sistemas frontais foi inferior à média dos últimos 10 anos, principalmente no período de maio a agosto.

Outro parâmetro analisado é a precipitação. A ocorrência de precipitação pluviométrica, além de ser um indicador de que a atmosfera está instável, ou seja, com movimentos de ar que favorecem à dispersão de poluentes, promove a remoção dos mesmos, pois uma parcela significativa desses poluentes são incorporados à água da chuva. Além disso, o solo úmido evita que haja ressuspensão das partículas para a atmosfera. No inverno de 2005, a precipitação foi acima da normal climatológica de 30 anos.

A umidade relativa do ar é um parâmetro meteorológico que caracteriza o tipo de massa de ar que está atuando sobre a região. O período seco mais prolongado, em 2005, foi observado de 11 a 17 de agosto. A ocorrência de baixa umidade relativa pode agravar doenças, além de causar desconforto nas pessoas saudáveis, um quadro que possui semelhança com os sintomas da poluição do ar e que muitas vezes leva o leigo a confundir os dois fenômenos.

Observa-se que o inverno de 2005, foi o mais desfavorável à dispersão de poluentes desde 2000, com um total de 45 dias desfavoráveis no período de maio a setembro. A análise meteorológica mostra que o menor número de passagens de sistemas frontais no inverno de 2005 ocasionou dias seguidos com alta porcentagem de calmaria (baixa ventilação), e ausência de precipitação, que resultou em mais dias desfavoráveis a dispersão dos poluentes que em anos anteriores (CETESB, 2006).

4. PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL E METODOLOGIA

4.1 Especificação do LIDAR

O sistema LIDAR é composto por 3 módulos principais: a Fonte Luminosa (LASER), o Sistema de Coleta e Envio de Feixe (Telescópio) e o Sistema de Detecção (Detectores + Módulos de Aquisição), conforme ilustrado na Figura 4.1.

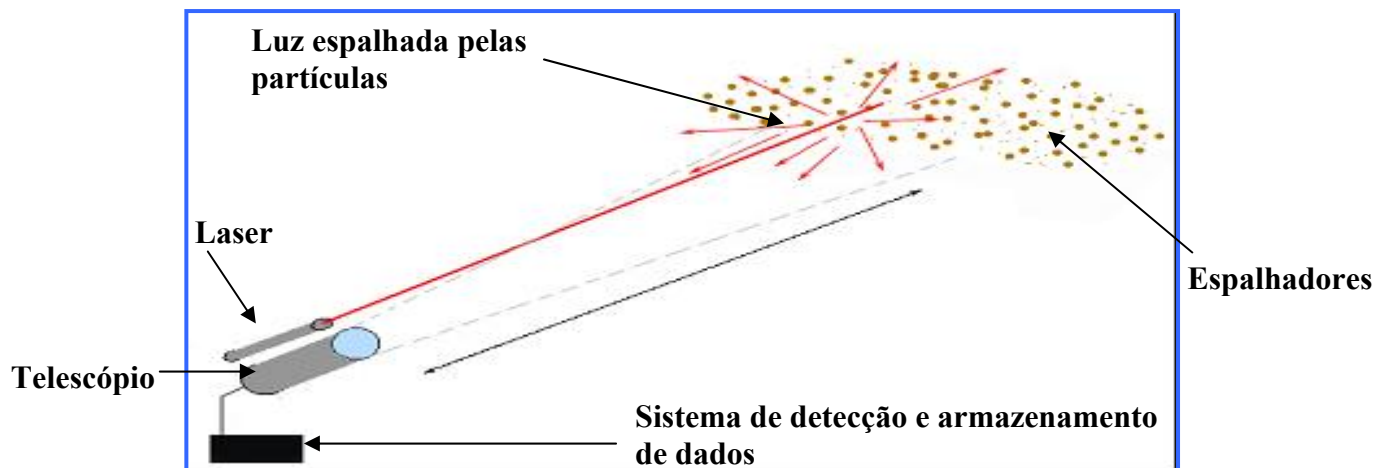


Figura 4.1: Ilustração representando os componentes do LIDAR.



Figura 4.2: Foto do LIDAR.

A Fonte Luminosa consiste de um laser de estado sólido de Nd:YAG refrigerado a ar. As principais características desse laser são: 20Hz de taxa de repetição, 160 mJ a 532 nm (máxima) de energia por pulso, 4 ns a 532 nm de duração temporal do pulso, 0,5 mrad de divergência e 6 mm de diâmetro do feixe de saída.



Figura 4.3: Fonte LASER.



Figura 4.4: Laser.

Os principais requisitos de um laser para operar em sensoriamento remoto são: coerência espacial e temporal, curta duração do pulso, alta taxa de repetição, baixa divergência e alta potência a fim de se obter boa resolução e longo alcance. Em comparação com outras técnicas de sensoriamento tais como microondas e sensores acústicos, o laser com estas características apresenta melhor resolução espacial e sensibilidade de detecção, por outro lado, em dias de alto índice de névoa, chuva ou neve, seu uso é impraticável.

A escolha do comprimento de onda do laser é um importante fator no sistema LIDAR por diversas razões, sendo que a principal delas está no fato da porção de energia espalhada pelos constituintes atmosféricos depender fortemente do comprimento de onda do laser. O espalhamento por aerossóis e moléculas é muito maior na região do visível e ultravioleta em virtude das propriedades desses constituintes atmosféricos.

Um Telescópio Newtoniano com emissão coaxial, intitulado MSP-LIDAR, com as seguintes características: 300 m de distância mínima detectável, 30 cm de diâmetro do espelho primário e material Duran 50 (baixo coeficiente de dilatação térmica), 130 cm de distância focal do espelho e deposição de filme de SiO e alumínio para otimizar a recepção na luz visível e absorver no Infravermelho.

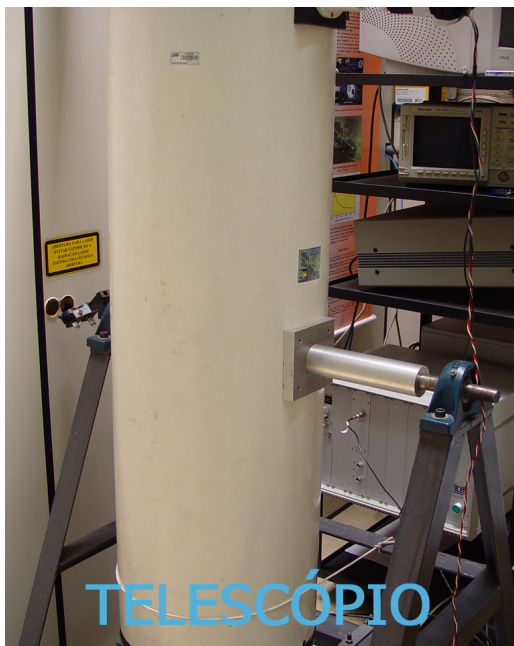


Figura 4.5: Telescópio.

As características instrumentais básicas em se determinar a escolha de um detector inclui a resposta espectral, a eficiência quântica, a frequência de resposta, o ganho de corrente e a corrente “escura”. Às vezes, outras características tais como tamanho físico, robustez e custo, são também

importantes. Em muitos casos o comprimento de onda do sinal a ser detectado é o fator primário na seleção da classe de detectores a serem empregados em qualquer aplicação. Para comprimentos de onda entre 200 nm e 1 μ m, ou seja, do ultravioleta ao infravermelho próximo, opta-se pelas fotomultiplicadoras (Papayannis,2002; Poultney, 1972) pelo seu ganho elevado e baixo ruído, e a partir destas características desenvolveu-se a capacidade de detecção de um único fóton, permitindo assim a possibilidade de captar-se baixos níveis de intensidade luminosa, correspondente a dezenas de fW de potência, e com tempo de resposta de nanosegundos (Smith, 1995).

O nosso sistema consiste de uma fotomultiplicadora Hamamtsu, modelo H5783-03 que possui resposta espectral no intervalo de 185 a 900 nm. Dispomos também de um fotodiodo de avalanche. O fotodiodo de avalanche (FDA), é um tipo de detector fotovoltaico, o seu uso é muito indicado em aplicações de intensidade muito baixas e resposta rápida, em regime de “photoncounting”. O detector possui uma resposta espectral entre 350 e 1050 nm e uma eficiência quântica bem elevada: 80%, otimizada na região de 550nm.



Figura 4.6: Fotomultiplicadora.

Após a luz atingir o detector, há necessidade de um sistema eletrônico ou um osciloscópio digital para armazenar os dados.

Em geral, temos dois modos de armazenar e processar esses dados, conhecidos como: “analógico” e contagem de fótons (photoncounting). No modo analógico, utilizado para distâncias próximas, até 2000 m, o detector produz uma corrente que é amostrada por um Transient recorder, com taxas de amostragem de MHz a GHz, a luz retroespalhada de muitos tiros de laser, são armazenadas em uma memória de resposta rápida ou processadas em um módulo específico para tal, ou mesmo em um computador. No sistema photoncounting, os sinais são amplificados antes de serem processados e discriminados, de maneira que somente sinais dentro de uma faixa de intensidade, inferior e superior, são considerados, incrementando assim a sensibilidade do sistema, e níveis mais baixos de intensidade são detectados. Isso corresponde a sinais retroespalhados em distâncias maiores.

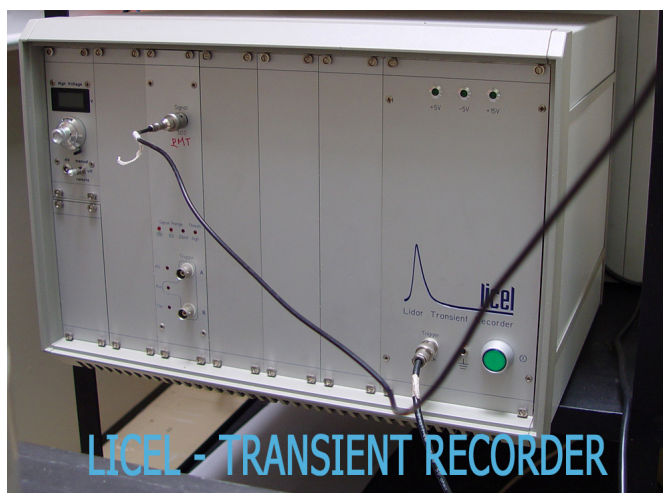


Figura 4.7: LICEL – Transient Recorder.

Este sistema foi concebido para medir a concentração relativa de aerossóis na atmosfera de 300 m a 15 km (30 km à noite). Os aerossóis são traçadores da estrutura da atmosfera, evidenciando assim a evolução temporal da troposfera durante o dia e à noite, ajudando a compreender a sua dinâmica.

4.2 Software de Controle do Sistema LIDAR

O funcionamento do *software* de controle do sistema LIDAR (*LabView*), atua após a luz atingir o detector. Há ainda a necessidade de um sistema eletrônico (*Transient recorder*) ou um osciloscópio digital para a observação do sinal e de seu espectro assim como seu armazenamento de dados.

O *LabView* (*LabView*, 1996) é uma linguagem de programação gráfica pertencente à *National Instruments*. O acrônimo vem de “*Laboratory Virtual Instrument Engineering Workbench*”.

O principal campo de aplicação do *LabView* em relação ao sistema LIDAR é na técnica de medição. No sistema de aquisição de dados e sua manipulação é utilizada uma programação desenvolvida através do modelo *data flow*, específica do *software*, tendo cada módulo do programa uma função determinada para cada situação, seja de instrumentação e armazenamento, ou de lógica, análise e publicação de dados.

A Figura 4.8 mostra a publicação de dados coletados utilizando o *software LabView*.

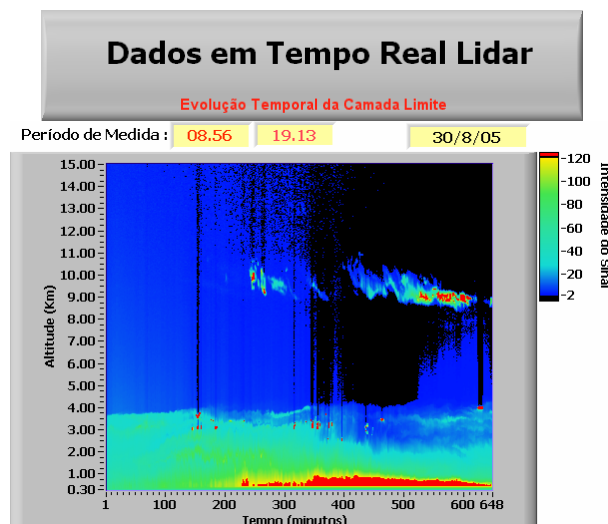


Figura 4.8: Publicação de dados utilizando o LabView.

A Figura 4.8 permite observar a evolução temporal da atmosfera durante o dia, com uma resolução temporal de 1-2 minutos e espacial de 15-30 m.

A escala de cores foi feita de acordo com o sinal de retorno captado pelo telescópio, sendo a escala vermelha correspondente a um sinal elevado e a azul ao mais baixo.

Conversão de Dados

Os dados são inicialmente armazenados no formato *.bin e para que possam ser analisados devem ser convertidos para ASCII. A conversão foi feita com o software LABVIEW (figura 4.9 e 4.10) sendo que a conversão tinha que ser feita tanto para os modos analógicos quanto para os do modo “photocounting”. A conversão é feita da seguinte forma: o programa LABVIEW permite a visualização do dado no formato original (binário), e sendo assim, pode-se fazer uma primeira “filtragem” dos dados, isto é, pode-se separar os dados gerados nos horários em que nuvens passavam sobre o campo de visão do telescópio. Após a visualização do dado, este é salvo no formato ASCII, tanto os de modo analógico quanto os “photocounting”. Após a conversão, todos os dados são arquivados em pastas identificadas pela data em que foram gerados. Para facilitar a análise, todos os dados coletados foram separados em períodos de 30 minutos, ou seja, criou-se um arquivo a cada 30 minutos de dados com os arquivos de 2 minutos coletados pelo LIDAR, nesse novo arquivo também foram executadas filtragens dos dados no caso de presença de nuvens.



Figura 4.9: Interface de apresentação do programa LABVIEW utilizado para conversão de dados.

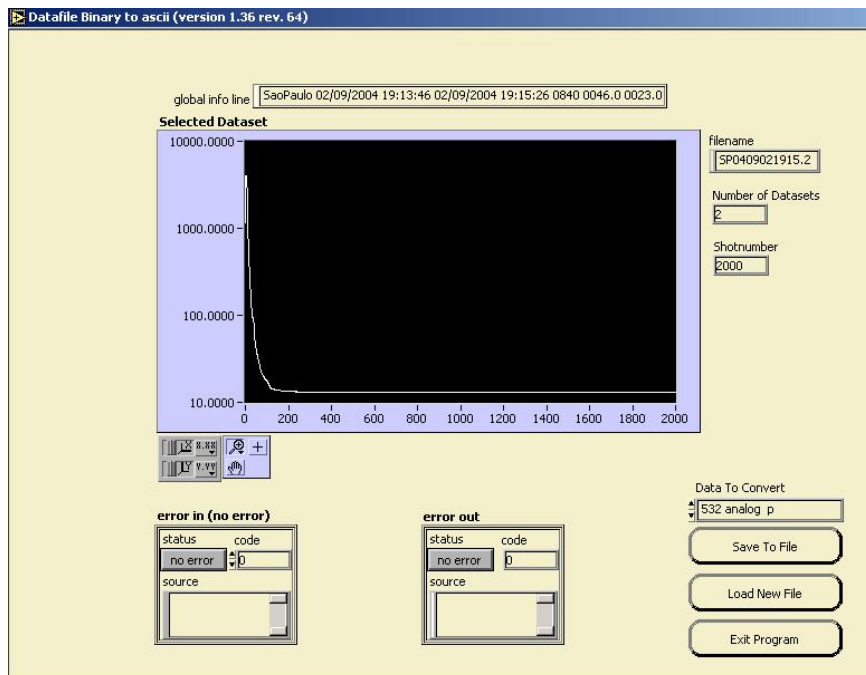


Figura 4.10: Visualização de um dado com sinal analógico no LABVIEW.

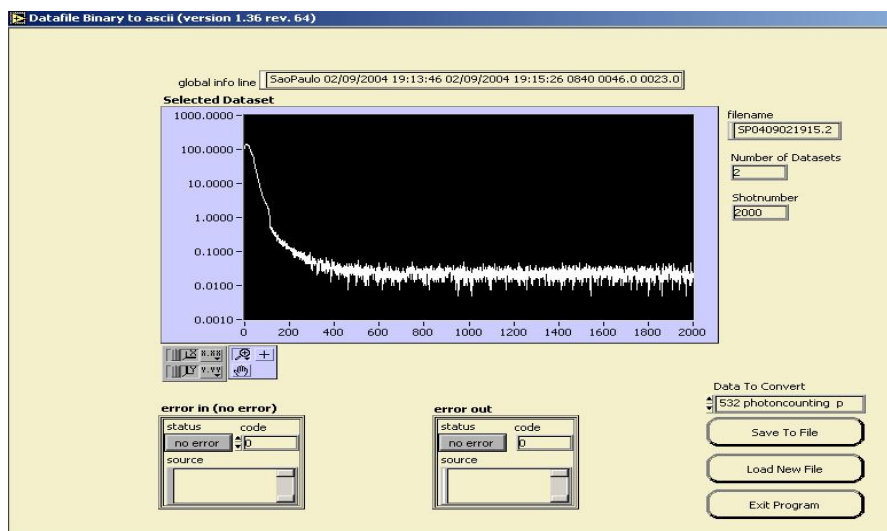


Figura 4.11: Visualização do mesmo dado da figura 17, porém desta vez com sinal “photoncounting”.

4.3 Programa utilizado na análise dos dados

O programa de análise utilizado para processamento dos dados do LIDAR, possui entre outras características, uma boa interface gráfica, permitindo assim mais agilidade na visualização dos resultados obtidos.

Na Figura 4.12 pode-se observar a tela de entrada do programa de análise que utiliza o método de inversão de Klett para a solução da equação LIDAR (Klett,

1985). As letras indicam os dados de entrada, detalhados na tabela 5 e os gráficos de saída são mostrados por números, também detalhados na tabela.

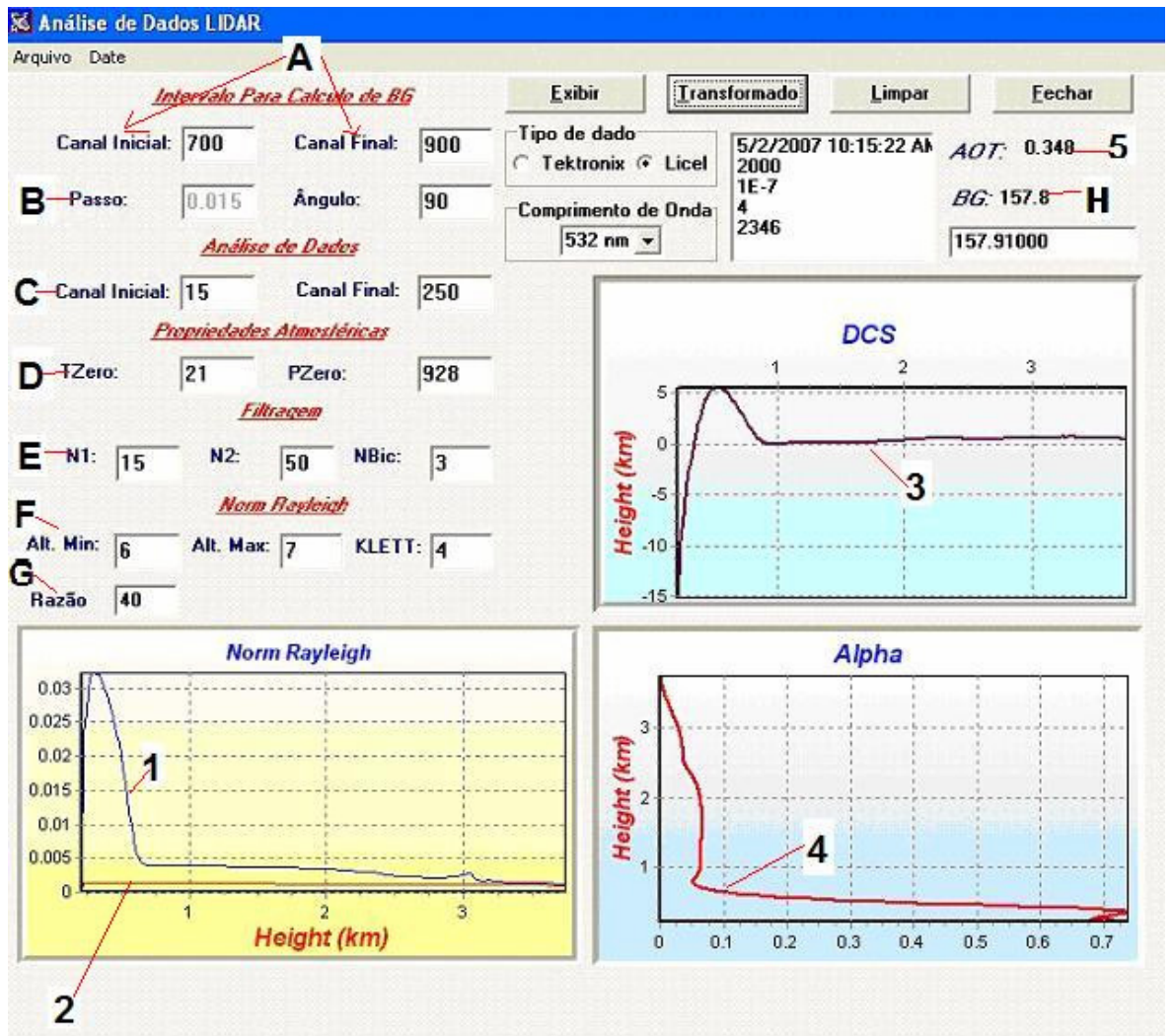


Figura 4.12: Tela de entrada do programa de análise que utiliza o método de inversão de Klett. As letras indicam os dados de entrada e os números indicam os dados de saída.

Exemplo de saída de dados após a utilização do software de análise:

0.2325	0.0000	0.0000	0.0000
0.2475	0.8465	0.0126	0.0127
0.2625	0.7595	0.0113	0.0241
0.2775	0.7102	0.0106	0.0347
0.2925	0.6594	0.0098	0.0446
0.3075	0.6072	0.0091	0.0537
0.3225	0.5541	0.0083	0.0621

A primeira coluna representa o valor da altura (km), a segunda coluna o valor de α , a terceira coluna o valor de β e a quarta coluna representa a soma integrada na coluna do valor de AOT.

Tabela 5: Detalhamento dos parâmetros de entrada e saída do programa de análise pelo método de inversão de Klett.

LEGENDA	FUNÇÃO
A	região de fundo, entrada em canais
B	passo ou resolução, de 0,015 a 0,060 km
C	região de cálculo, entrada em canais
D	temperatura e pressão na superfície
E	dados de filtragem, utilização de filtros polinomiais e binomiais
F	alturas em que se encontram o sinal molecular e a altura de inversão de Klett
G	razão entre o retroespalhamento e extinção (RL)
H	valor de BG (background) variável
1	sinal corrigido com a distância
2	Sinal molecular normalizado
3	derivada do logaritmo do sinal
4	perfil do coeficiente de extinção pela altura
5	Espessura óptica atmosférica

4.4 Aquisição de dados.

No ano de 2005, foram realizadas medidas em 57 dias, totalizando 11171 arquivos de dados de LIDAR (conforme Tabela 6 e Figura 4.13).

Tabela 6: Distribuição temporal de sondagens da atmosfera feitas com o LIDAR, em 2005.

Mês	Dia	Número total de dias medidos
Janeiro	-	-
Fevereiro	-	-
Marco	10, 29 e 30	03
Abril	7, 8, 11, 12, 13, 15, 18, 19 e 20	09
Mai	4, 5, 6 e 31	04
Junho	3, 6, 7, 8, 9, 10, 14, 15, 16 e 17	10
Julho	-	-
Agosto	1, 2, 3, 4, 5, 11, 12, 13, 15, 16, 17, 18, 20, 22, 24, 26, 29 e 30	18
Setembro	16 e 20	02
Outubro	4, 14, 21 e 25	04
Novembro	11, 16, 23 e 24	04
Dezembro	7, 9 e 16	03
Total		57

Diversos fatores influenciaram nas medidas com o LIDAR, tais como presença de chuvas e nebulosidade entre outros.

Evolução no número de dias de medidas LIDAR (2001 a 2007)

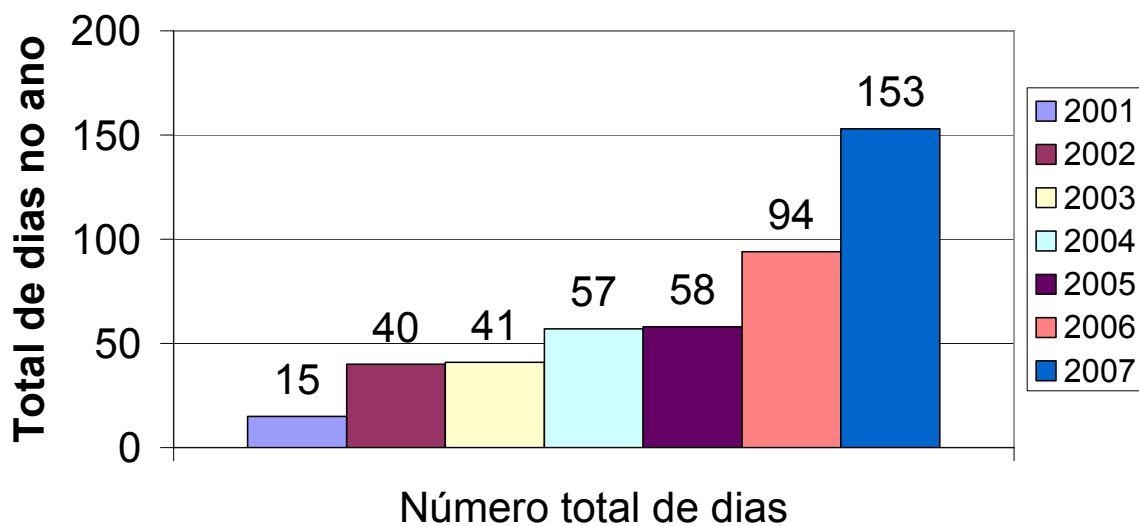


Figura 4.13: Distribuição anual das medidas realizadas com o LIDAR para o período de 2001 à 2007.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES.

A análise dos dias de medidas do LIDAR resultou na tabela 7. Nesta tabela temos um comparativo da AOT medida no LIDAR e a AOT calculada através do BRAMS.

Quanto maior o coeficiente de Angstrom, maior a dependência espectral e por isso menor é o tamanho predominante das partículas, para valores de Angstrom próximos de 2 indica predominância de partículas de aerossol da moda fina³, para valores próximos de zero indica predominância de partículas da moda grossa⁴. Para a grande parte de tipos de aerossol atmosférico, o coeficiente de Angstrom está entre 1 e 2 (Yamasoe, 2004). Os valores calculados pelo BRAMS não foram utilizados nas estimativas do coeficiente de extinção e LR LIDAR. Os valores obtidos através do LIDAR podem auxiliar em possíveis ajustes no BRAMS. Os dados obtidos pelo BRAMS foram utilizados na elaboração de figuras para observar o comportamento da AOT e outras variáveis sobre o Estado de São Paulo. O AE da tabela 7 foi calculado conforme 3.10.3 e o valor de LR foi obtido através do programa de análise dos dados medidos com o LIDAR. O valor de AOT utilizados foram obtidos através do CIMEL e do MFRS.

³ Partículas finas: inclui as partículas que pertencem aos modos de nucleação, Aitken e acumulação. Geralmente são formadas por processos de combustão, ou reações químicas de gases influenciadas por produtos com baixa pressão de vapor. São compostas por metais (e óxido-metals), carbono preto ou elementar, componentes orgânicos primários e secundários, íons de sulfatos, nitratos, amônia e hidrogênio.

⁴ Em geral as partículas grossas são geradas por processos de atrito mecânico, como ruptura de minerais, materiais da crosta terrestre, ressuspensão ou fricção de partículas e resíduos orgânicos. Podem incluir, também, sal marinho, nitratos formados pela reação de ácido nítrico e cloreto de sódio, sulfatos formados pela reação de dióxido de enxofre com partículas básicas. Por serem grandes, não estão sujeitas ao movimento Browniano, sendo mais suscetíveis à força gravitacional, do que as partículas menores.

Tabela 7: Valores de AOT obtidos através do programa de análise do LIDAR, valores de AOT obtidos através do BRAMS, AE calculado através da AOT do CIMEL e do MFRS e LR obtido do programa de análise do LIDAR.

Dia / Mês	Max AOT LIDAR	Max AOT BRAMS	AE Variação	LR Variação LIDAR
10/03	0,33	0,14	1,20 – 1,40	36 – 60
29/03	0,16	0,05	1,40	60 – 80
30/03	0,19	0,14	1,60	40 – 60
19/04 ⁵	0,22	-	0,56 – 0,63	32
20/04 ⁴	0,41	-	0,60 – 0,66	135 – 175
04/05	0,24	0,07	0,12 – 1,01	26 – 90
05/05	0,21	0,07	0,78	55 – 69
06/05	0,17	0,07	0,60 – 0,97	12 – 80
31/05	0,16	0,04	0,54 – 0,76	15 – 151
03/06	0,47	0,17	0,70 – 1,51	39 – 89
06/06	0,34	0,06	0,89 – 1,03	36 – 68
08/06	0,30	0,09	0,28 – 0,46	87 – 111
09/06	0,22	0,05	1,03 – 1,19	21 – 100
10/06	0,27	0,07	0,25 – 1,35	28 – 84
13/06	0,18	0,07	0,59 – 1,20	15 – 76
14/06	0,15	0,13	0,67 – 1,13	53 – 64
15/06	0,39	0,12	0,56 – 1,36	16 – 71
16/06	0,26	0,09	0,28 – 1,15	40 – 100
17/06	0,19	0,18	0,84 – 1,19	45 – 75
01/08	0,26	0,08	1,01 – 1,34	23 – 75
02/08	0,22	0,03	1,02 – 1,31	33 – 70
03/08	0,27	0,13	0,97 – 1,48	31 – 121

⁵Dados coletados para 355 nm.

Tabela 7: Continuação.

Dia / Mês	Max AOT LIDAR	Max AOT BRAMS	AE Variação	LR Variação LIDAR
04/08	0,14	0,08	0,98 – 1,29	33 – 41
05/08	0,21	0,06	0,95 – 1,28	29 – 78
11/08	0,14	0,21	1,01 – 1,16	34 – 121
12/08	0,27	0,20	1,16 – 1,28	28 – 45
13/08	0,33	0,20	1,35 – 1,41	25 – 49
15/08	0,36	0,16	0,95 – 1,49	19 – 68
16/08	0,38	0,15	1,03 – 1,39	25 – 98
17/08	0,17	0,18	1,07 – 1,25	25 – 40
18/08	0,33	0,40	1,64	40 – 80
20/08	0,44	0,24	1,37	39 – 43
22/08	0,35	0,12	1,41 – 1,60	25 – 60
26/08	0,68	0,94	1,26	76 – 98
29/08	0,32	0,69	1,50 – 1,62	37 – 53
30/08	1,72	0,93	1,34 – 1,71	14 – 71
16/09	0,84	0,78	1,21 – 1,48	40 – 60
04/10	0,31	0,86	0,55 – 0,84	88 – 107
25/10	0,51	0,57	1,21	40 – 154
11/11	0,12	0,11	0,91	50 – 62
09/12	0,13	0,10	1,03 – 1,17	40 – 65
16/12	0,20	0,06	1,09 – 1,28	53 – 85

Na figura 5.1, podemos observar a distribuição da AOT média para o período de 2001 (início da operação do LIDAR) até o ano de 2005 (objeto de estudo deste trabalho). A AOT média ficou na faixa de 0,1 a 0,9 nesse período. Existem indícios de sazonalidade observados nos valores de AOT com relação ao AE.

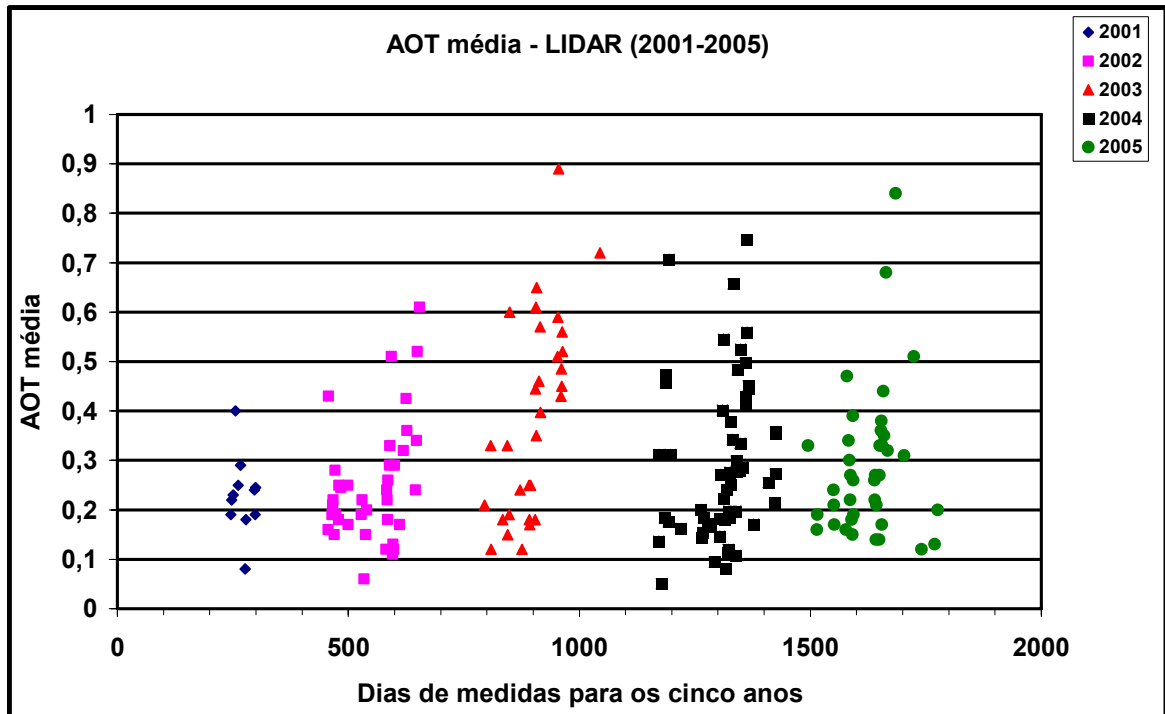


Figura 5.1: Distribuição anual da AOT média de 2001 a 2005.

A figura 5.2 mostra a distribuição sazonal da razão de LIDAR de 2001 a 2005. Temos uma média de LR maior no período considerado seco (março a junho) de (58 ± 18) sr do que no período considerado mais úmido (julho a novembro) de (49 ± 18) sr. Valores baixos de LR estão relacionados à baixa absorção e maior contribuição do retroespalhamento, ou seja, predominância de partículas grandes na atmosfera. valores altos de LR estão relacionados à alta extinção e menor contribuição do retroespalhamento, ou seja predominância de partículas pequenas na atmosfera.

Na Figura 5.3 temos a distribuição do AE em relação a LR para o período de 2001 a 2005. Nota-se que nesses cinco anos de coleta de dados os valores de AE ficaram concentrados na faixa entre 0,7 e 2, para uma faixa média de LR entre 20 e 80 sr mostrando uma correlação fraca.

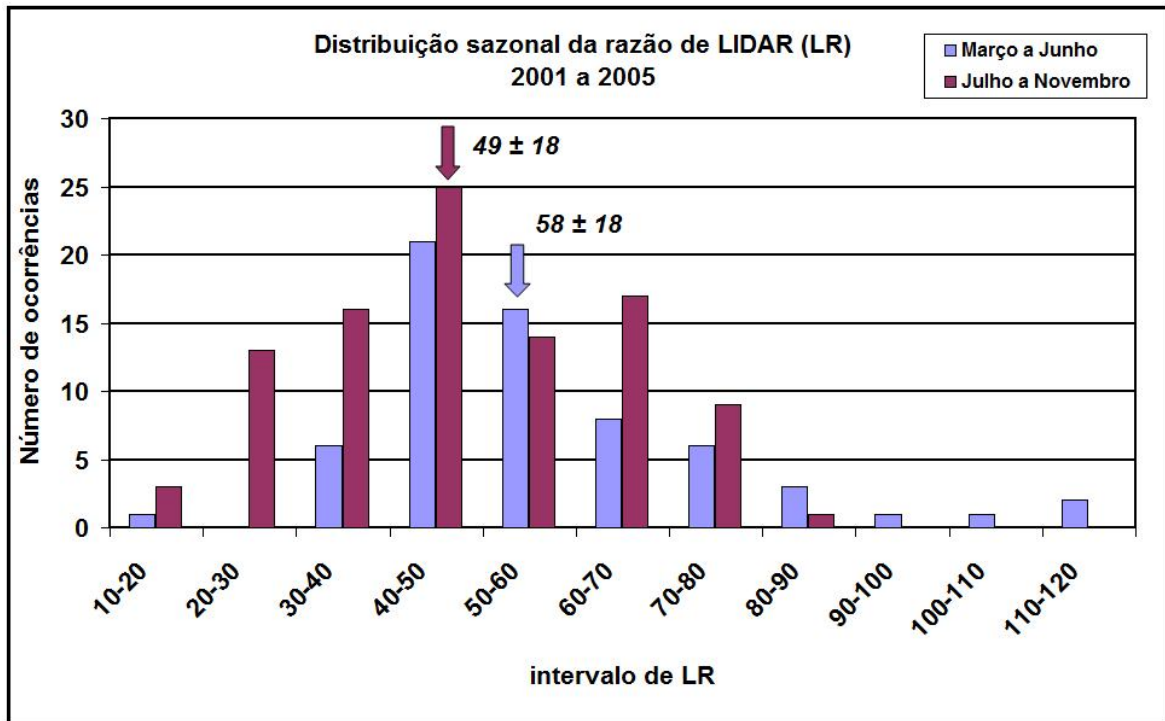


Figura 5.2: Distribuição sazonal da razão de LIDAR para o período de 2001 a 2005.

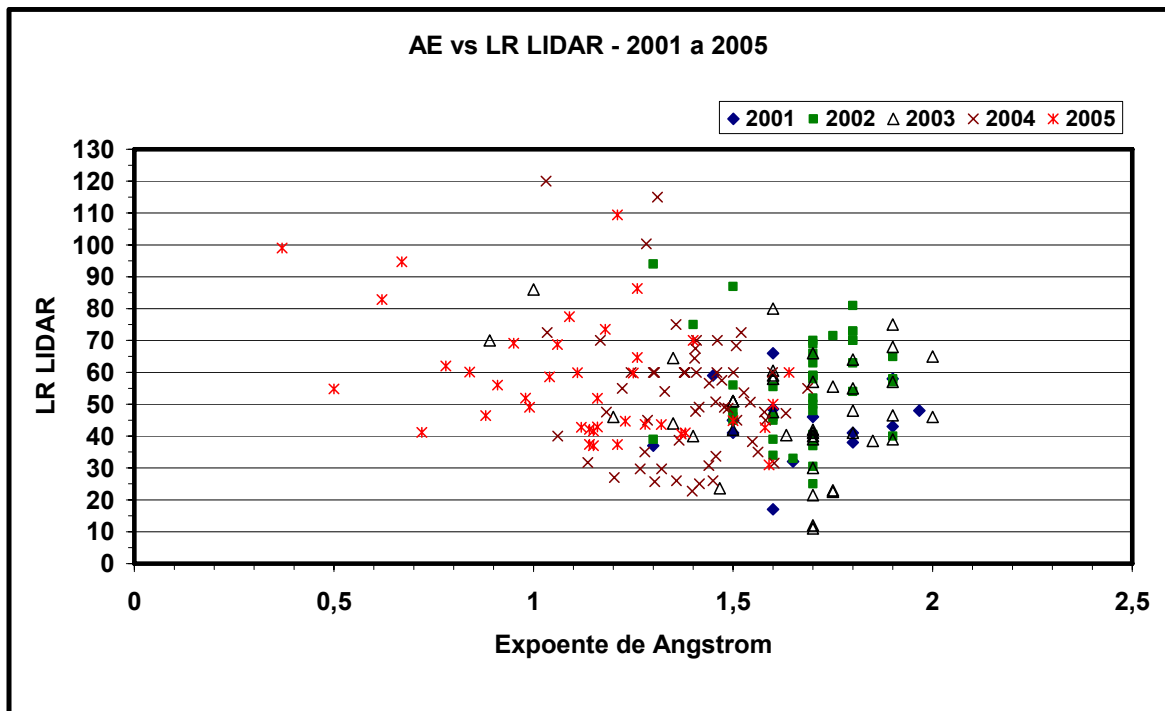


Figura 5.3: Valores de AE VS LR obtidos através do LIDAR para o período de 2001 a 2005.

Análises meteorológicas

A análise e comparação com os dados meteorológicos foi executada para alguns dias de cada mês de medidas.

As análises seguem um padrão, primeiro temos uma breve descrição sinótica do que ocorreu no mês de medidas numa visão mais ampla, muitas vezes para a região sudeste, e em seguida uma descrição sucinta para a região de estudo, São Paulo.

Análise para o mês de março.

As chuvas, que estiveram associadas à formação da ZCAS e à passagem dos sistemas frontais, variaram entre 50 mm e 250 mm em toda a Região Sudeste. Houve predominância de valores acima da normal climatológica. A exceção ocorreu em grande parte do Estado de São Paulo e em pequenas áreas nos demais Estados. No dia 20, fortes pancadas de chuva e granizo atingiram as áreas central e norte de São Paulo. As cidades de Campinas e Sumaré, no interior, foram castigadas por chuvas intensas entre os dias 22 e 24, que provocaram danos à população local (Climanálise, 2005). A direção do vento predominante no mês de março foi SSE.

No dia 10 de março foram coletados dados do LIDAR no período das 09:53 às 10:55h. Observa-se pela figura do LIDAR e pelo gráfico da temperatura potencial, que a altura da camada limite foi estimada em torno de 600 metros. Pela figura do LIDAR observa-se a estratificação de camadas desde 600 metros até cerca de 3 km. Pelo gráfico do coeficiente de extinção, podemos observar a evolução vertical da presença de aerossóis na atmosfera, sendo que entre 9 e 10 horas temos a presença de uma perturbação em torno de 800 metros e depois mantém-se constante até em torno de 2,4 km. O valor médio do coeficiente de Angstron ficou entre 1,20 e 1,40, ou seja, presença de aerossóis da moda fina. A espessura óptica máxima encontrada foi de 0,33 e a estimada pelo BRAMS foi de 0,14. Logo, podemos observar ondulações na atmosfera resultantes da presença de camadas finas de aerossóis. Neste dia podemos observar uma condição desfavorável a dispersão atmosférica, devido a elevação da pressão atmosférica, diminuição da umidade relativa do ar, baixa taxa de ventilação do vento e ao gradiente de temperatura do ar observados no período de medidas do LIDAR. Neste dia não ocorreu precipitação.

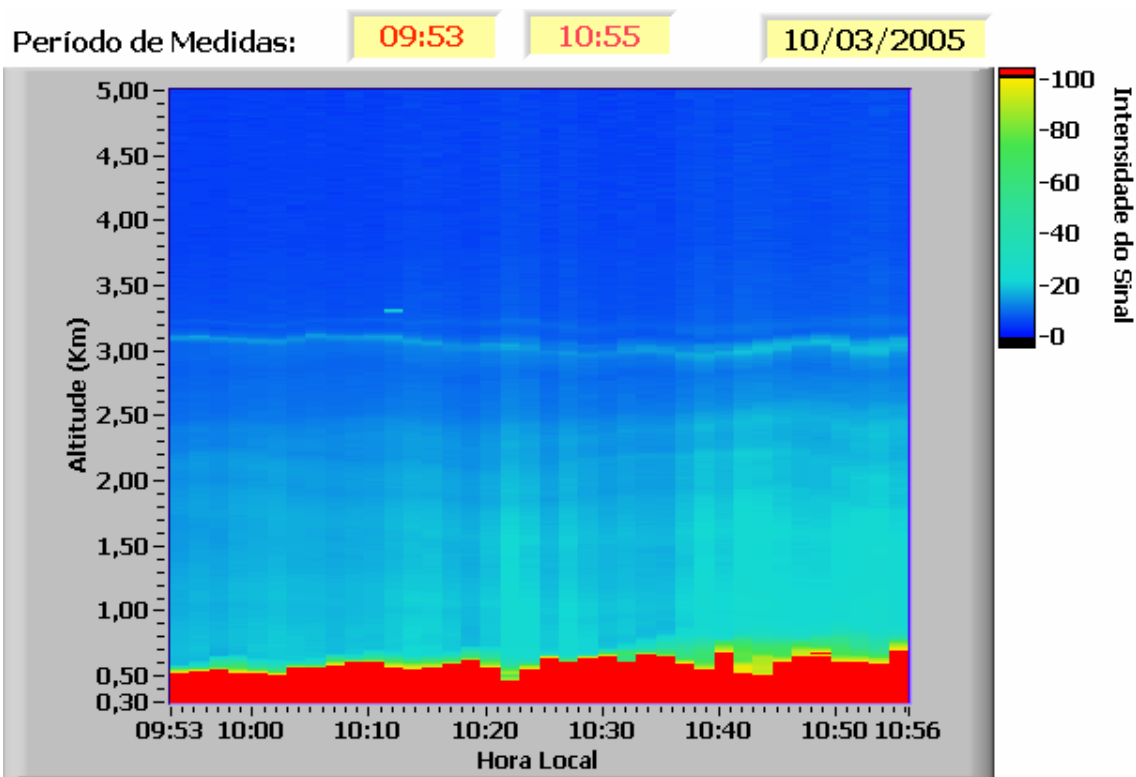


Figura 5.4: Dados do LIDAR para o dia 10 de março de 2005.

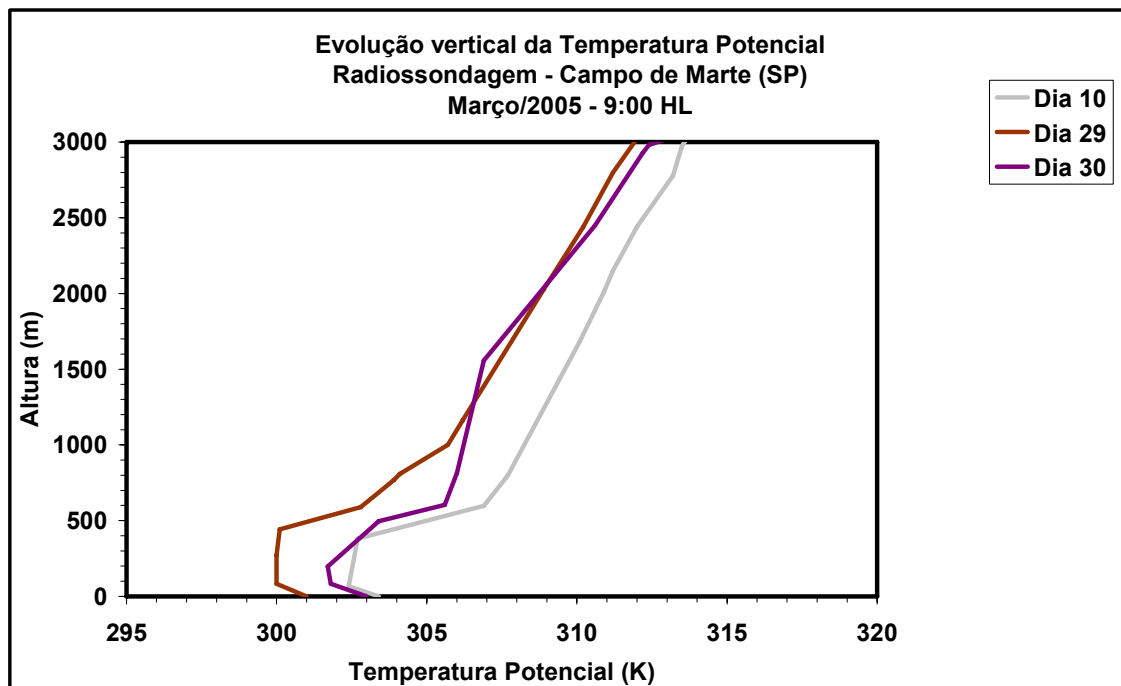


Figura 5.5: Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP) as 9h.

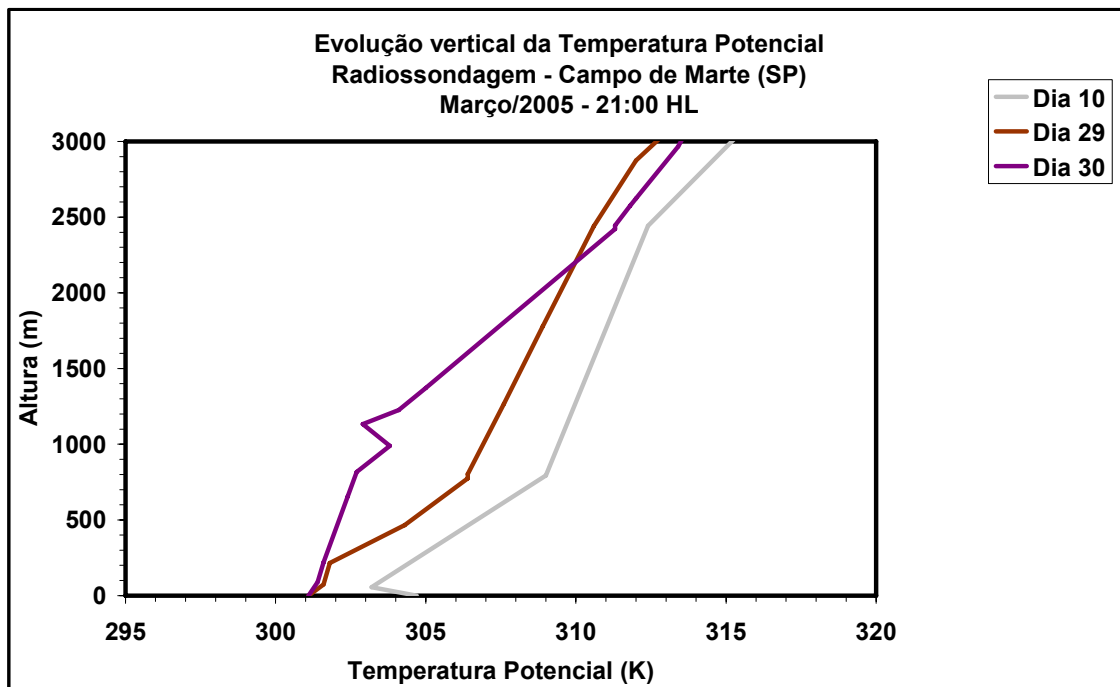


Figura 5.6: Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP) as 21h.

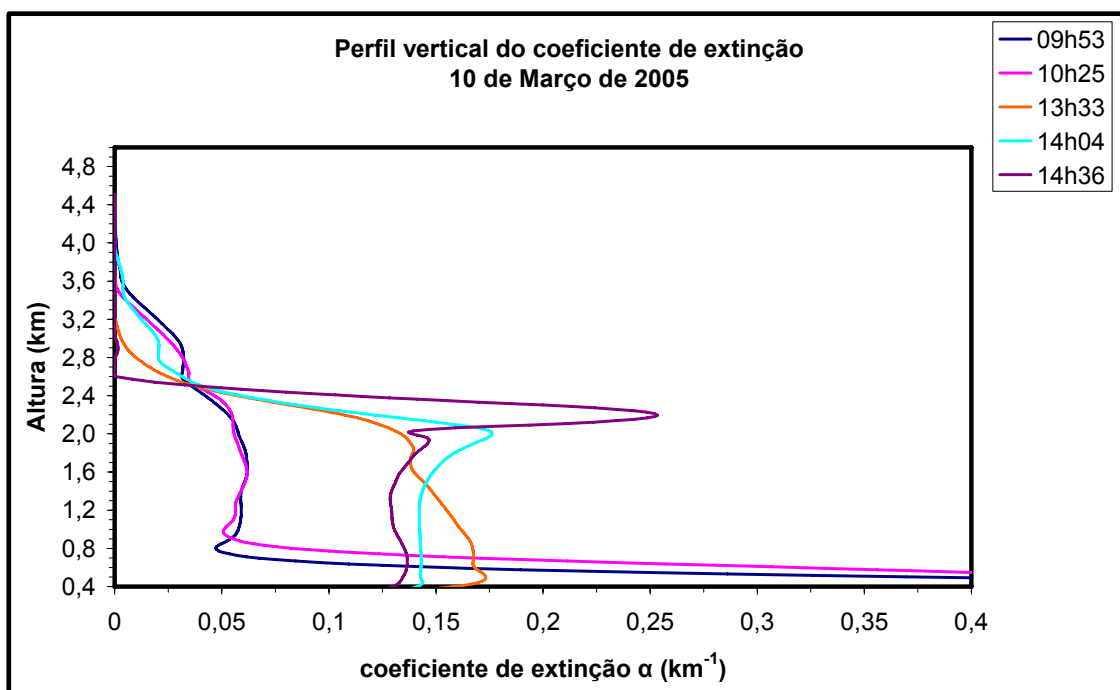


Figura 5.7: Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.

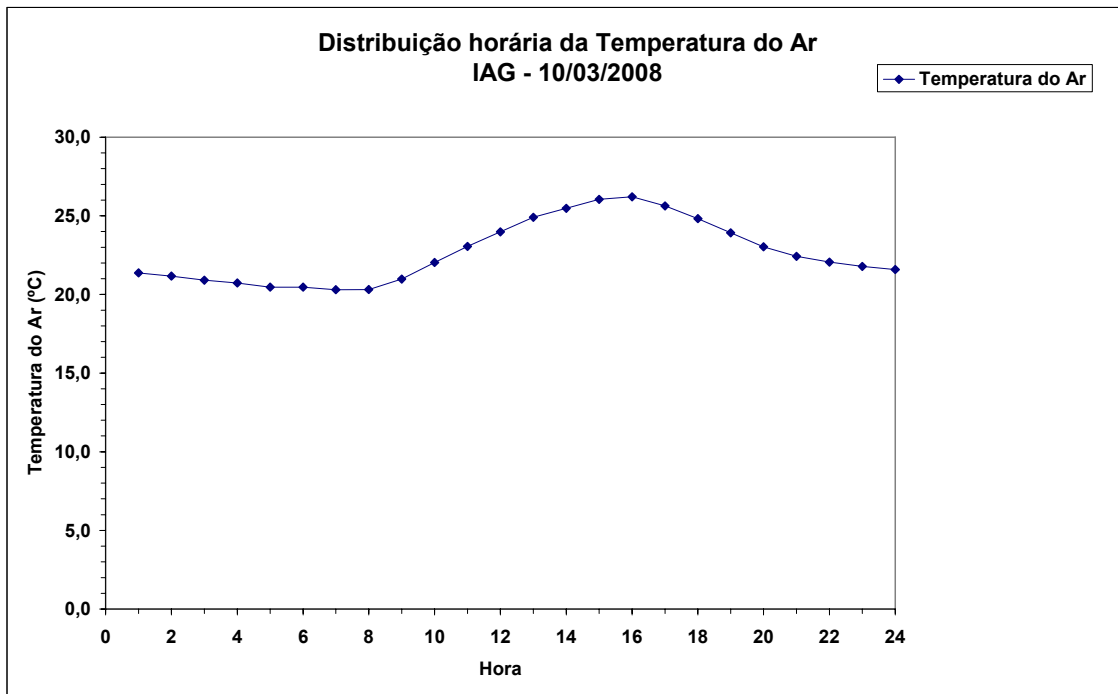


Figura 5.8: Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

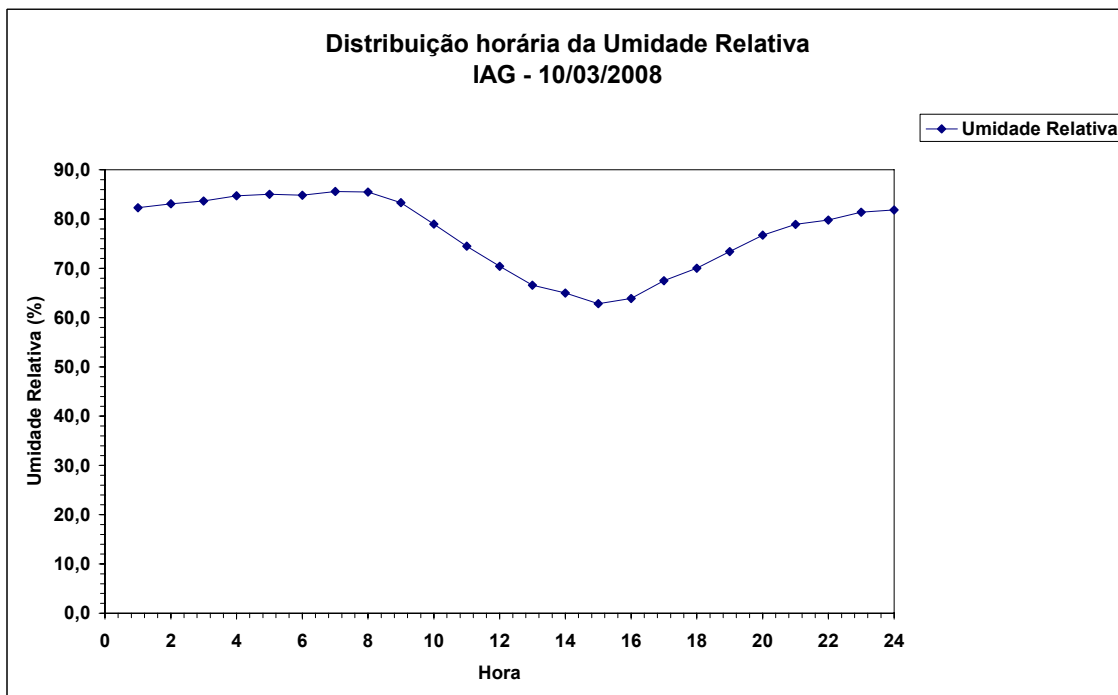


Figura 5.9: Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

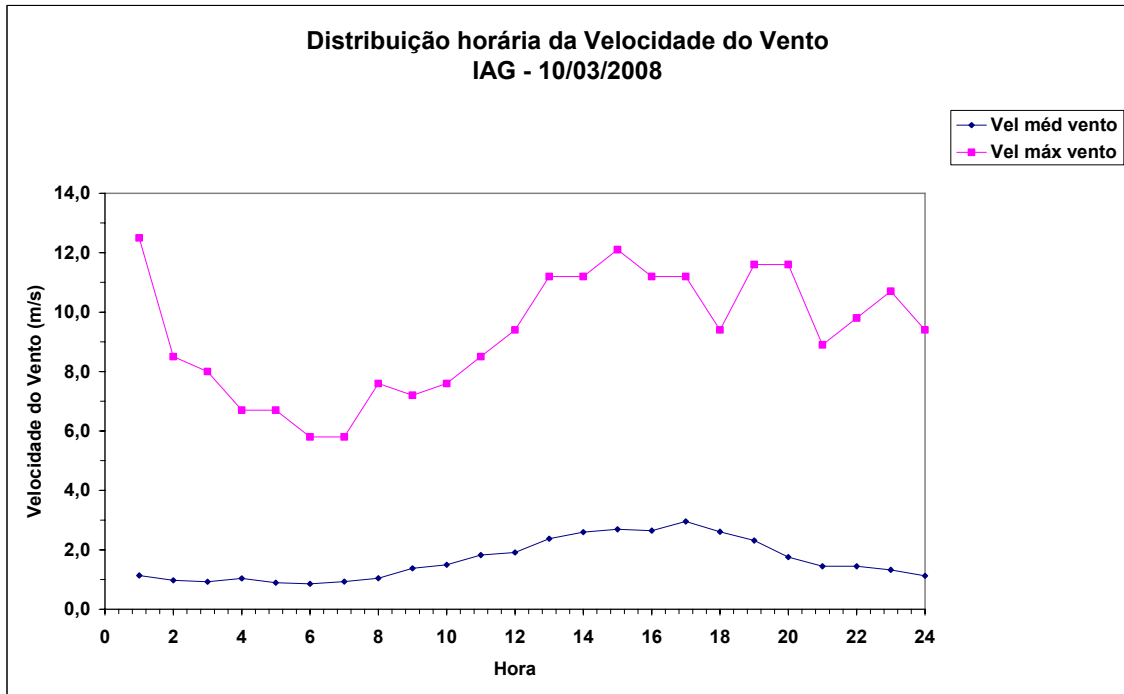


Figura 5.10: Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

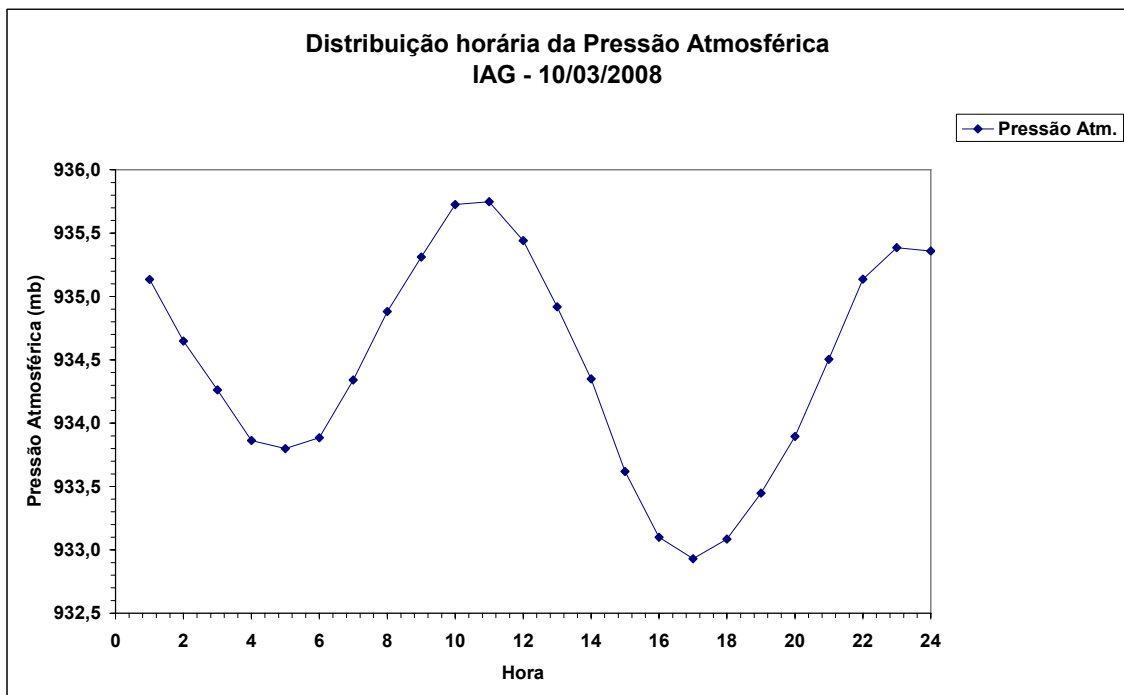


Figura 5.11: Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

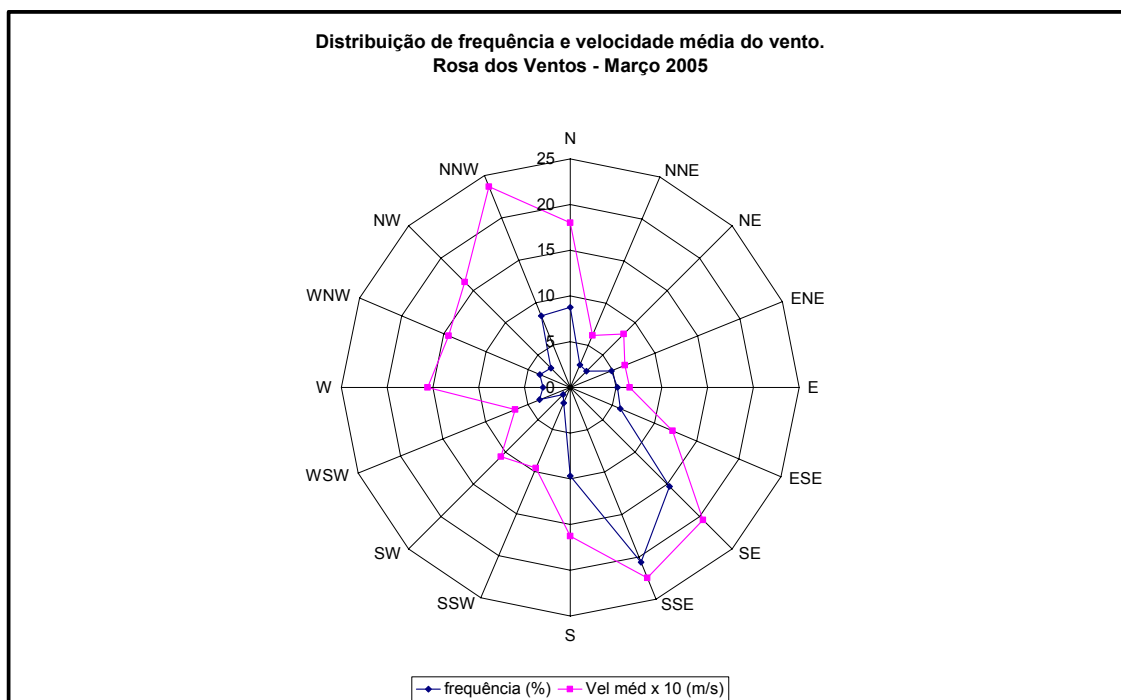


Figura 5.12: Rosa dos ventos para março de 2005.

Análise para o mês de abril.

Os sistemas frontais que atuaram na Região proporcionaram chuvas intensas e ventos fortes, principalmente no litoral norte de São Paulo. Contudo, as chuvas estiveram abaixo da média histórica em praticamente toda a Região. Foram observadas chuvas acima da média apenas em pequenas áreas no norte e sudoeste de São Paulo, no leste de Minas Gerais e no sul do Rio de Janeiro (Climanálise, 2005).

No dia 19 foram realizadas medidas com o LIDAR entre 09h44 e 19h03, com um intervalo entre 12h01 e 15h24. Pela figura 5.13, temos a evolução CLP de 400 metros a cerca de 2 km no final da tarde e início da noite. A figura 5.14 mostra a evolução da CLP pelo método da derivada em todo o período de medidas. No primeiro período (figura 5.15), observamos a evolução da CLP de 400 metros a cerca de 1,2 km. No segundo período (figura 5.16), temos a CLP mantendo um valor médio em torno de 2 km. Pelo método de Tommasi (2006) observamos na figura 5.17 que a altura da CLP ficou em torno de 600 metros as 9h e 2,2 km as 21h. Esta análise pode ser observada através do perfil da umidade relativa (figura 5.18), onde observamos uma mudança no comportamento da umidade em torno de 400 metros as 9h e 2,2 km as 21h. Pelo coeficiente de extinção obtido através do LIDAR (figura 5.19), podemos observar uma perturbação em torno de 1,6 km. O expoente de Angstrom variou entre 0,56 e 0,63 o que indica a presença de partículas de moda fina.

Este dia estava sob forte influência da frente fria que se aproximava do Estado de São Paulo, observada pela imagem de satélite na figura 5.24. Durante as medidas, foi observado visualmente a presença de cirrus no céu e podemos

identificar essa presença através da figura 5.13. Observa-se em torno de 8 a 10 km de altitude a presença dos cirrus. A presença de cirrus, associado a outras variáveis, é um primeiro indicativo da presença próxima de um sistema frontal. Neste dia, as condições de dispersão atmosféricas estavam desfavoráveis mesmo com boa taxa de ventilação (figuras 5.22 e 5.24), a umidade relativa teve uma queda ao longo do dia, após o meio dia associada a elevação de temperatura também no mesmo horário.

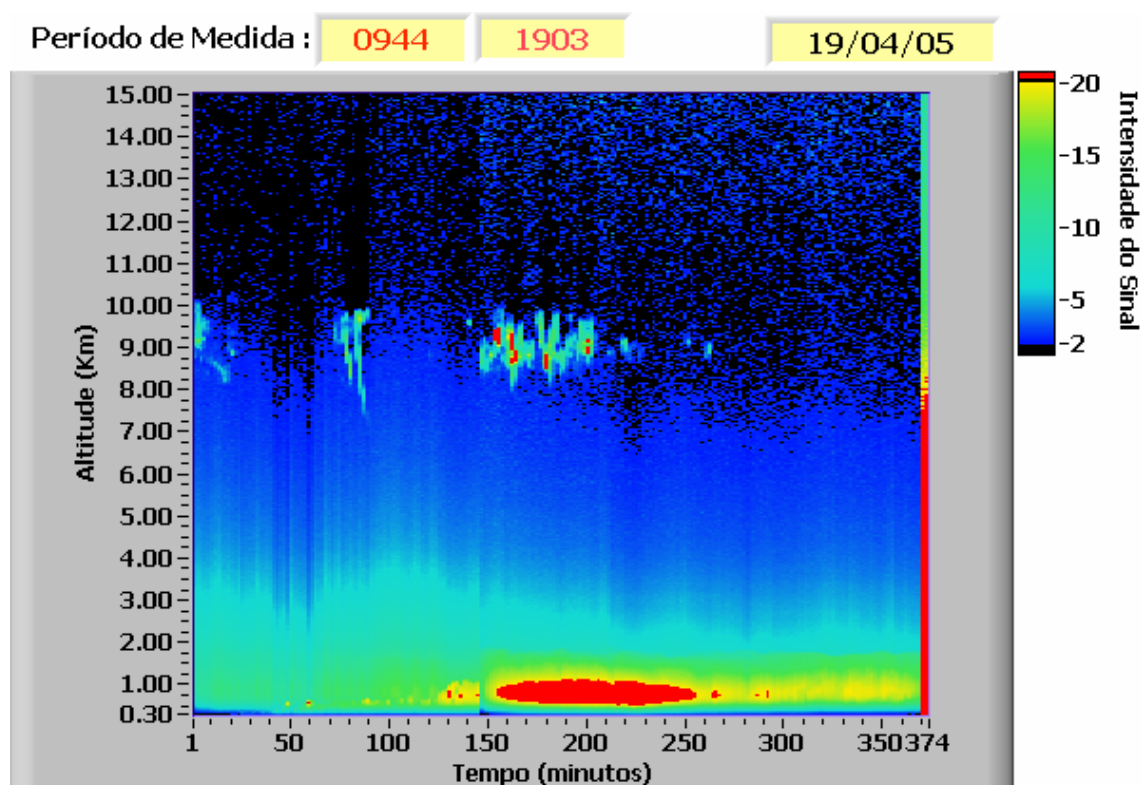


Figura 5.13: Dados do LIDAR para o dia 19 de abril de 2005 (até 15 km).

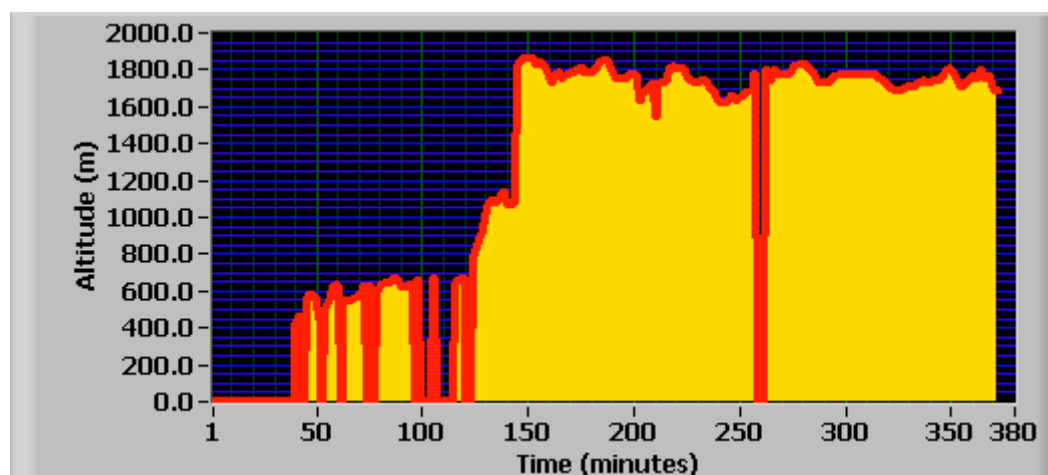


Figura 5.14: Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.

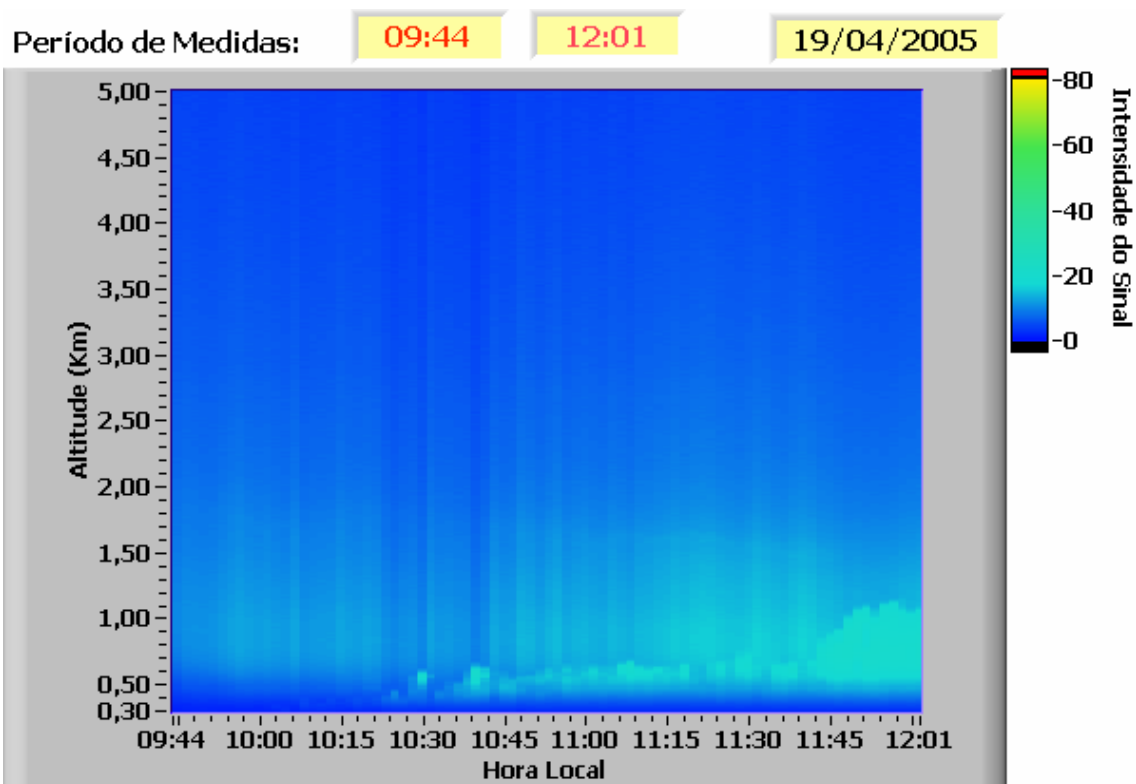


Figura 5.15: Dados do LIDAR para o dia 19 de abril de 2005 (até 5km, 09:44h as 12:01h).

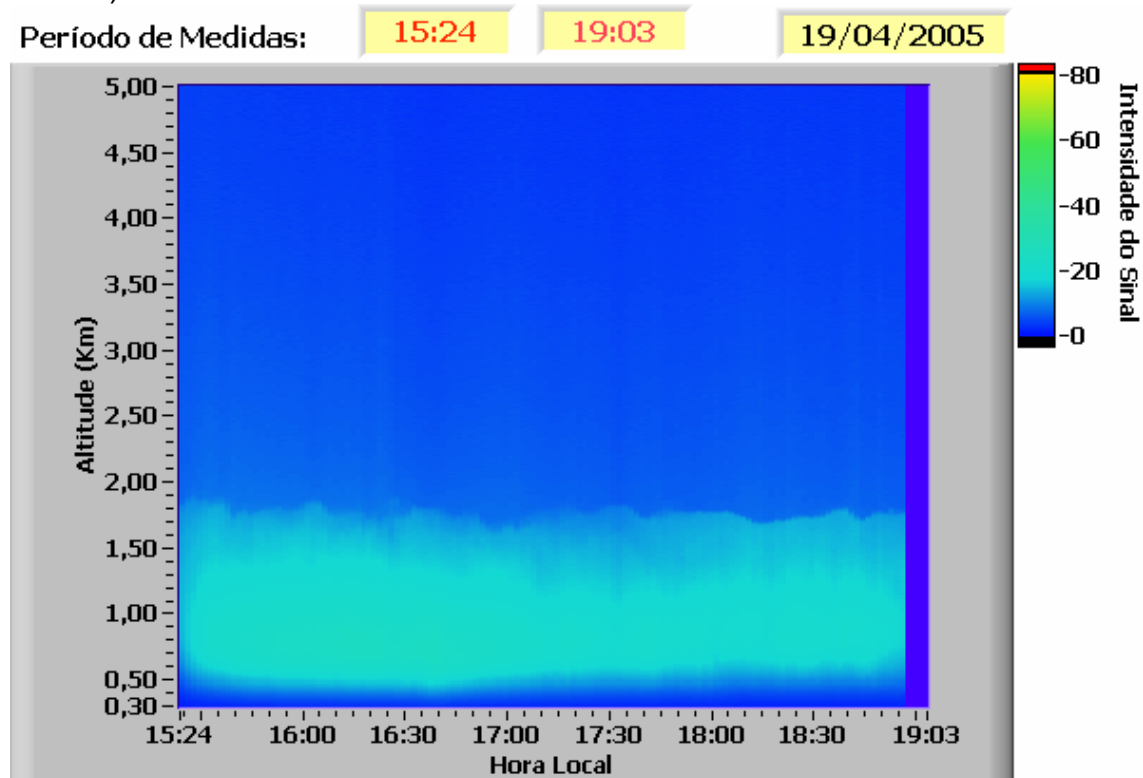


Figura 5.16: Dados do LIDAR para o dia 19 de abril de 2005 (até 5km, 15:24h as 19:03h).

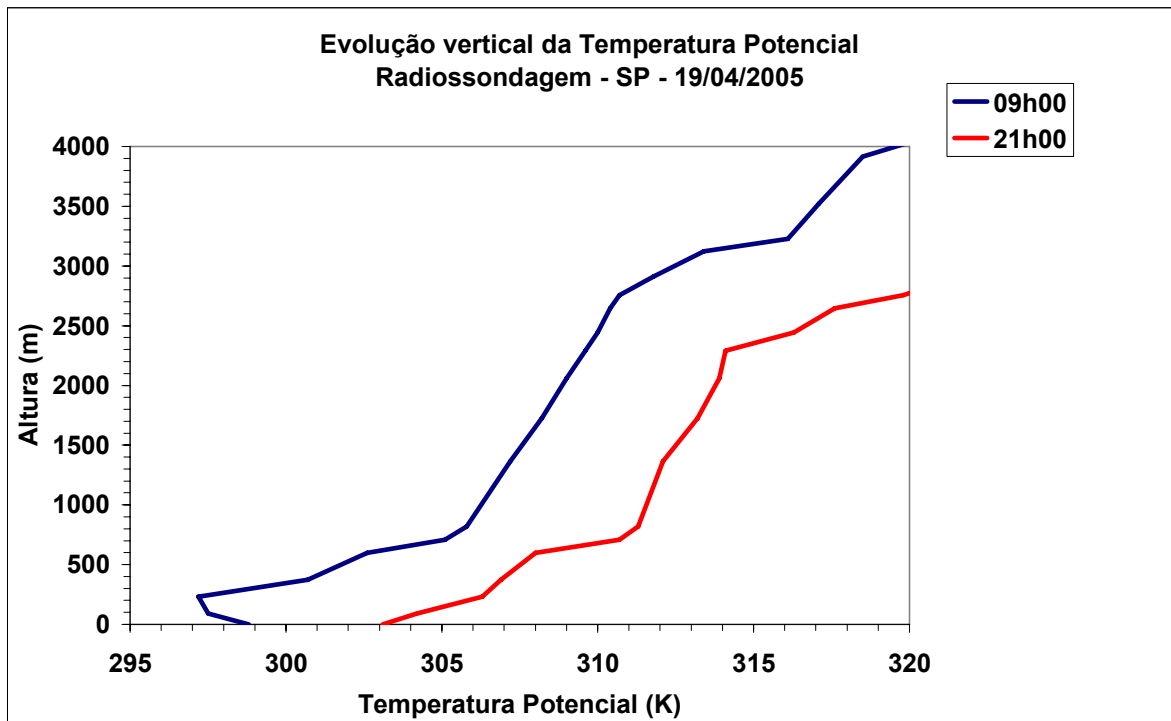


Figura 5.17: Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

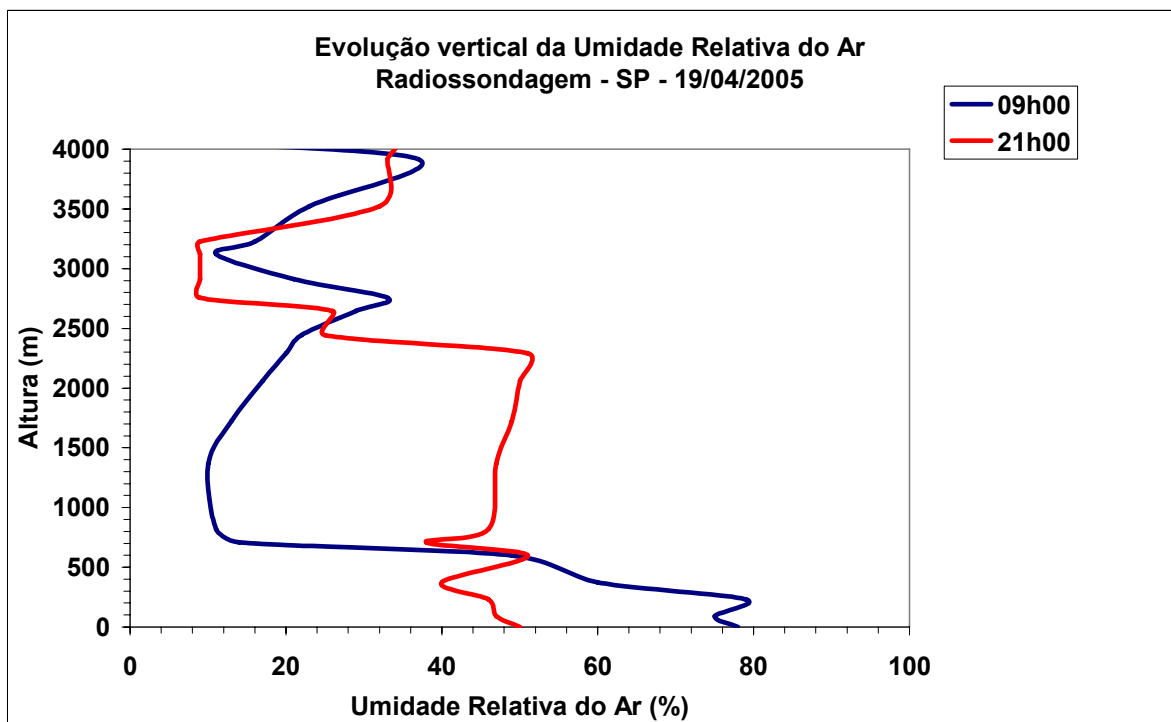


Figura 5.18: Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

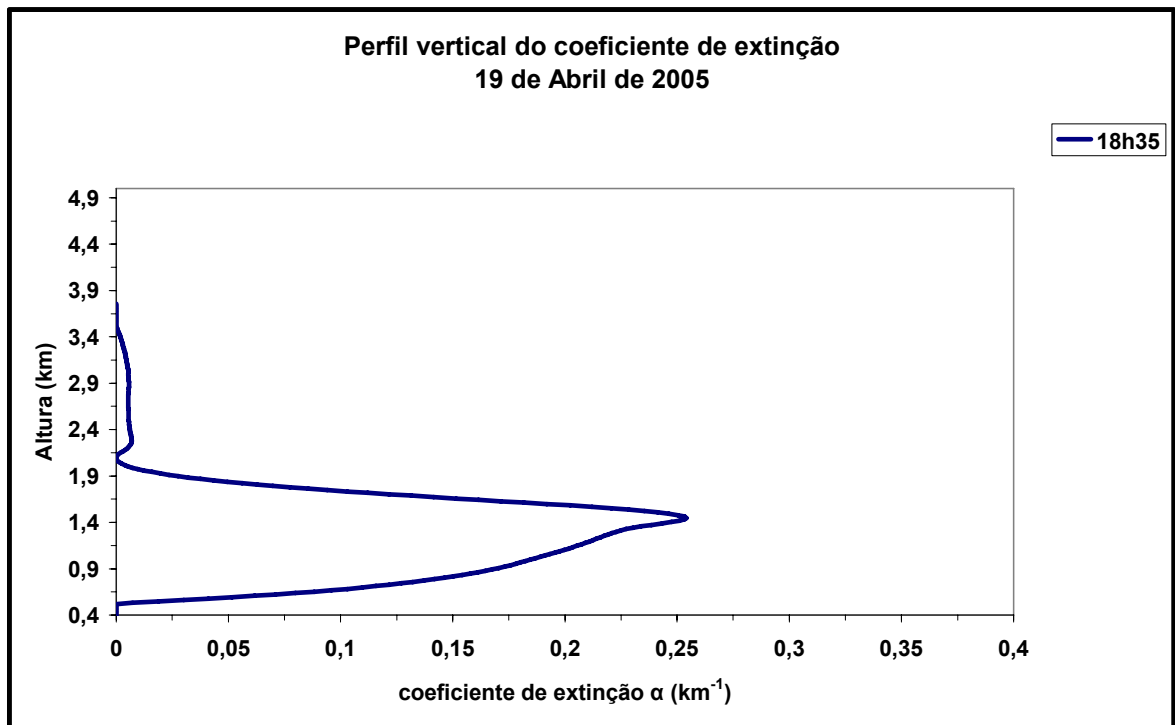


Figura 5.19: Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.

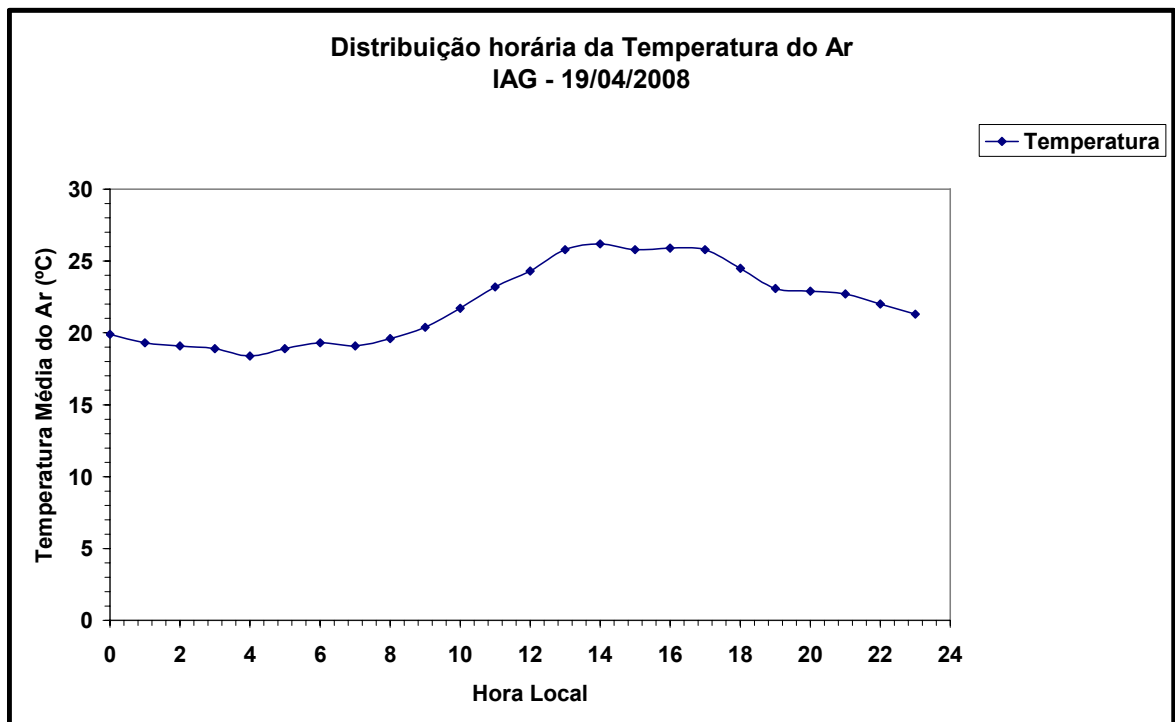


Figura 5.20: Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

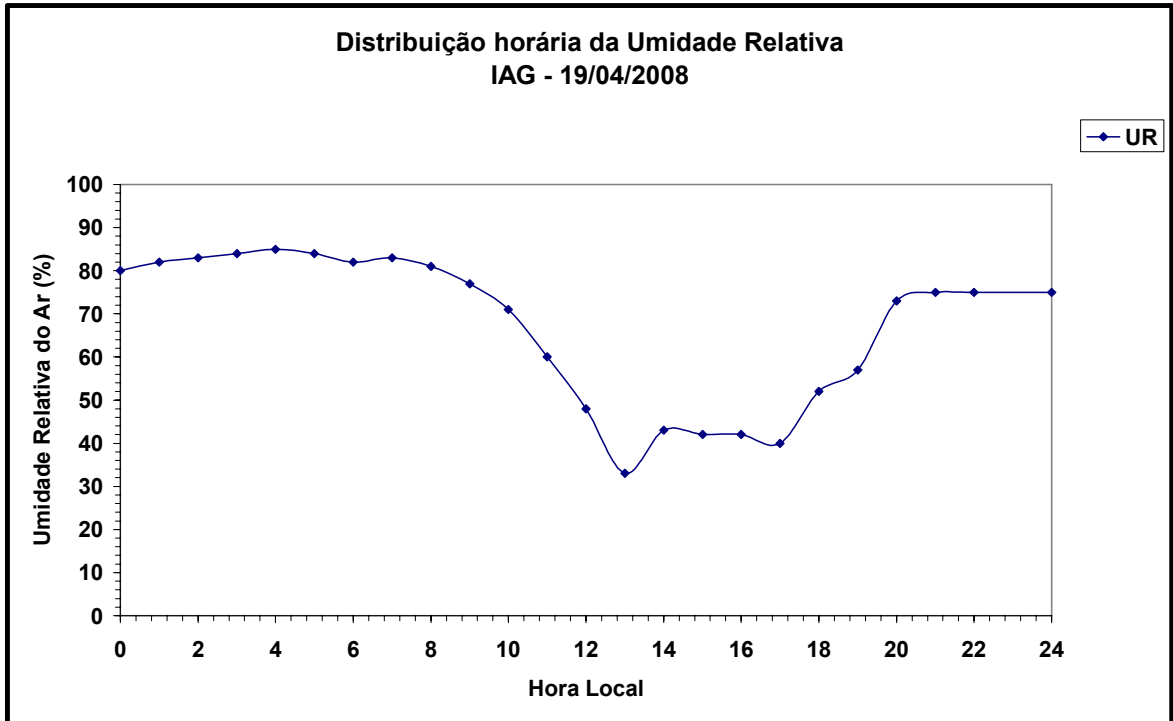


Figura 5.21: Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

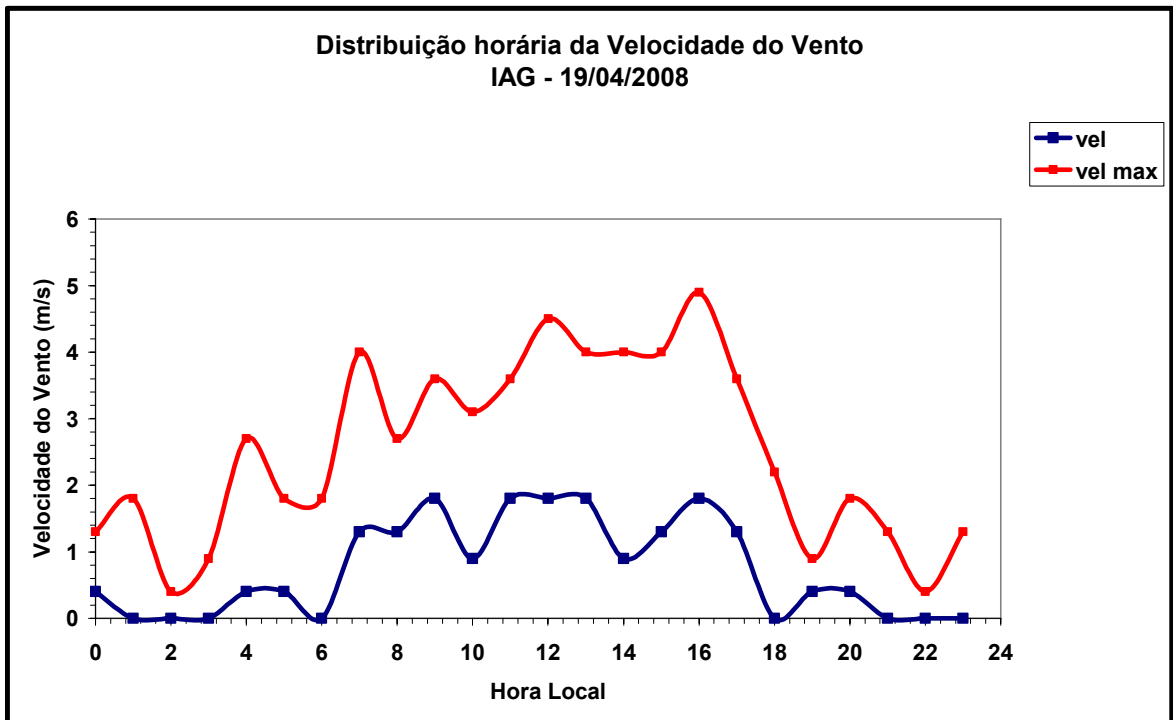


Figura 5.22: Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

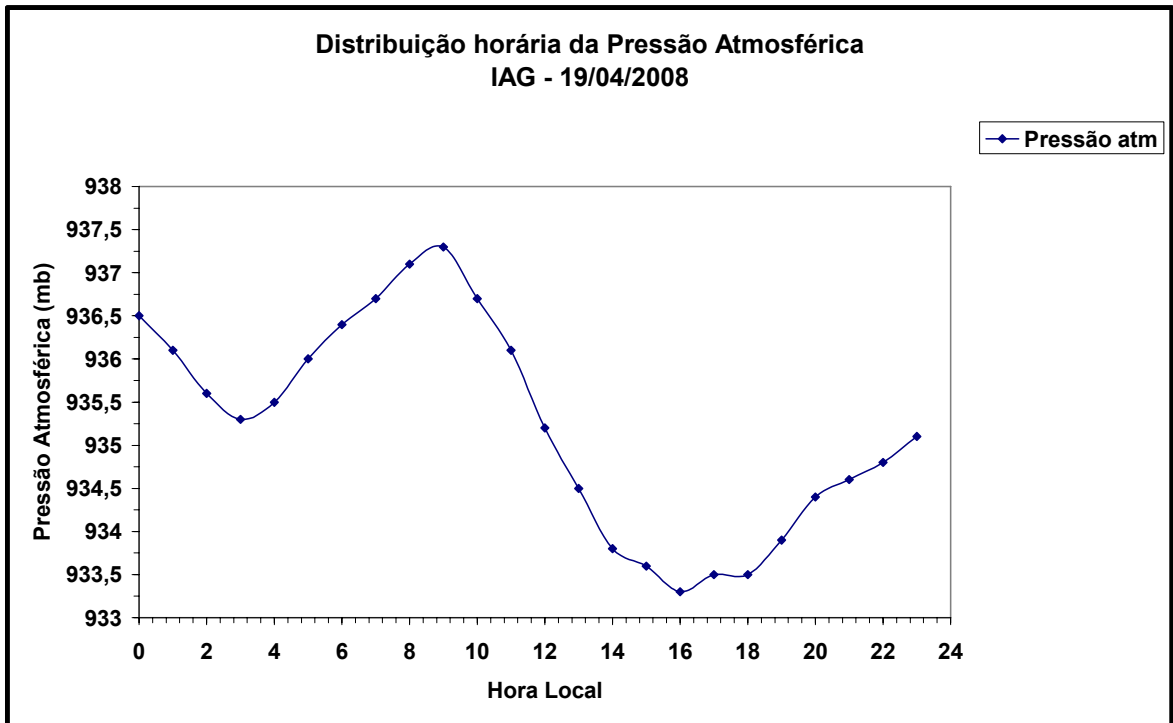


Figura 5.23: Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

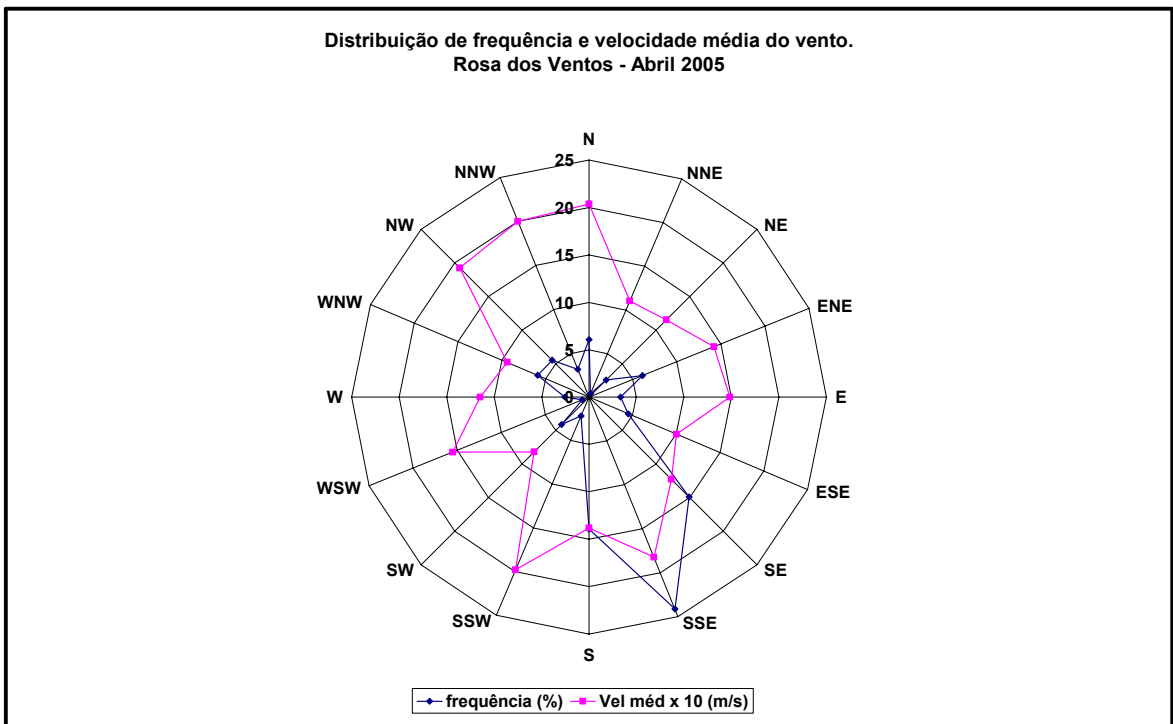


Figura 5.24: Rosa dos ventos para abril de 2005.

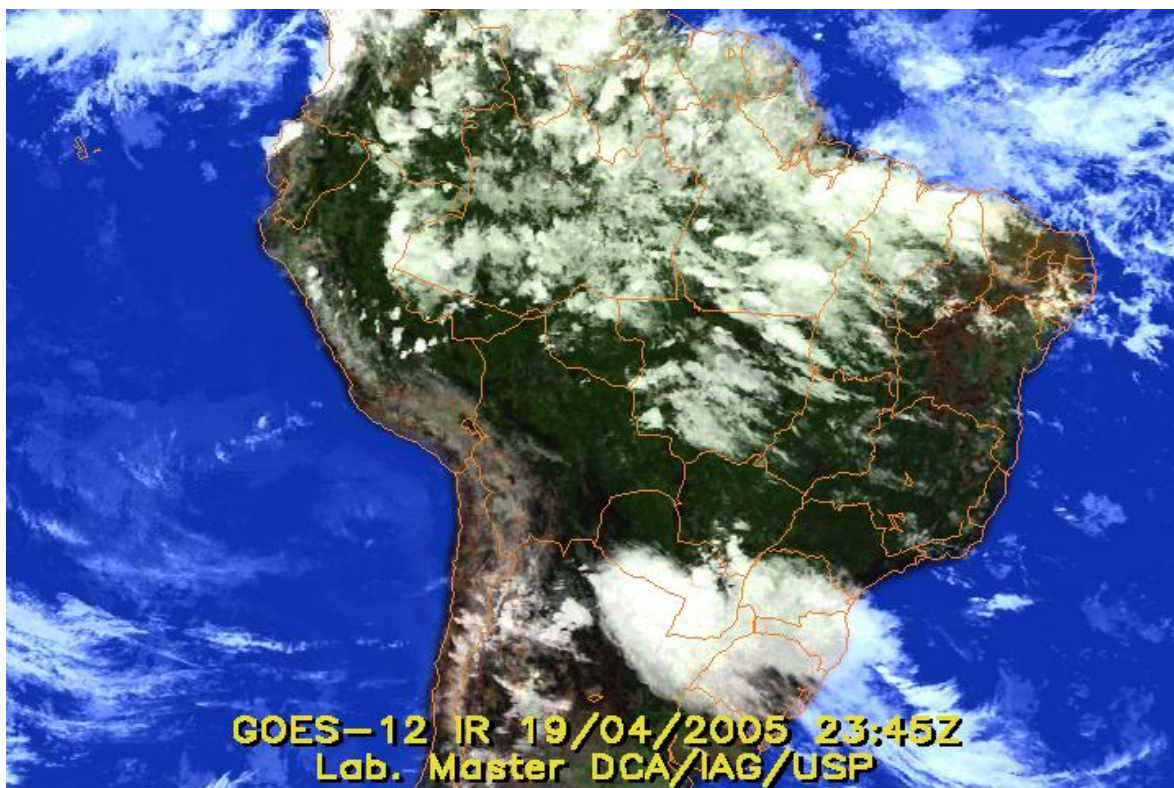


Figura 5.25: Imagem de satélite indicando a presença de nebulosidade próximo de SP.

Análise para o mês de maio.

A ocorrência de eventos extremos de chuva foi o destaque para a Região Sudeste. No dia 09 de maio, uma tromba d'água formou-se sobre o oceano, próximo ao litoral de Ubatuba, mas não chegou a atingir a praia. Na tarde do dia 24, houve a formação de grande instabilidade atmosférica sobre o sul desta Região, com o registro de chuva forte em praticamente todo o Estado de São Paulo. Na capital, o total acumulado foi igual a 135 mm neste dia. Em Indaiatuba, interior de São Paulo, houve a formação de um tornado que causou grandes prejuízos para a população local. Considerando-se que normalmente chove pouco nesta época do ano, as chuvas que se concentraram entre os dias 21 e 26 foram suficientes para que o total acumulado excedesse a climatologia em praticamente toda a Região (Climanálise, 2005). A direção do vento predominante foi SSE.

No dia 31 de maio foram realizadas medidas com o LIDAR no período das 09:18h as 15:12h. Pelo método da derivada, temos que a altura da CLP variou entre 400 m (no início da manhã) e 1400 m. Pela radiossondagem, as 9h observamos que a CLP está em torno de 500 m. Pelo coeficiente de extinção temos uma mudança no perfil por volta de 900 m. O coeficiente de Angstrom nesse dia oscilou entre 0,54 e 0,76, o que caracteriza a presença de partículas de moda grossa. O valor máximo de AOT foi de 0,16. Neste dia foi possível

identificar, em conjunto a imagens de satélites, a presença de um sistema frontal sobre a cidade de São Paulo.

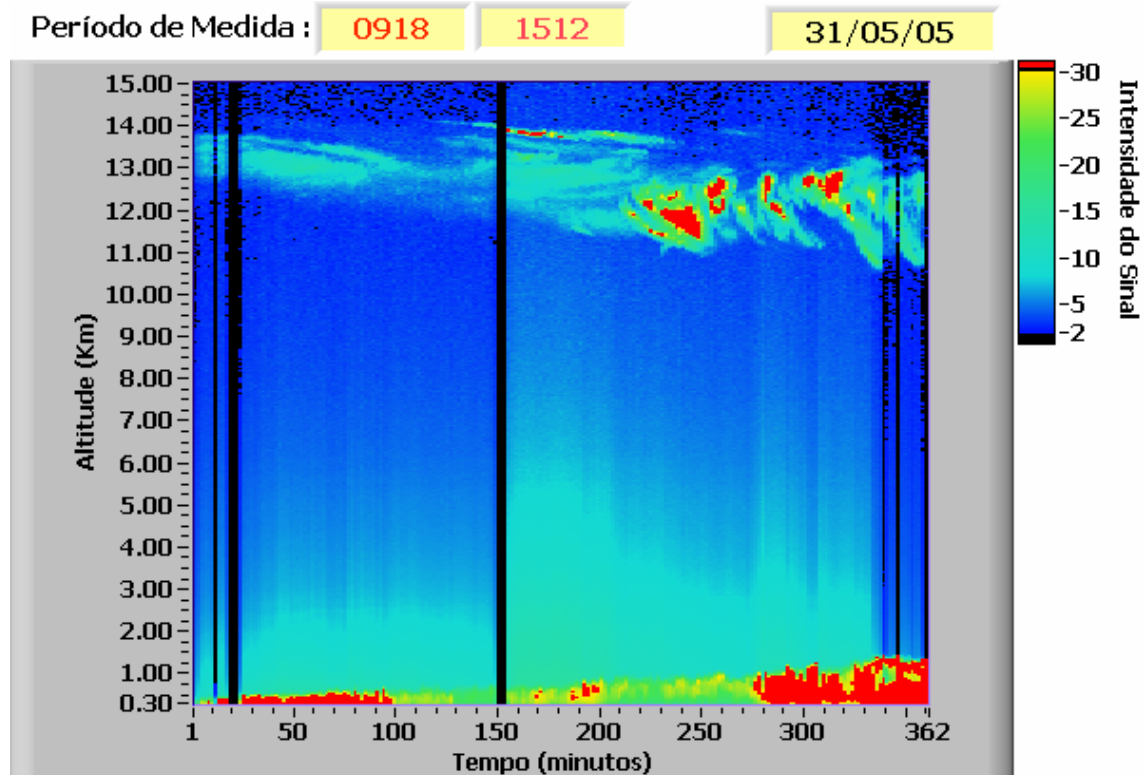


Figura 5.26: Dados do LIDAR para o dia 31 de maio de 2005 (até 15 km).

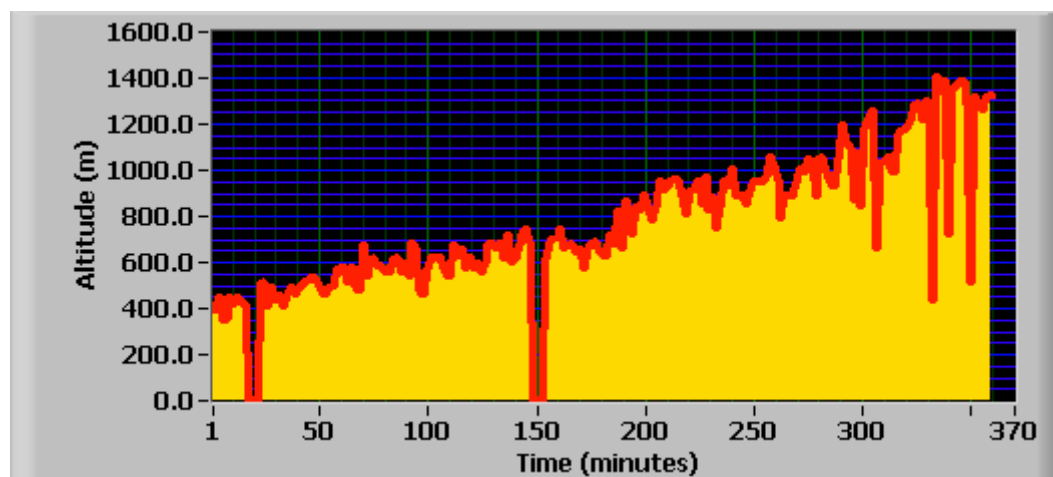


Figura 5.27: Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.

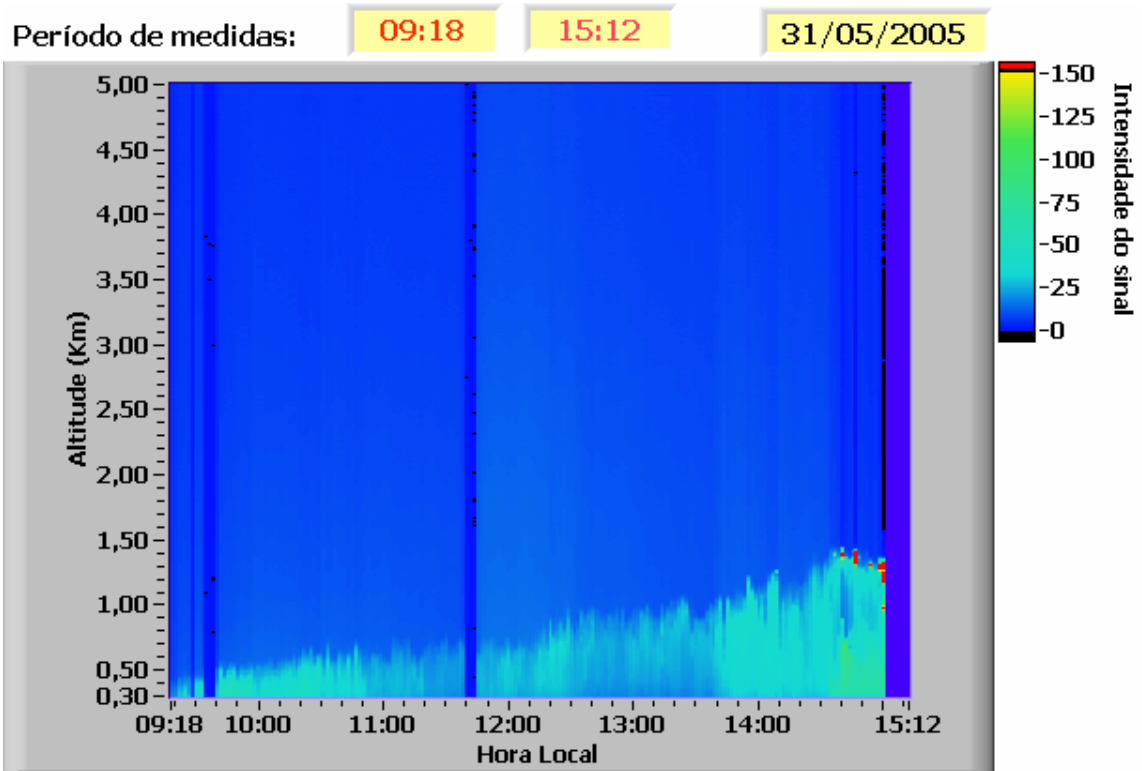


Figura 5.28: Dados do LIDAR para o dia 31 de maio de 2005 (até 5km).

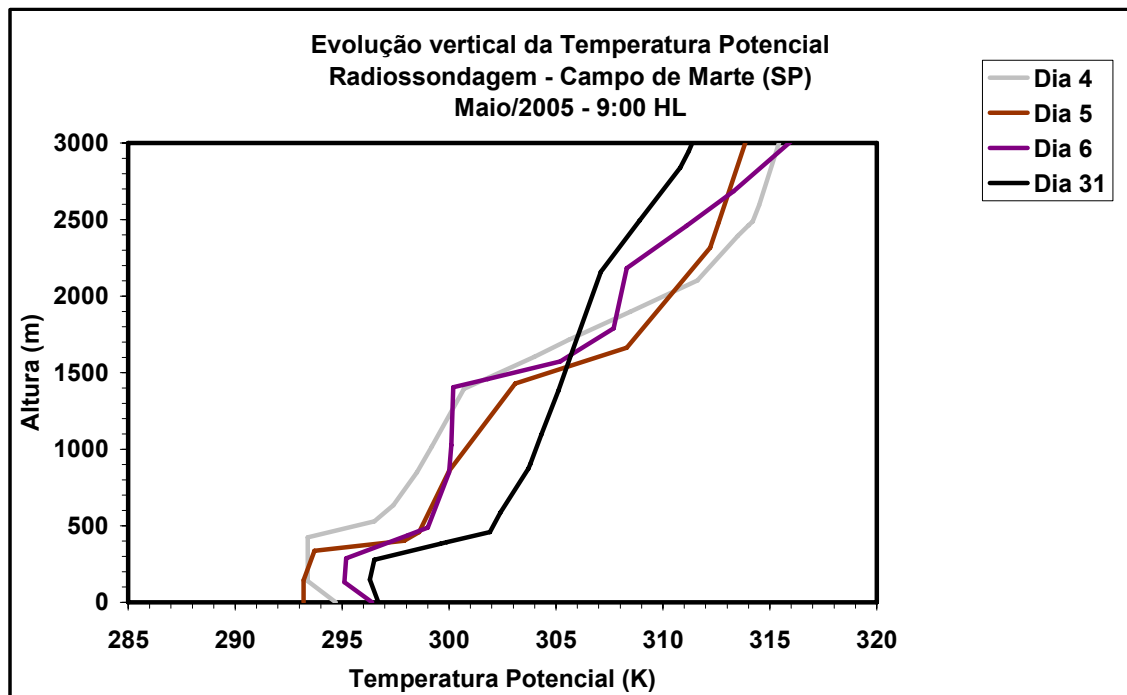


Figura 5.29: Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP) as 9h.

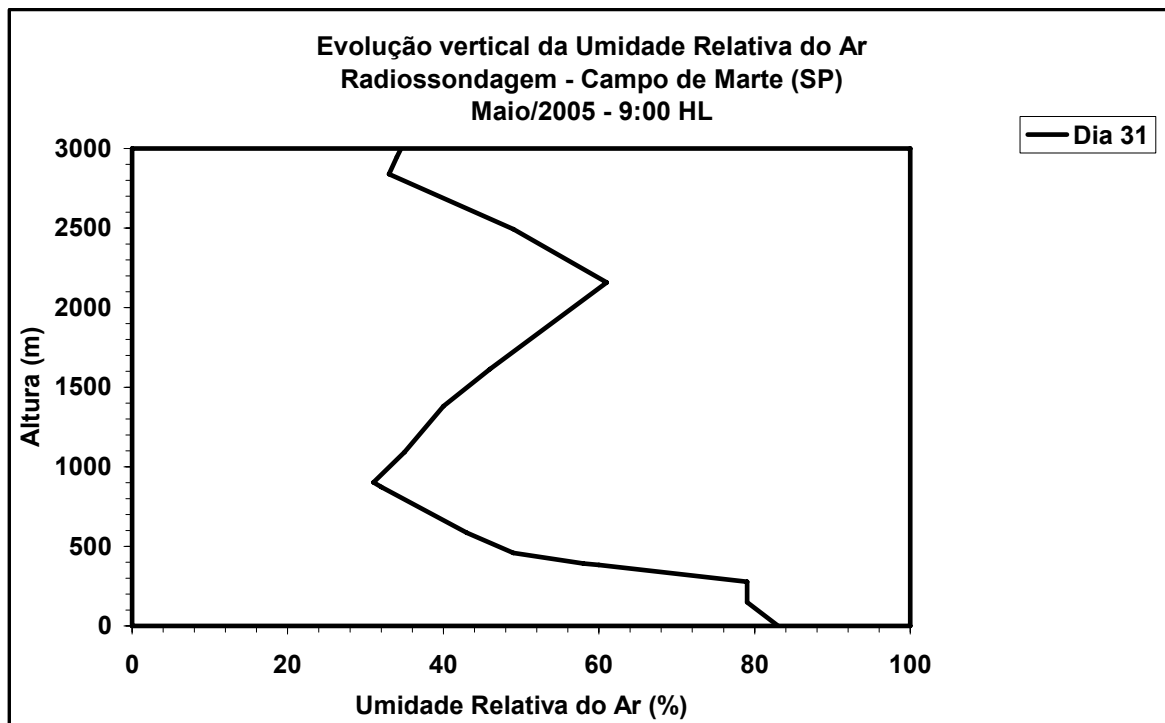


Figura 5.30: Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

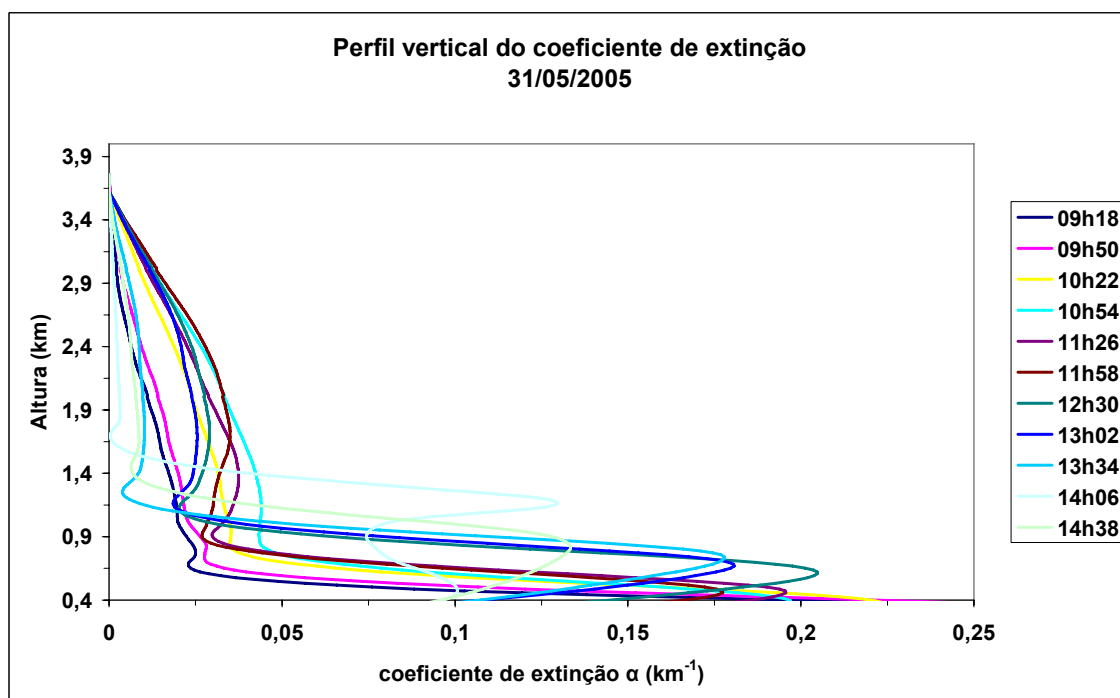


Figura 5.31: Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.

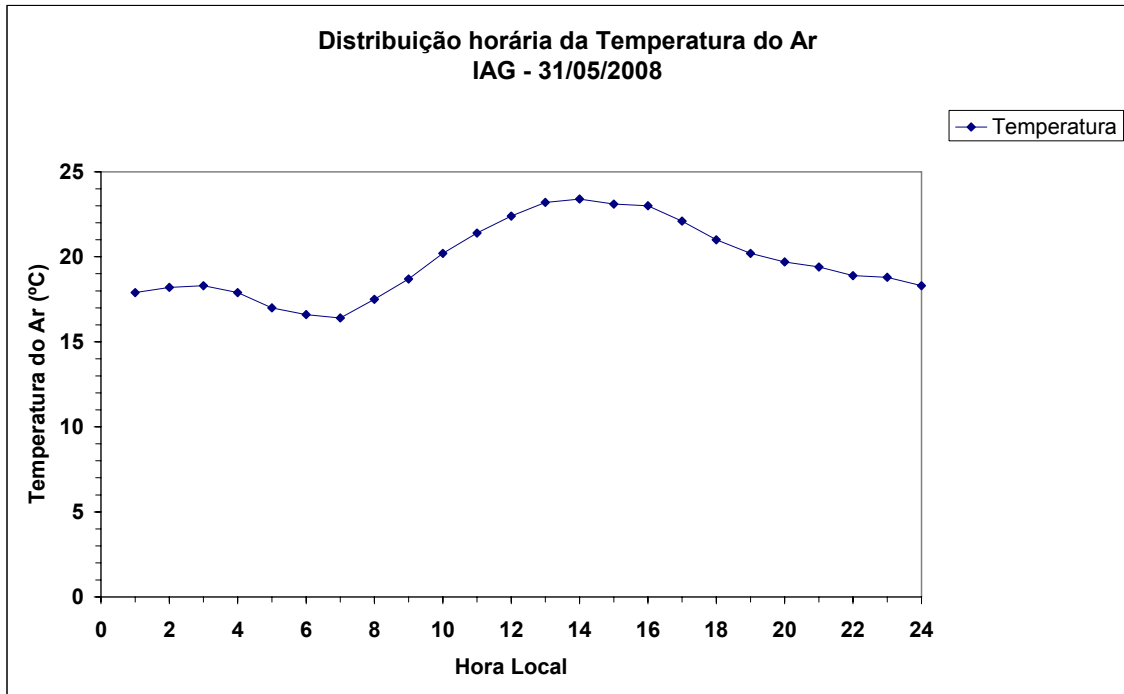


Figura 5.32: Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

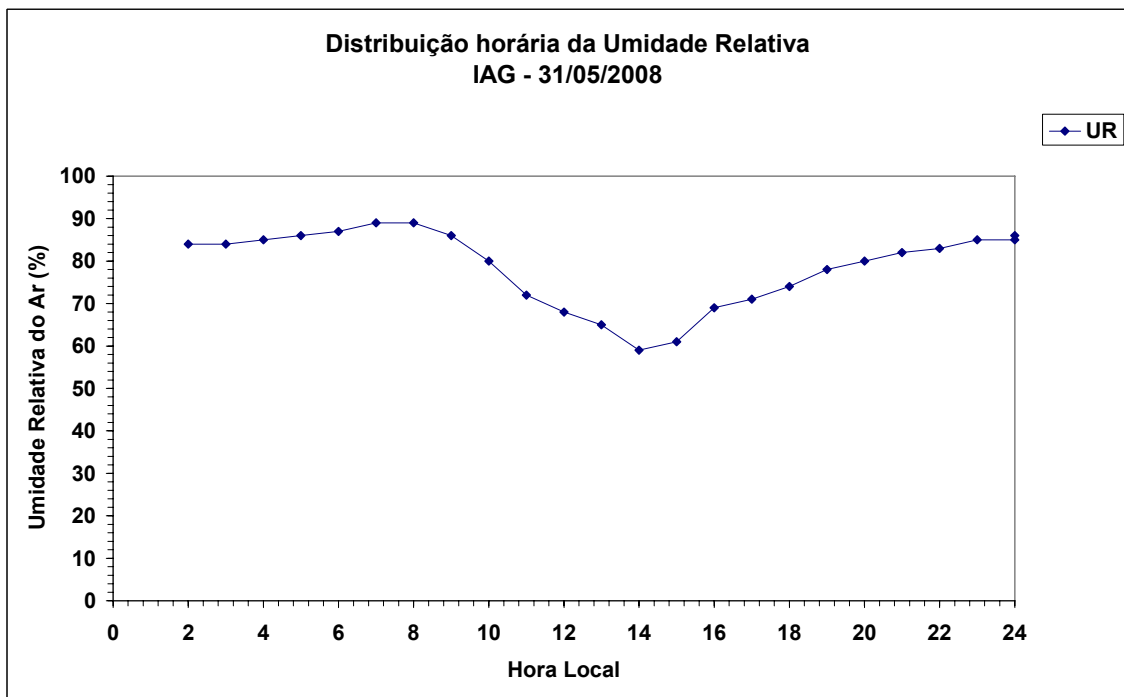


Figura 5.33: Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

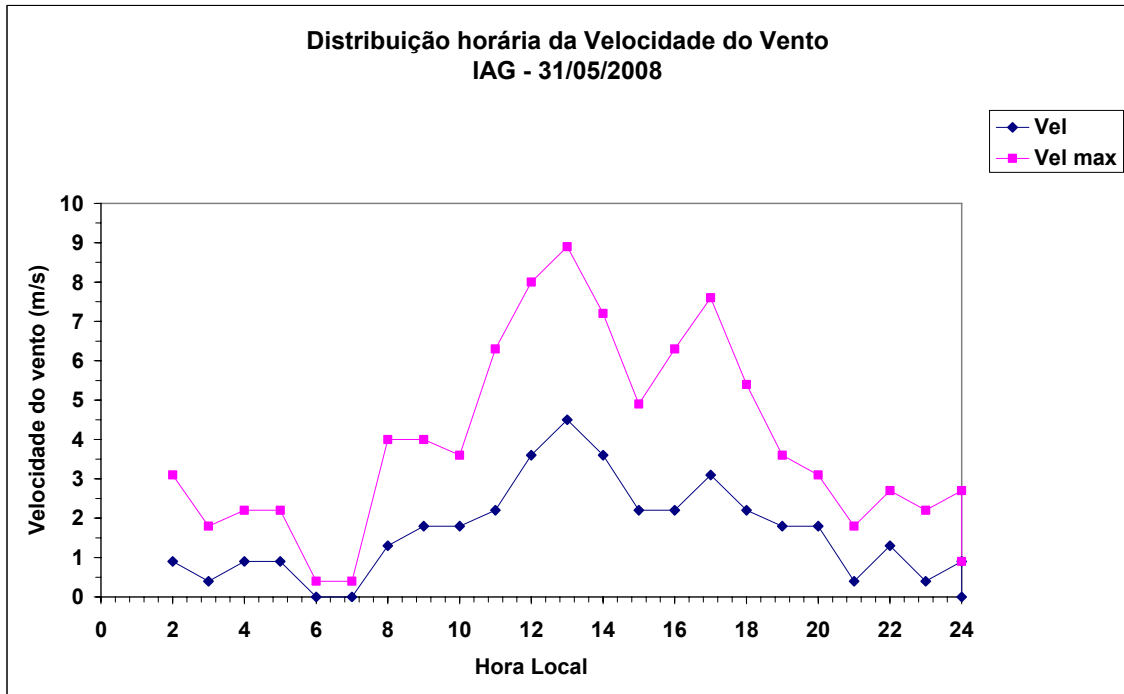


Figura 5.34: Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

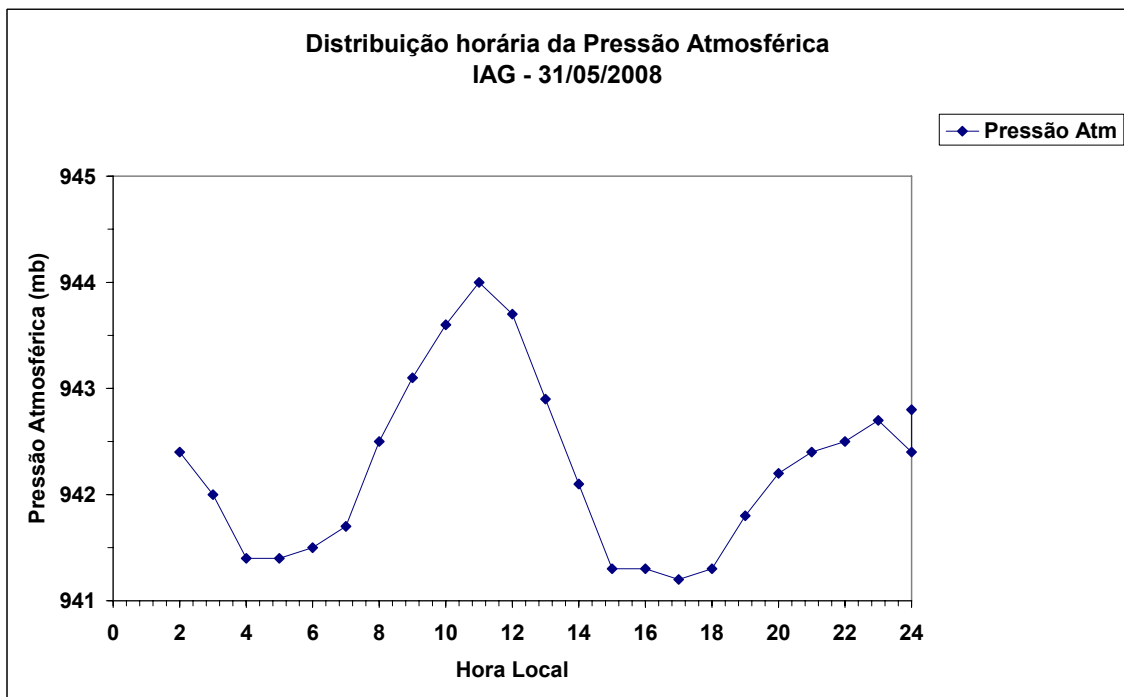


Figura 5.35: Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

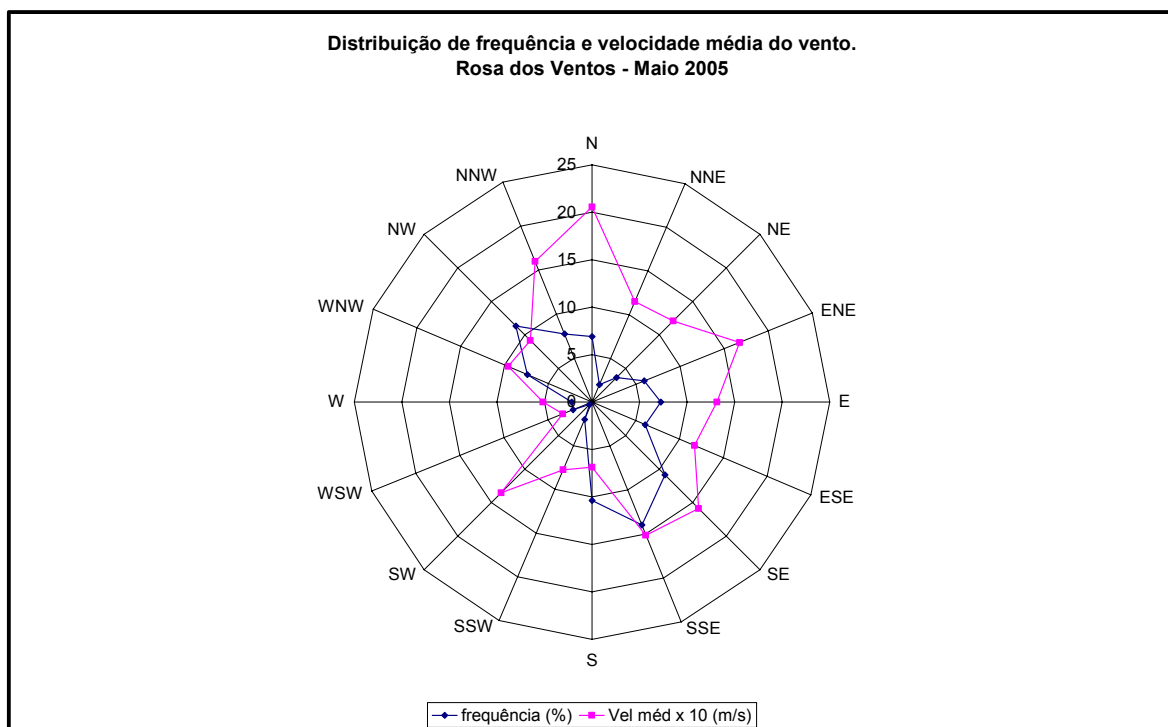


Figura 5.36: Rosa dos ventos para maio de 2005.

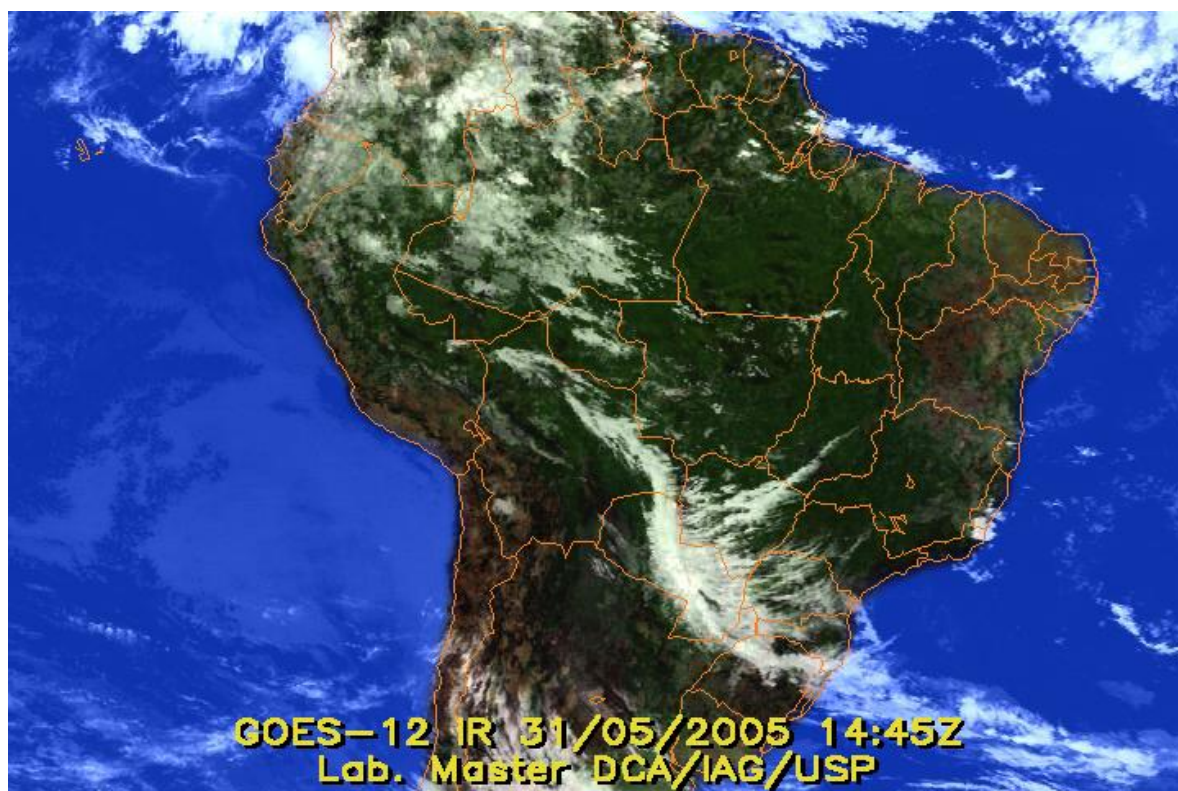


Figura 5.37: Imagem de satélite indicando a presença de um sistema frontal.

Análise para o mês de junho.

A fraca atuação dos sistemas frontais contribuiu para a ocorrência de chuvas abaixo da média histórica em grande parte da Região Sudeste. Os valores observados estiveram acima da média histórica apenas no nordeste de Minas Gerais, no norte do Espírito Santo e no norte do Rio de Janeiro (Climanálise, 2005). A direção do vento predominante no mês foi SSE.

No dia 6 de junho de 2005, foram realizadas medidas com o LIDAR no período das 14:25h as 17:02h. Nesse período a altura da CLP variou de 500 m no período da manhã (radiossondagem das 9h) até cerca de 1 km (radiossondagem das 21h). Pelo LIDAR (método da derivada), podemos observar que a altura da camada de mistura variou de 700 a 1100 m. Pelo perfil vertical do coeficiente de extinção torna-se constante em torno de 900 m nos intervalos analisados. O expoente de Angstrom variou entre 0,60 e 0,97 o que indica a presença de partículas de moda fina. Nesse dia as condições atmosféricas estavam desfavoráveis a dispersão de poluentes, com alta temperatura, baixa taxa de ventilação, pressão atmosférica em elevação e umidade relativa em queda. Neste dia não ocorreu precipitação.

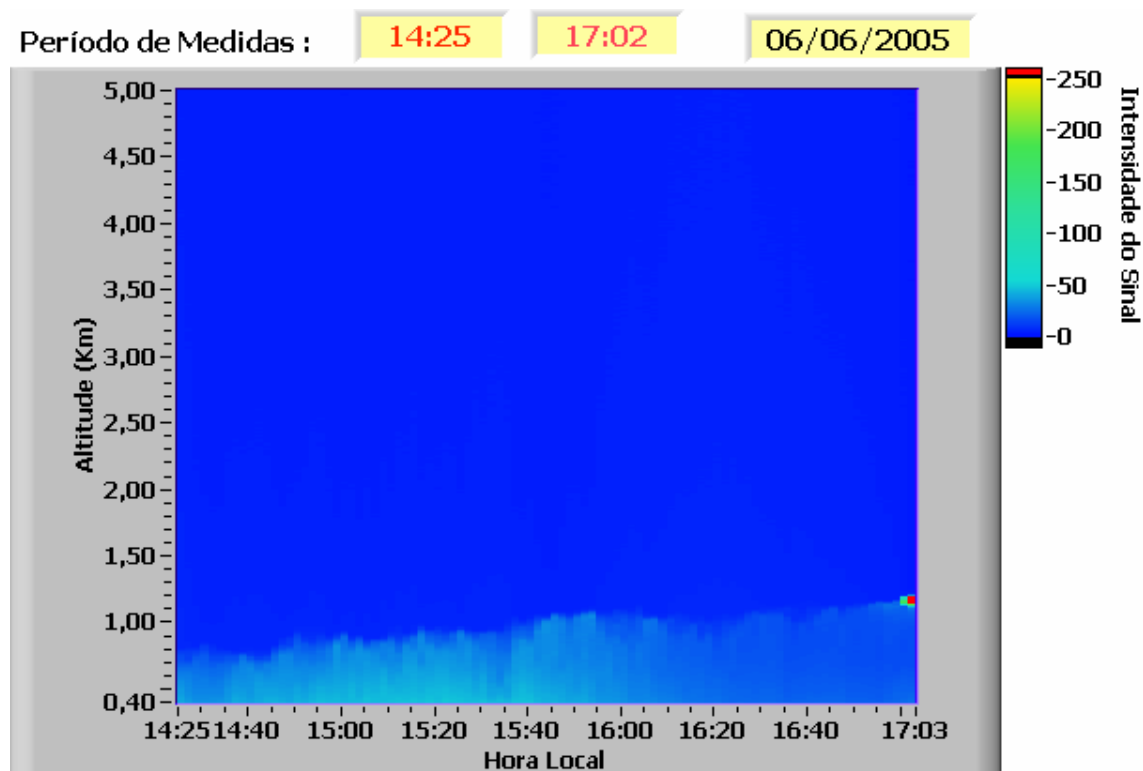


Figura 5.38: Dados do LIDAR para o dia 06 de junho de 2005.

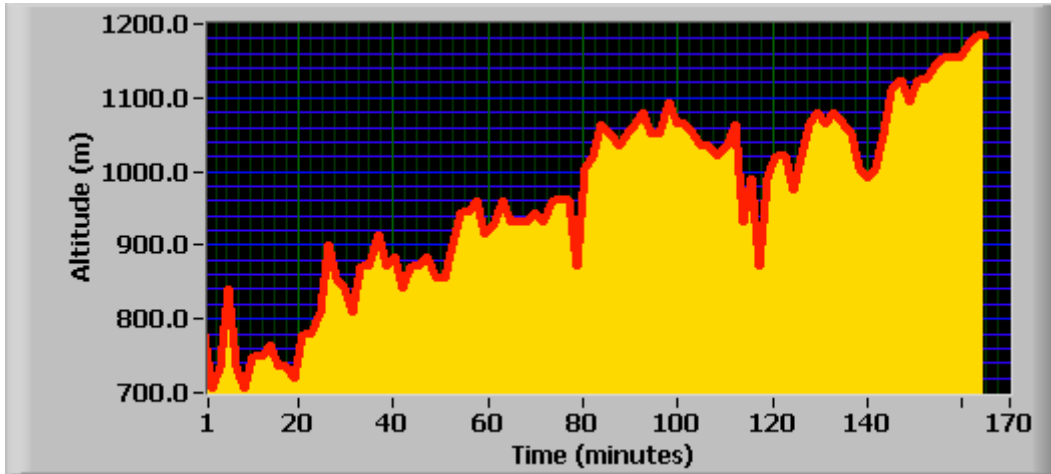


Figura 5.39: Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.

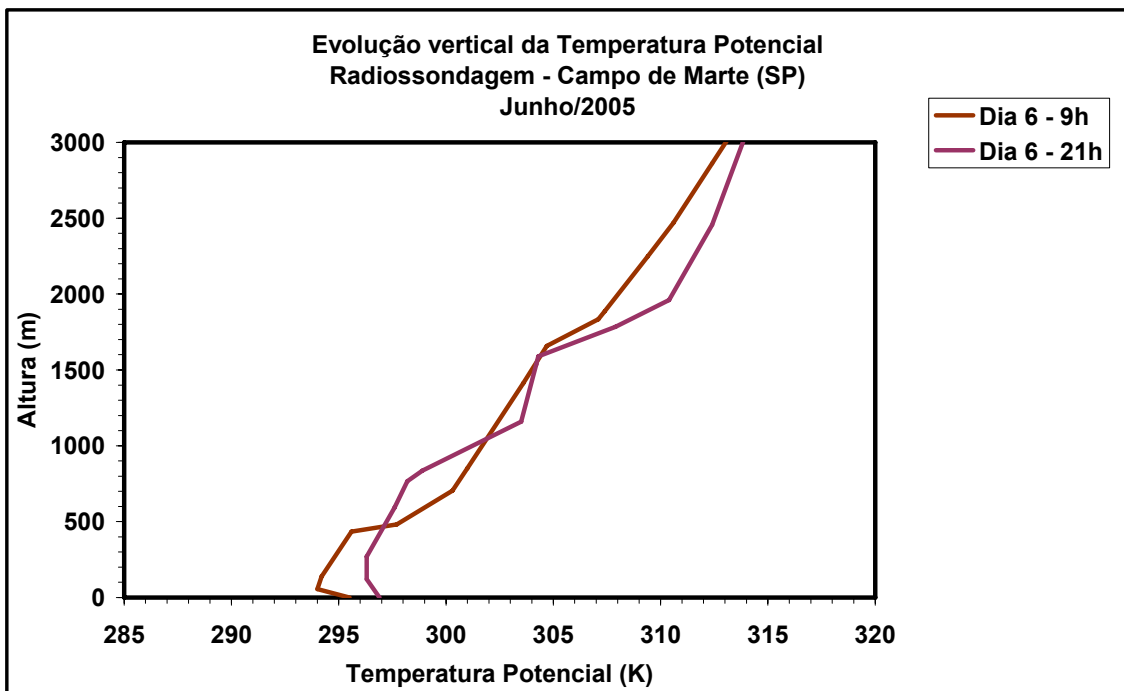


Figura 5.40: Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

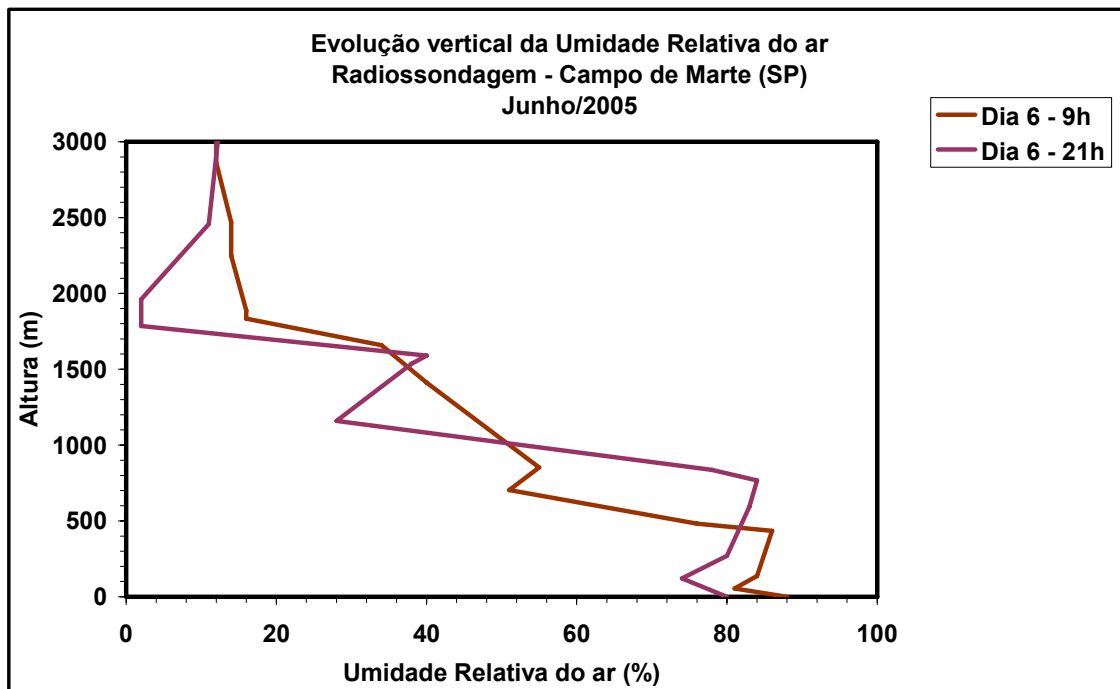


Figura 5.41: Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

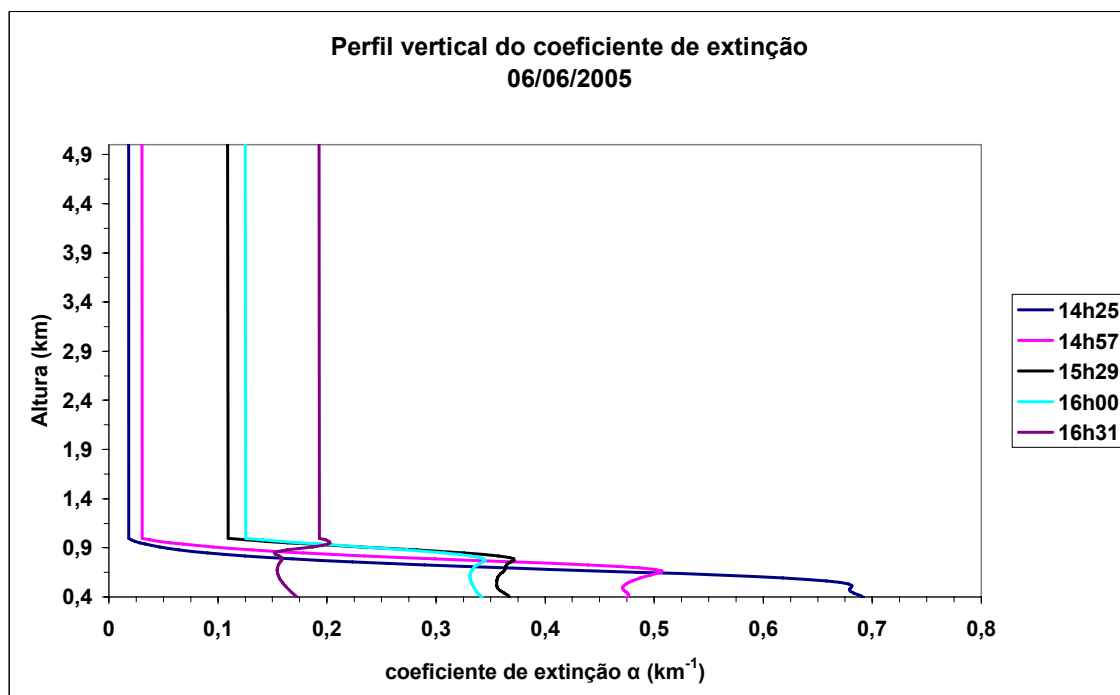


Figura 5.42: Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.

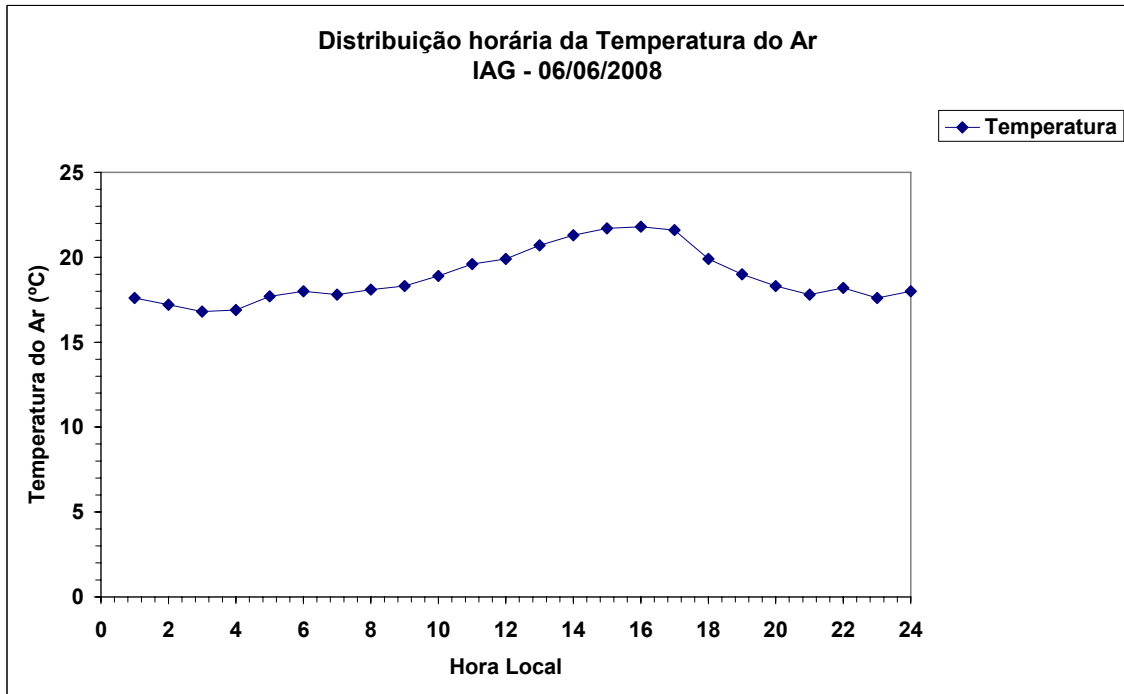


Figura 5.43: Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

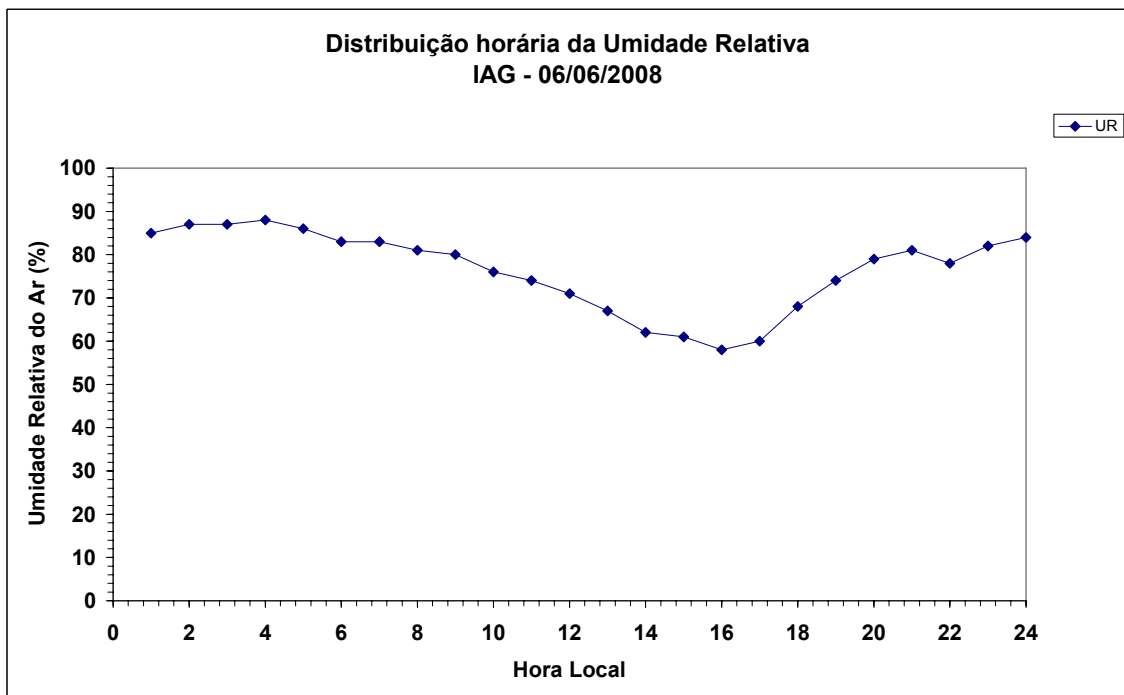


Figura 5.44: Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

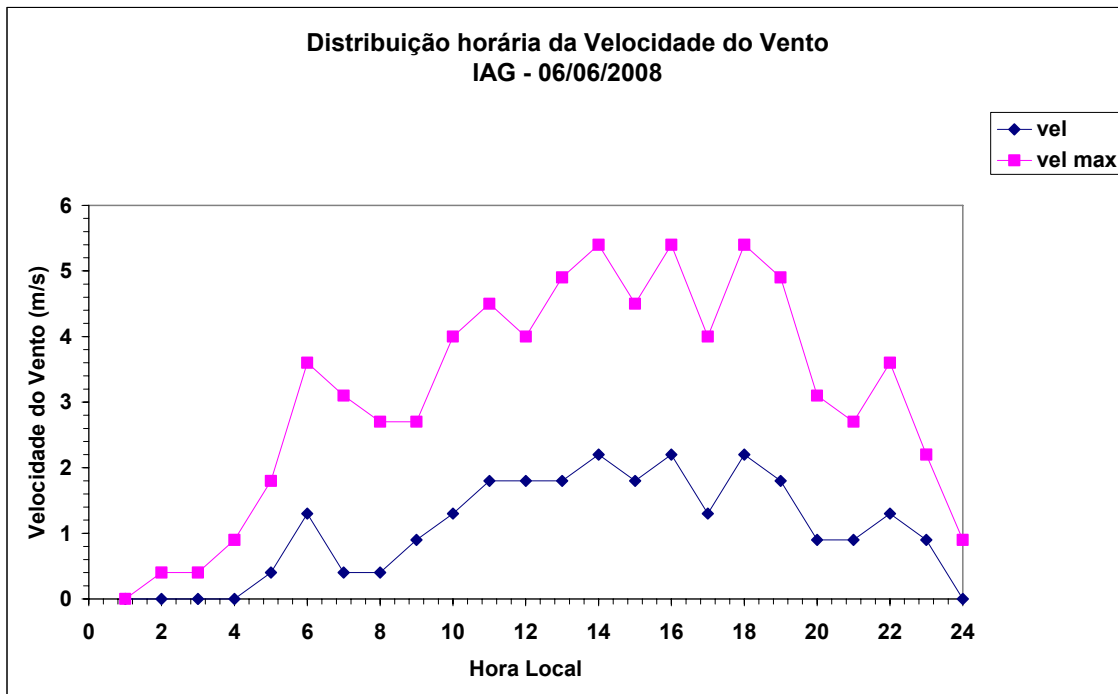


Figura 5.45: Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

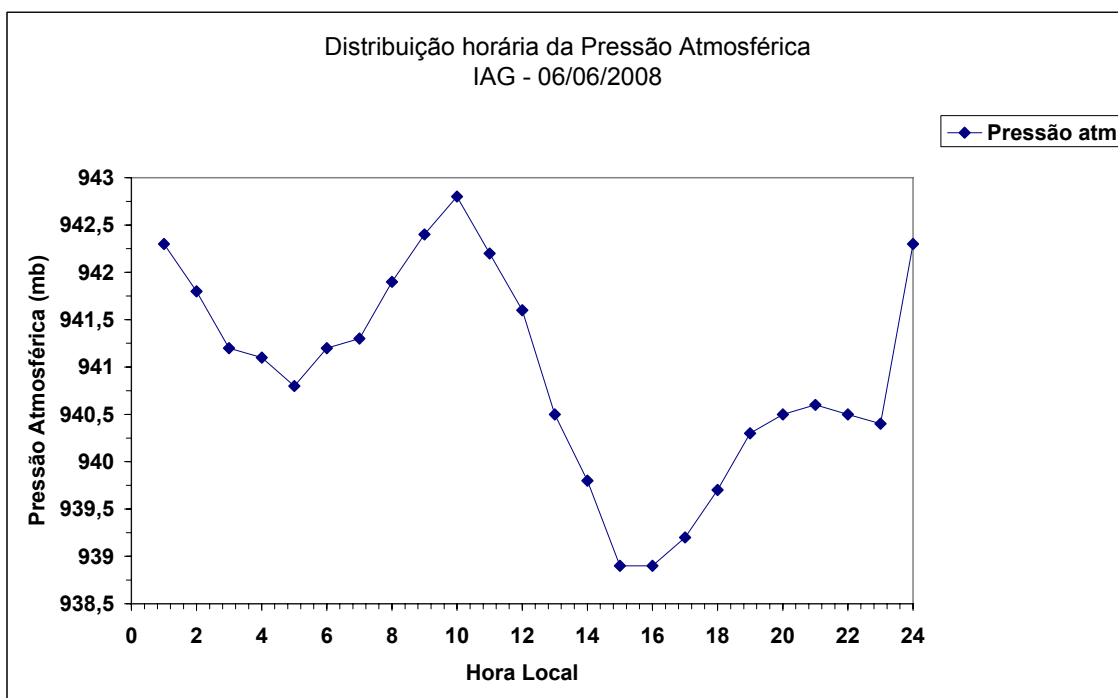


Figura 5.46: Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

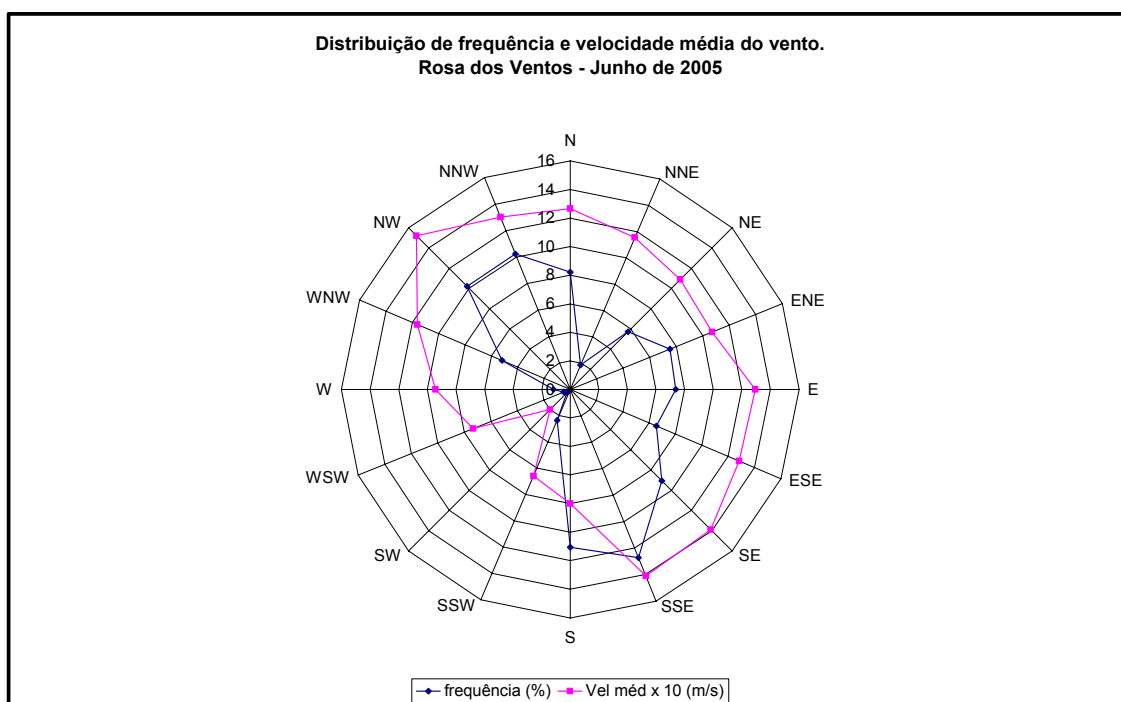


Figura 5.47: Rosa dos ventos para junho de 2005.

Análise para o mês de agosto.

Choveu pouco em grande parte da Região Sudeste. Esta situação foi consistente com a época de estiagem e os valores observados ocorreram próximos a ligeiramente abaixo da média histórica na maior parte da Região. Destacaram-se os desvios negativos em até 50 mm no centro-leste de São Paulo, no sudeste de Minas Gerais e no sul do Rio de Janeiro. Somente no norte do Espírito Santo, as chuvas excederam a média em mais que 25 mm (Climanálise, 2005).

O dia 26/08/2005 está sob a influência de um sistema frontal sobre a cidade de São Paulo (Figuras 5.56 e 5.57). Neste dia temos, localmente, uma boa taxa de ventilação (Figura 5.52), o que favorece o transporte e/ou diluição de aerossóis na atmosfera. Entretanto, no período da tarde (14 as 16h) temos uma queda na umidade relativa do ar (Figura 5.54), ou seja, ar mais seco, e aumento na temperatura do ar (Figura 5.53), fatores estes desfavoráveis a dispersão de poluentes atmosféricos nestas condições. A pressão atmosférica também apresenta uma queda acentuada nesse horário (Figura 5.55), devido a entrada da frente fria.

A altura da CLP, no início das medidas, foi estimada em 500 a 600 m (Figura 5.48, método visual), 500 m (Figura 5.49, método da derivada do sinal) e 600 m (Figura 5.51, método do segundo ponto de inflexão), respectivamente.

Pela Figura 5.48, podemos observar a evolução da CLP no período de medidas (12:52h as 16:33h). A Figura 5.50, do coeficiente de extinção, obtida pelo LIDAR, mostra que houve uma perturbação atmosférica em torno de 2 Km. Pela

Figura 5.51, notamos uma segunda inversão de temperatura nesse mesmo nível (2 Km).

No dia 26/08/2005 o valor médio do AE foi de 1,26 com AOT de 0,68 (LIDAR) e a LR oscilou entre 76 e 98 sr. Pela figura 5.58, podemos observar que a AOT foi aumentando gradativamente desde as primeiras horas até as 21 h. A quantidade de CO manteve-se “parada” em todo o dia com pequenas oscilações em sua quantidade. Observando as figuras 5.60 e 5.61, podemos observar a ocorrência de transporte de material particulado ao longo da linha de corrente desde a região norte-central do Brasil para a região sudeste.

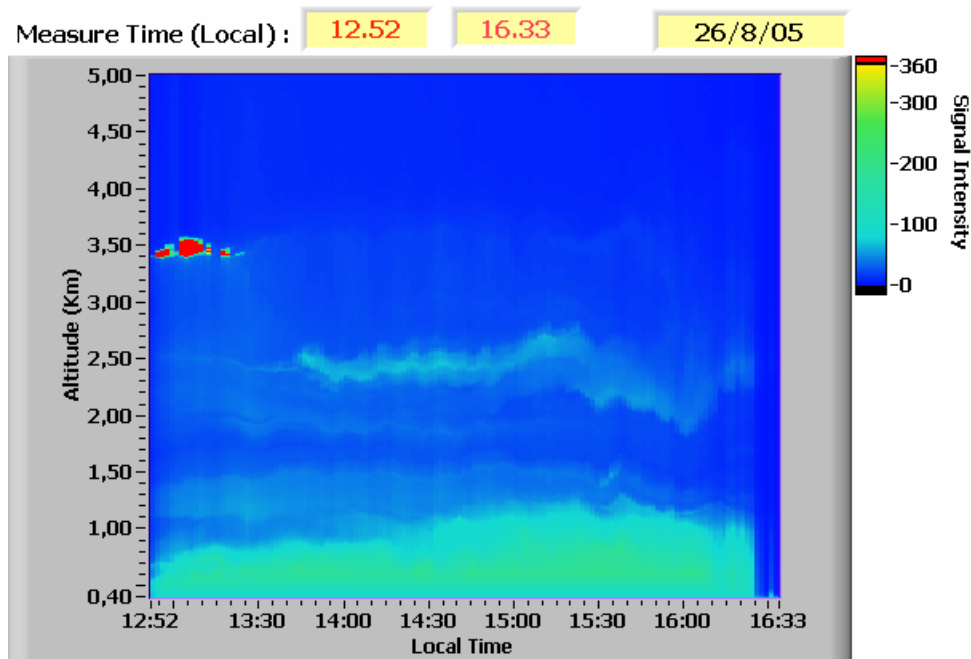


Figura 5.48: Imagem LIDAR para 26/08/2005.

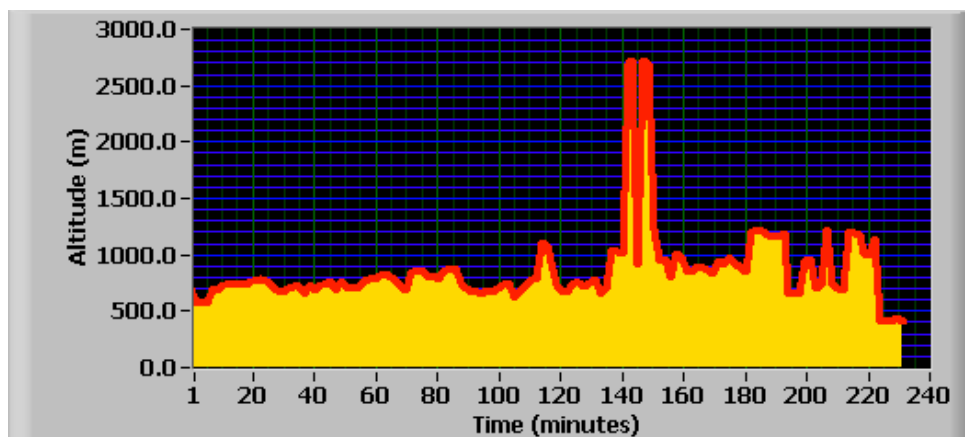


Figura 5.49: Gráfico da derivada do sinal do LIDAR.

26 - Agosto - 2005

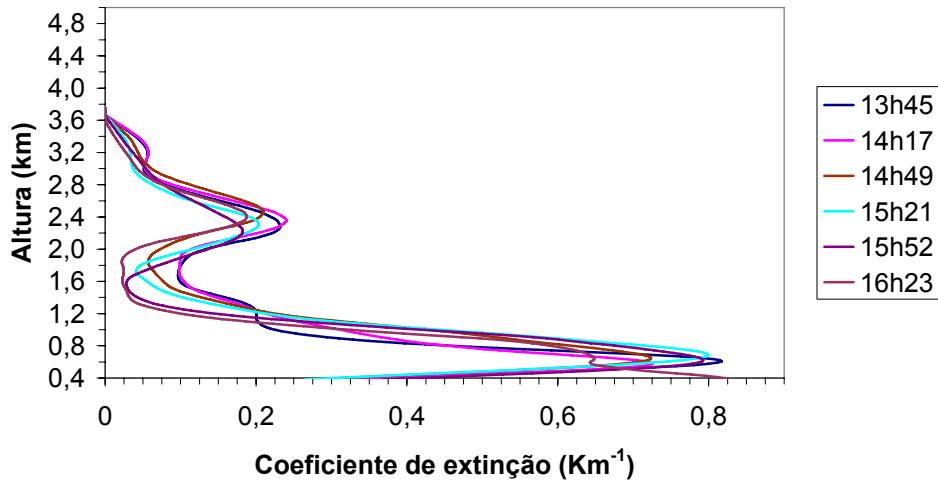


Figura 5.50: Coeficiente de extinção obtido através do LIDAR.

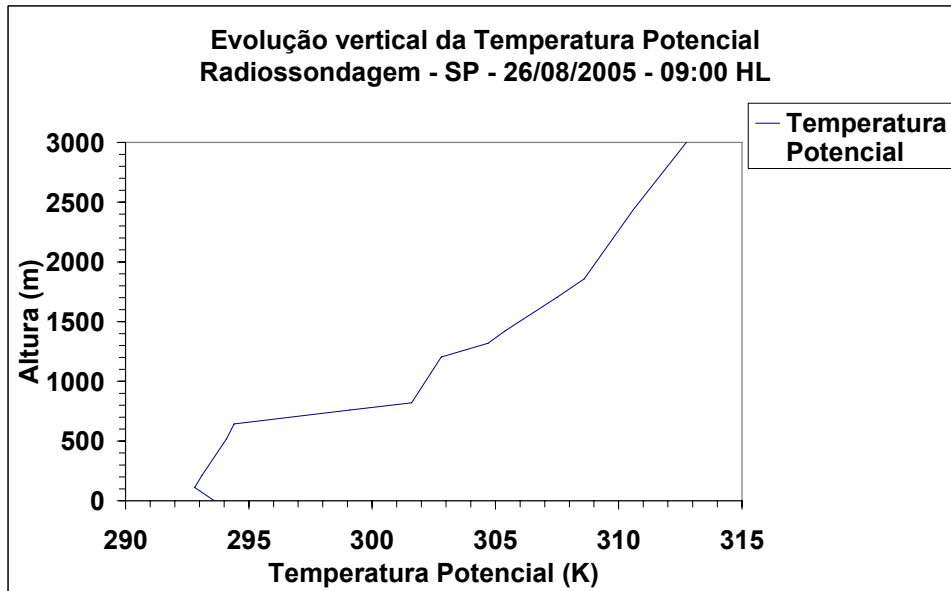


Figura 5.51: Gráfico da temperatura potencial obtida através de radiossonda coletada no Campo de Marte/SP.

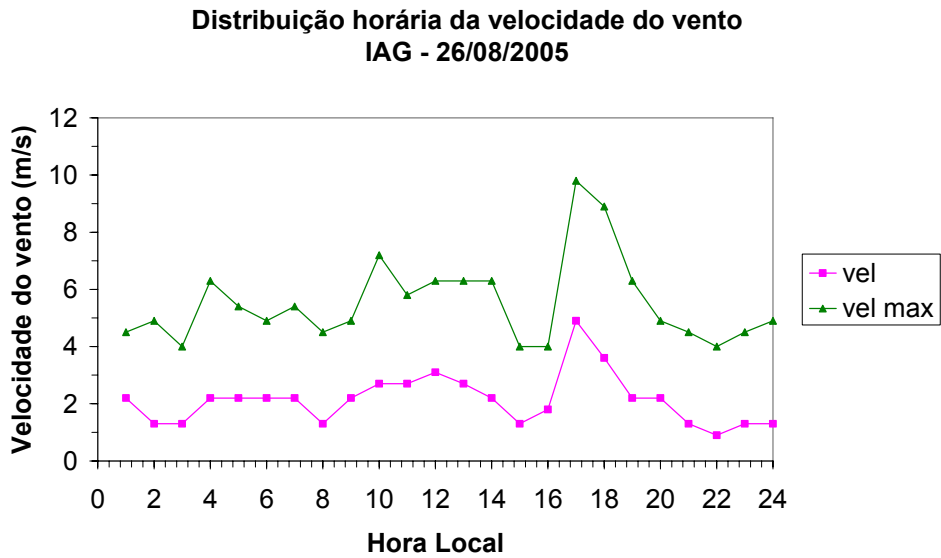


Figura 5.52: Evolução horária da velocidade do vento.

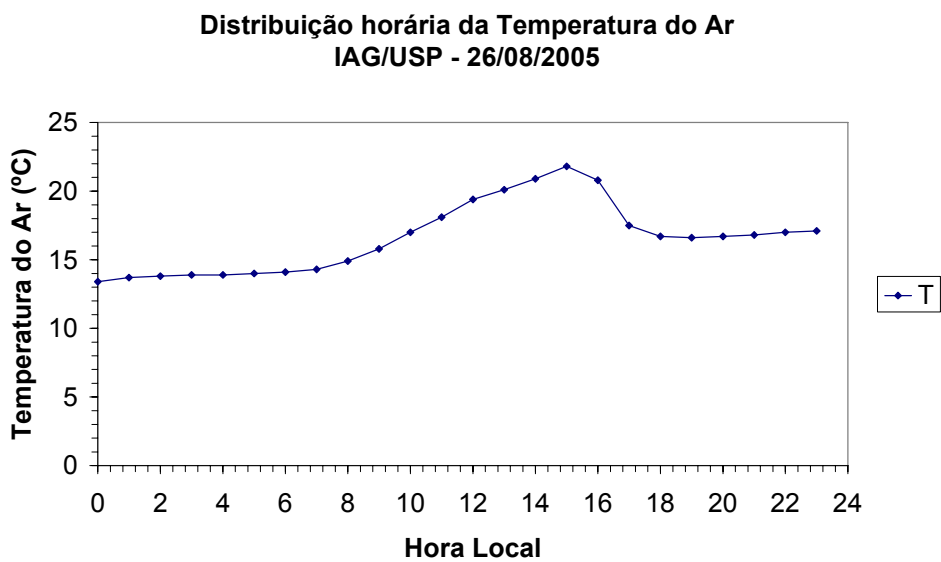


Figura 5.53: Evolução horária da temperatura do ar.

Distribuição horária da Umidade Relativa do Ar
IAG/USP - 26/08/2005

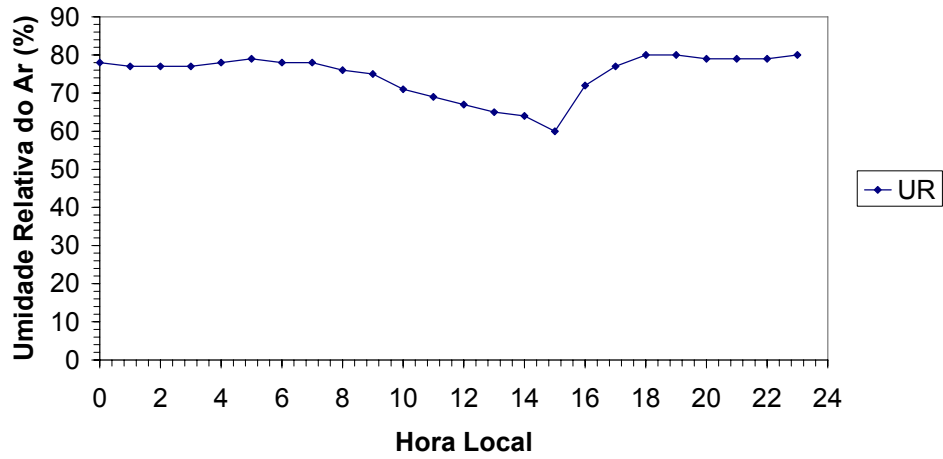


Figura 5.54: Evolução horária da umidade relativa do ar.

Distribuição horária da Pressão Atmosférica do Ar
IAG - 26/08/2005

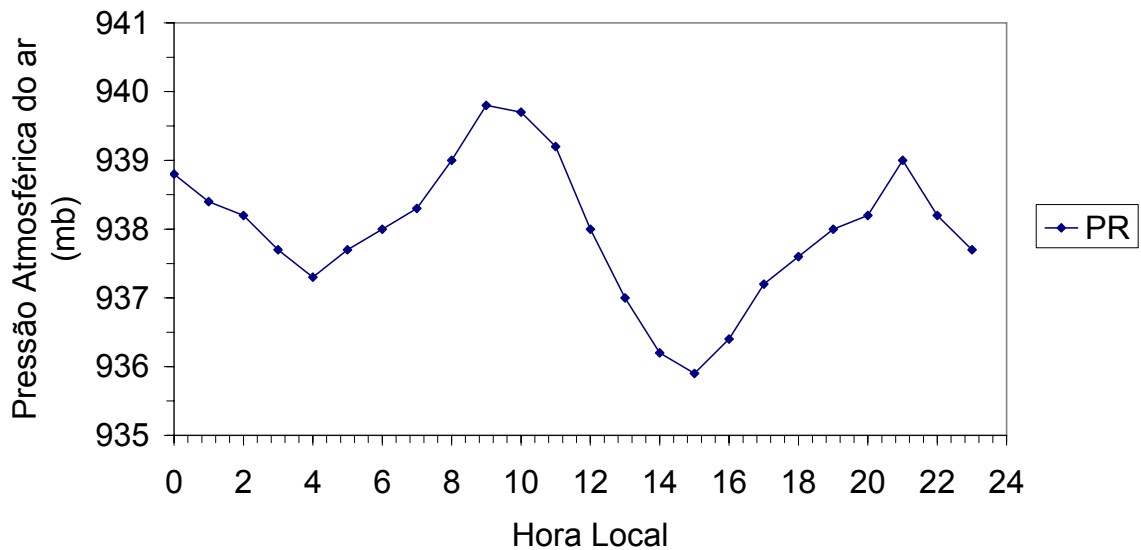


Figura 5.55: Evolução horária da pressão atmosférica do ar.

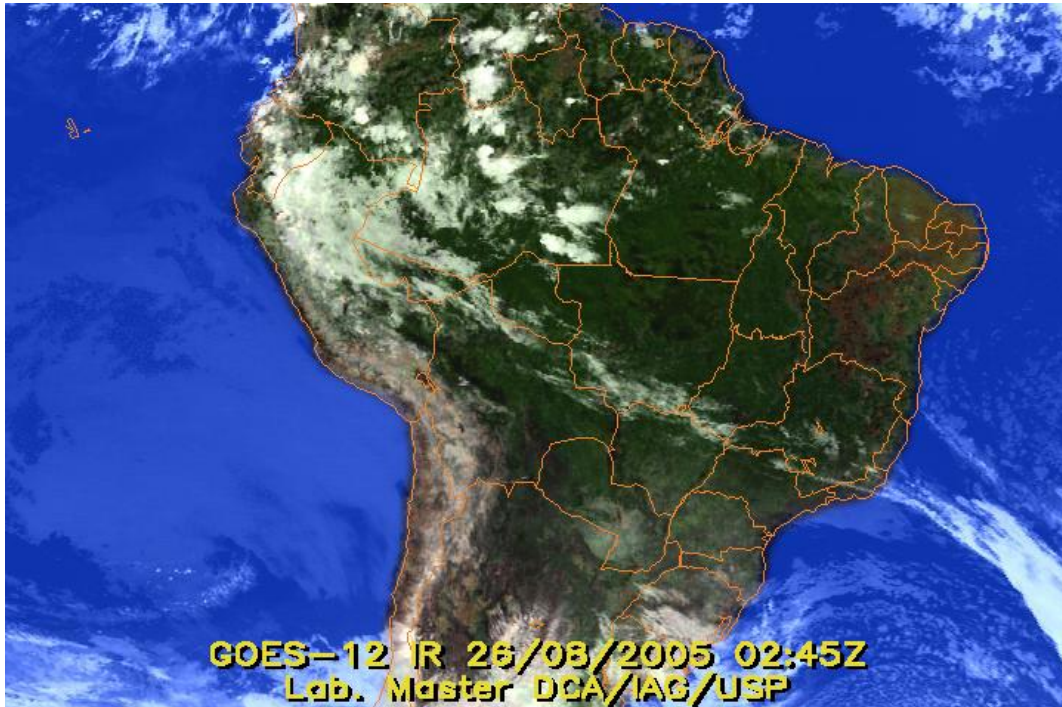


Figura 5.56: Imagem de satélite modificada pelo MASTER/IAG/USP, 26/08/2005, 02:45Z.

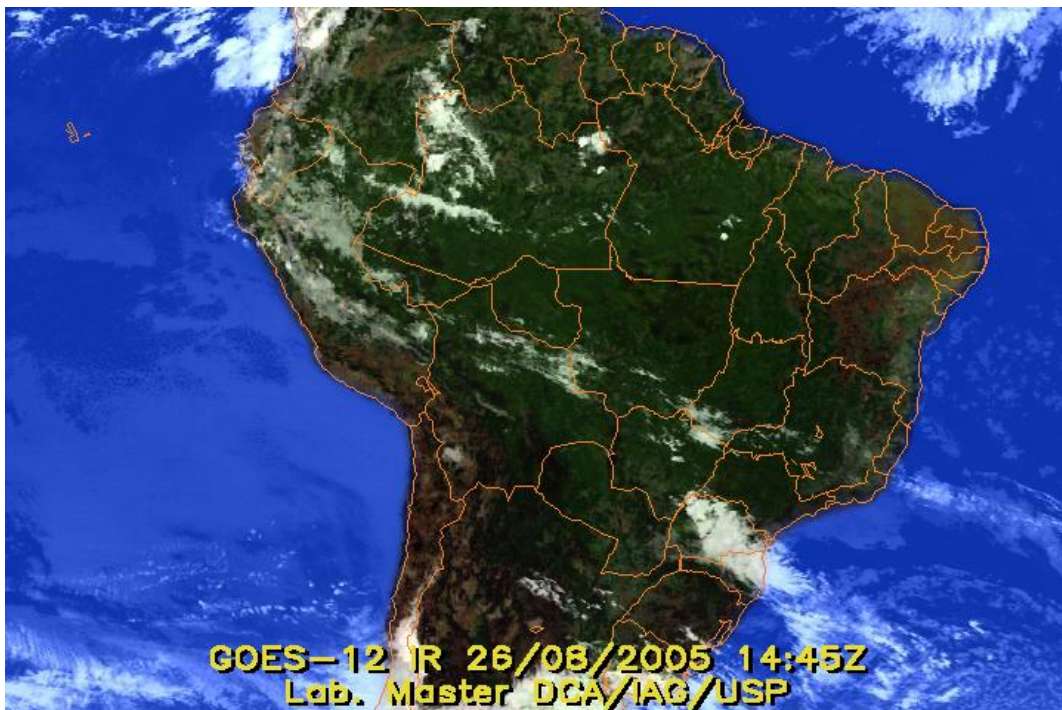


Figura 5.57: Imagem de satélite modificada pelo MASTER/IAG/USP, 26/08/2005, 14:45Z.

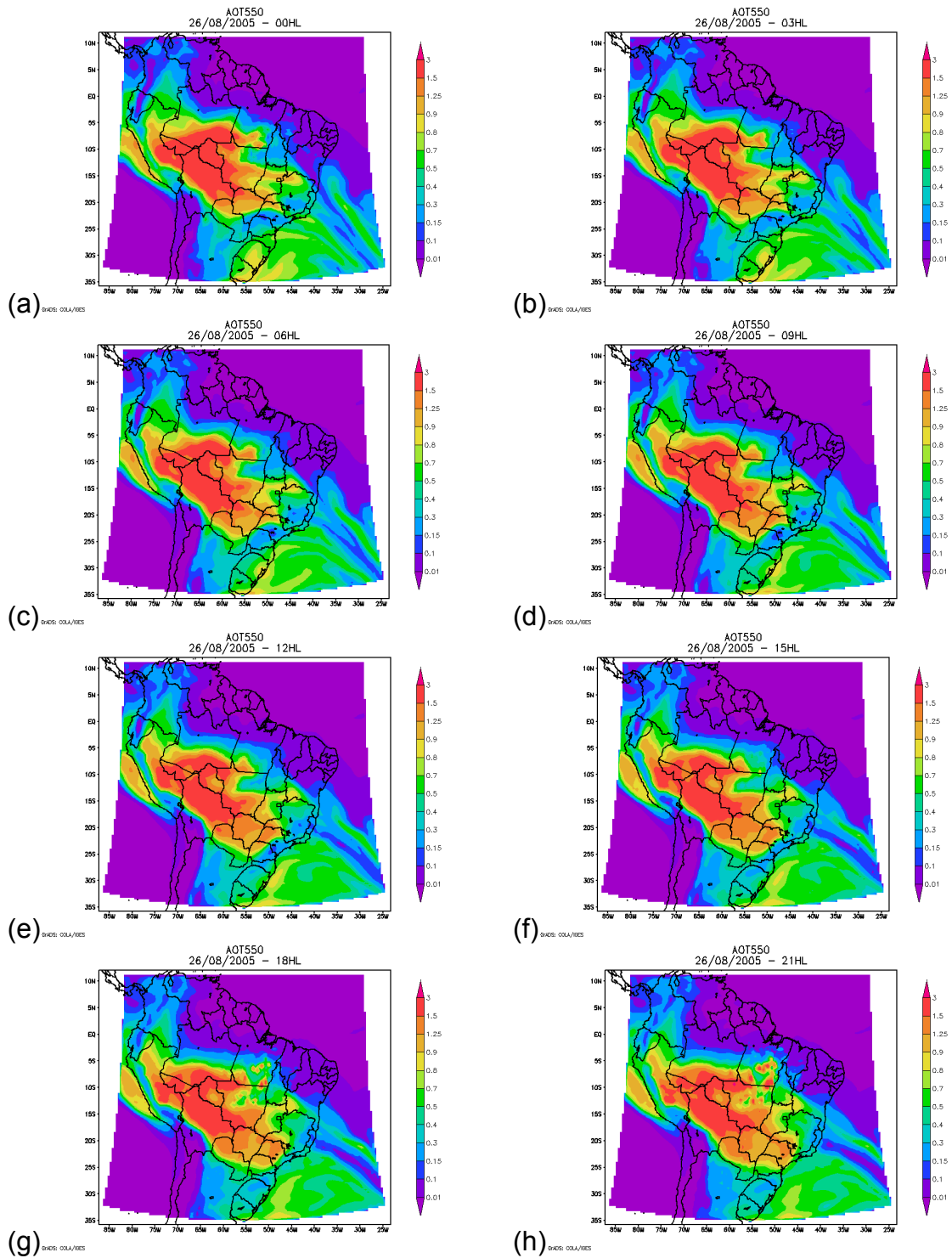


Figura 5.58: Seqüência de imagens de AOT em 550 nm geradas através do BRAMS.

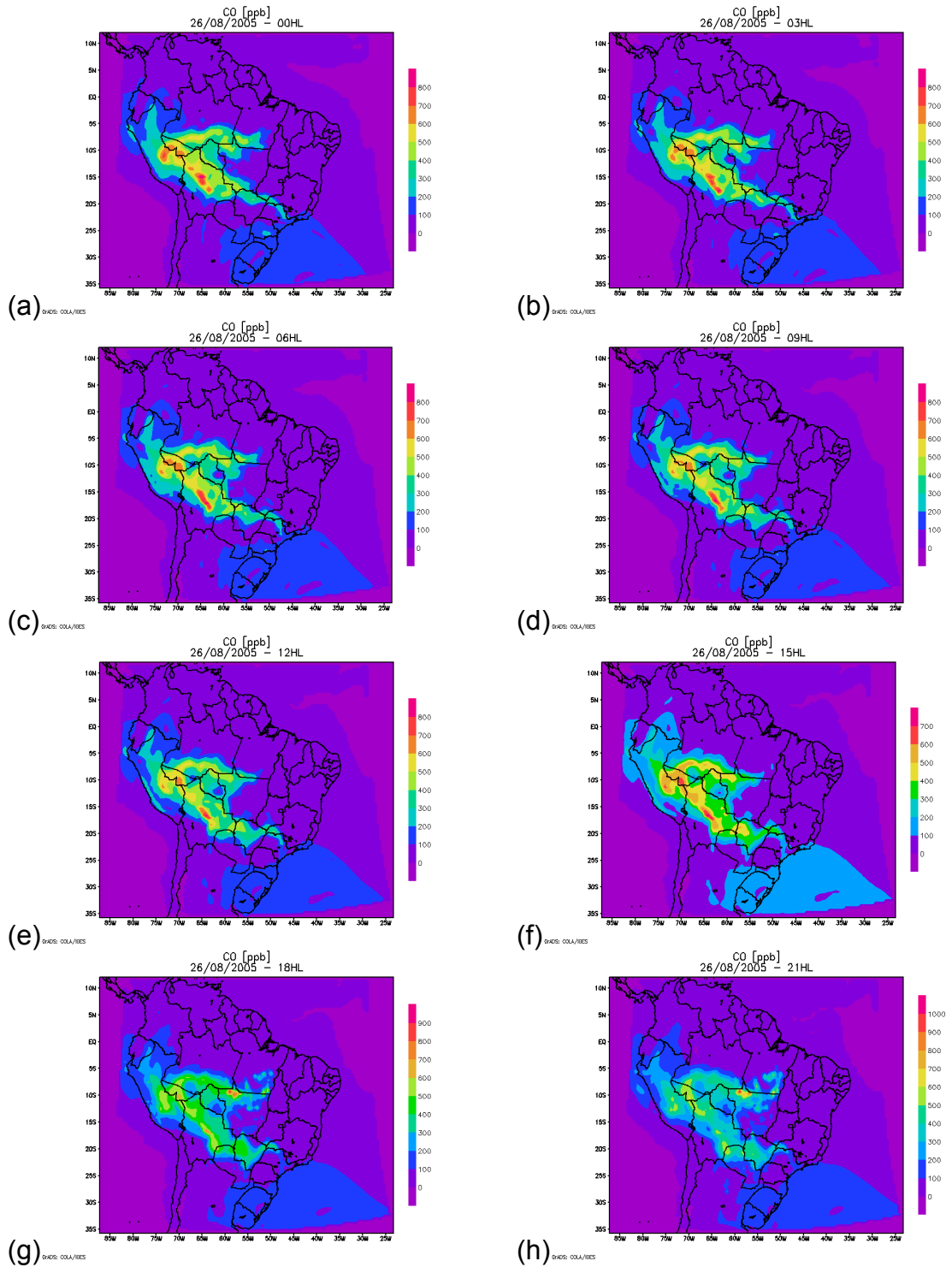


Figura 5.59: Seqüência de imagens de CO [ppb] geradas através do BRAMS.

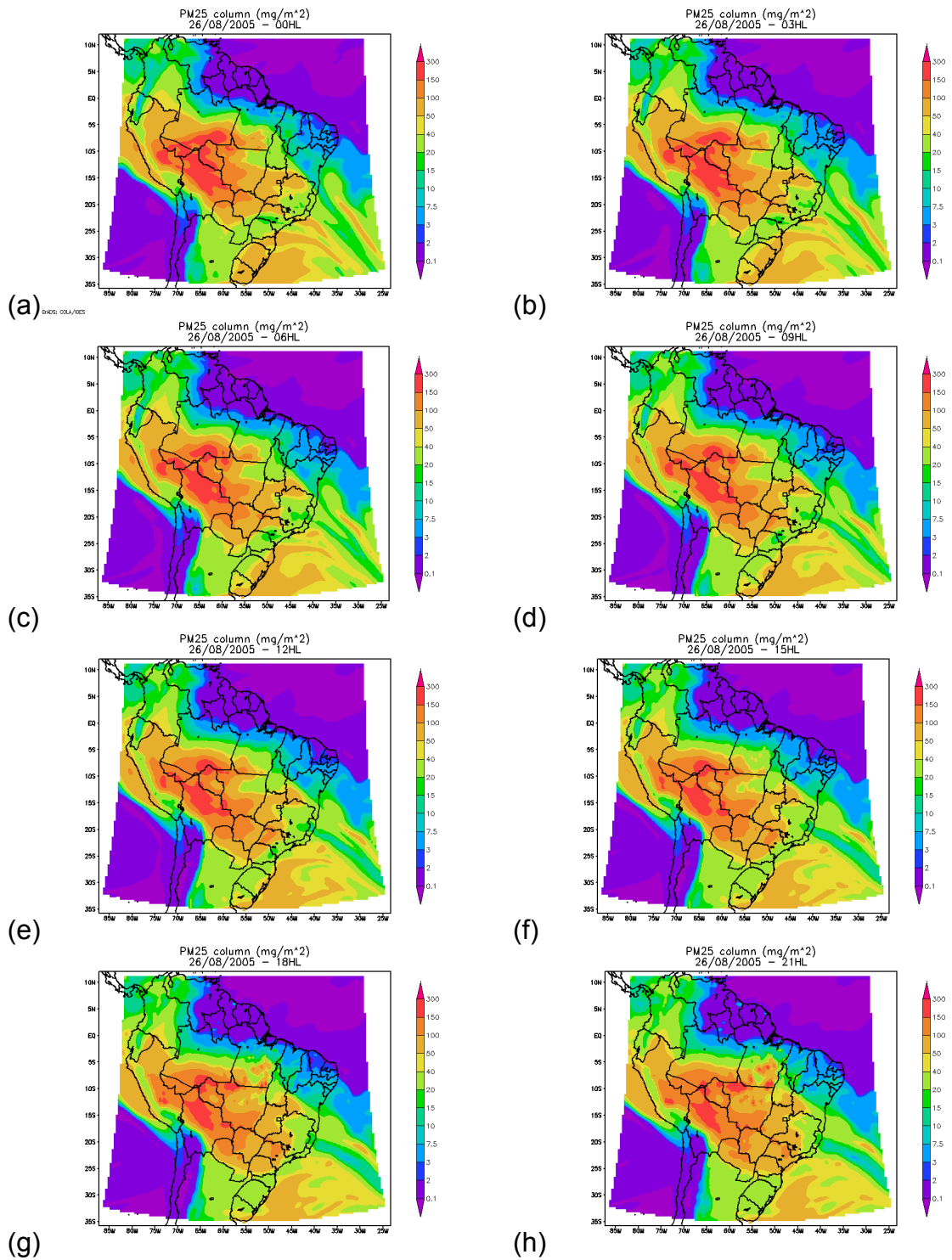


Figura 5.60: Seqüência de imagens de PM25 geradas através do BRAMS.

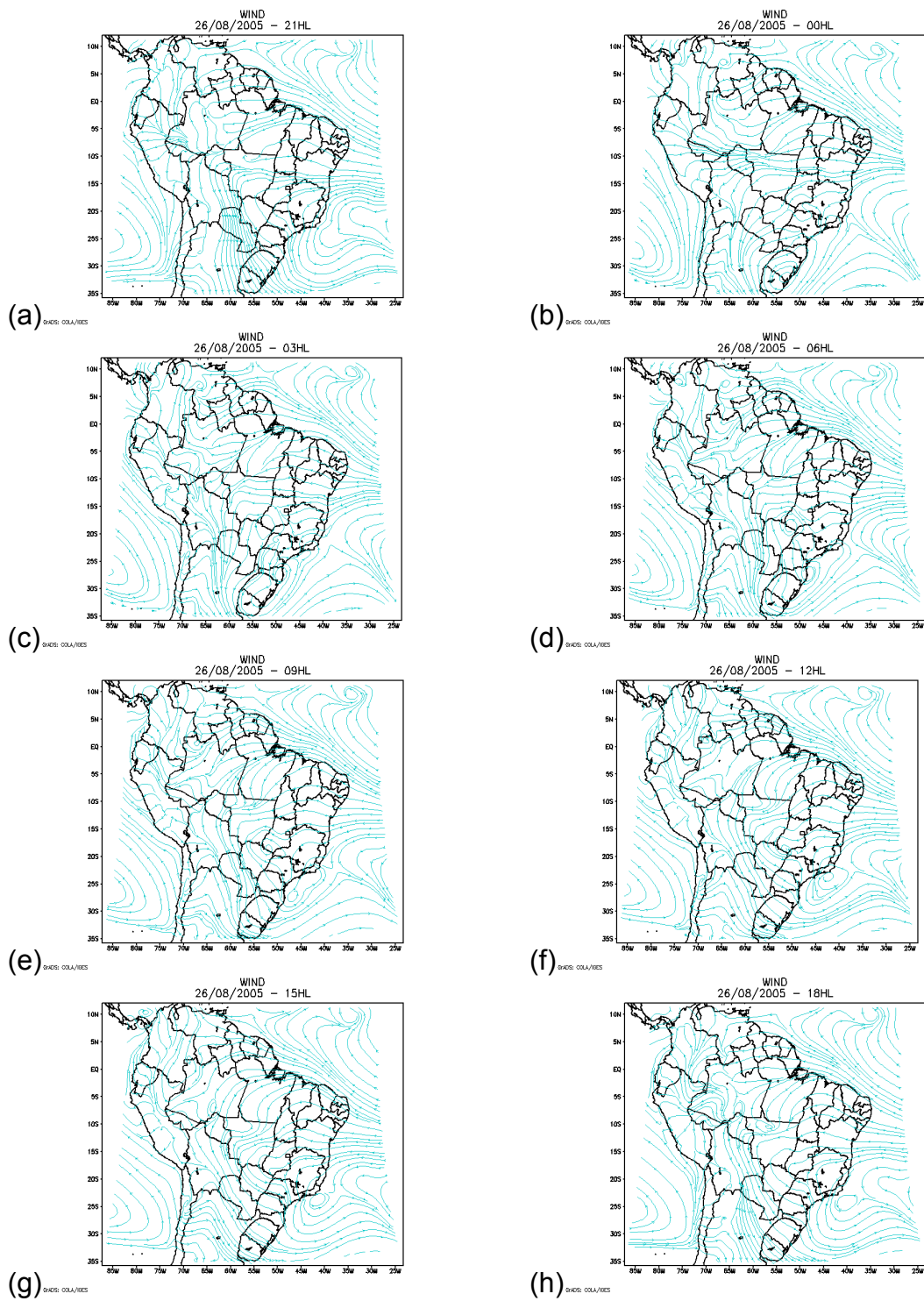


Figura 5.61: Seqüência de imagens de linhas de corrente (vento) geradas através do BRAMS.

Análise para o mês de setembro.

Em grande parte do Estado de São Paulo, norte do Rio de Janeiro, sul do Espírito Santo e em algumas áreas no centro-sul de Minas Gerais, as chuvas ficaram acima da média histórica. Nestas áreas, a atuação de sistemas frontais provocou chuvas fortes e granizo, que causaram perdas materiais à população (Climanálise, 2005).

No dia 16 de setembro de 2005 foram realizadas medidas com o LIDAR no período das 10h26 as 13h16. A figura 5.62 mostra a evolução vertical da CLP através da intensidade do sinal do LIDAR. Podemos observar a presença de nuvens em dois níveis distintos, um entre 12 e 14 km e outro entre 5 e 6 km.

Na figura 5.63 podemos observar a interferência nas medidas do LIDAR, devido a presença de nebulosidade entre 11h00 e 12h00. Nas figuras 5.64 e 5.65 observamos a presença de camadas na atmosfera, determinadas pela diferença de temperaturas e umidade relativa, indicando a presença de transporte de ar. No dia 16 não tivemos a ocorrência de precipitação, entretanto, nos dias anteriores e posteriores ocorreram precipitação significativas (figura 5.74). A boa taxa de ventilação (figura 5.70) associada a baixa pressão atmosférica e a presença de umidade do ar, mostram condições favoráveis a dispersão atmosférica nesse dia.

Com base na teoria de Tomasi (2006) podemos observar que na figura 5.66 a altura da CLP ficou em torno de 900 metros. Na figura 5.67 observamos comportamento similar ao da temperatura potencial, ou seja, ocorre uma mudança significativa na umidade relativa do ar em torno de 900 metros. Pelo coeficiente de extinção (figura 5.68) temos a presença de uma perturbação na atmosfera em torno de 900 metros. Neste dia o coeficiente de Angstrom indicou a presença de partículas de moda grossa, oscilando entre 1,21 e 1,48.

A figura 5.73 mostra a influência da frente fria sobre o Estado de São Paulo, onde conseguimos identificar a presença de nuvens cirrus através da figura 5.62 do LIDAR.

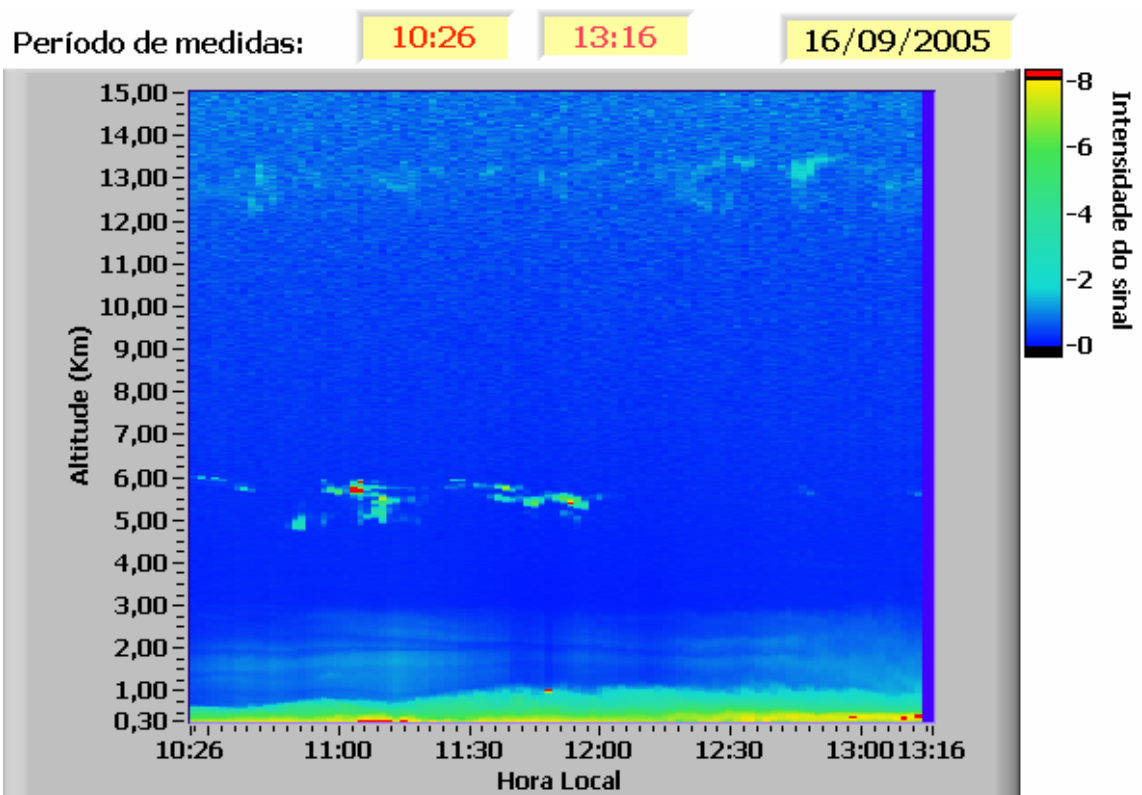


Figura 5.62: Dados do LIDAR para o dia 16 de setembro de 2005 (até 15 km).

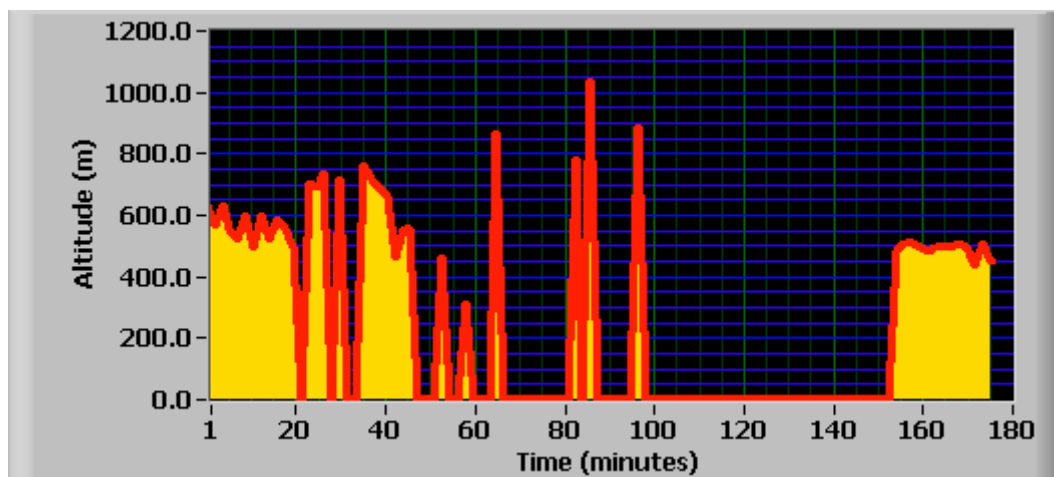


Figura 5.63: Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.

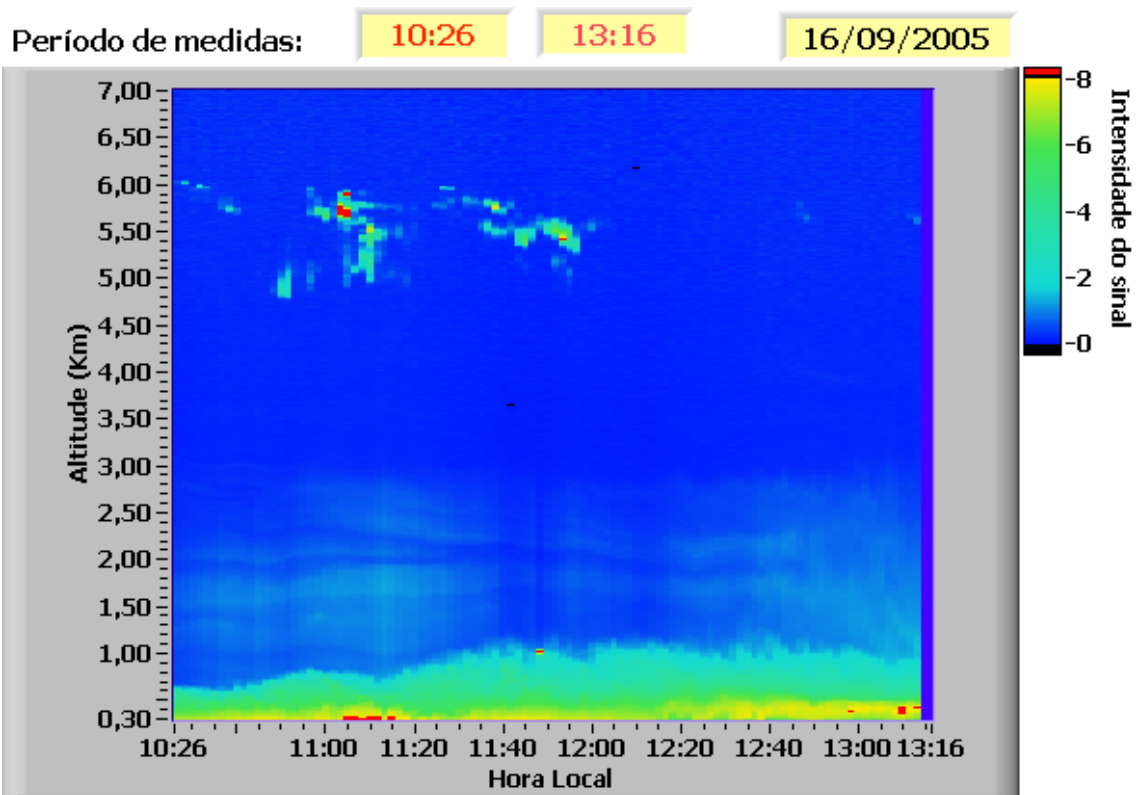


Figura 5.64: Dados do LIDAR para o dia 16 de setembro de 2005 (até 7 km).

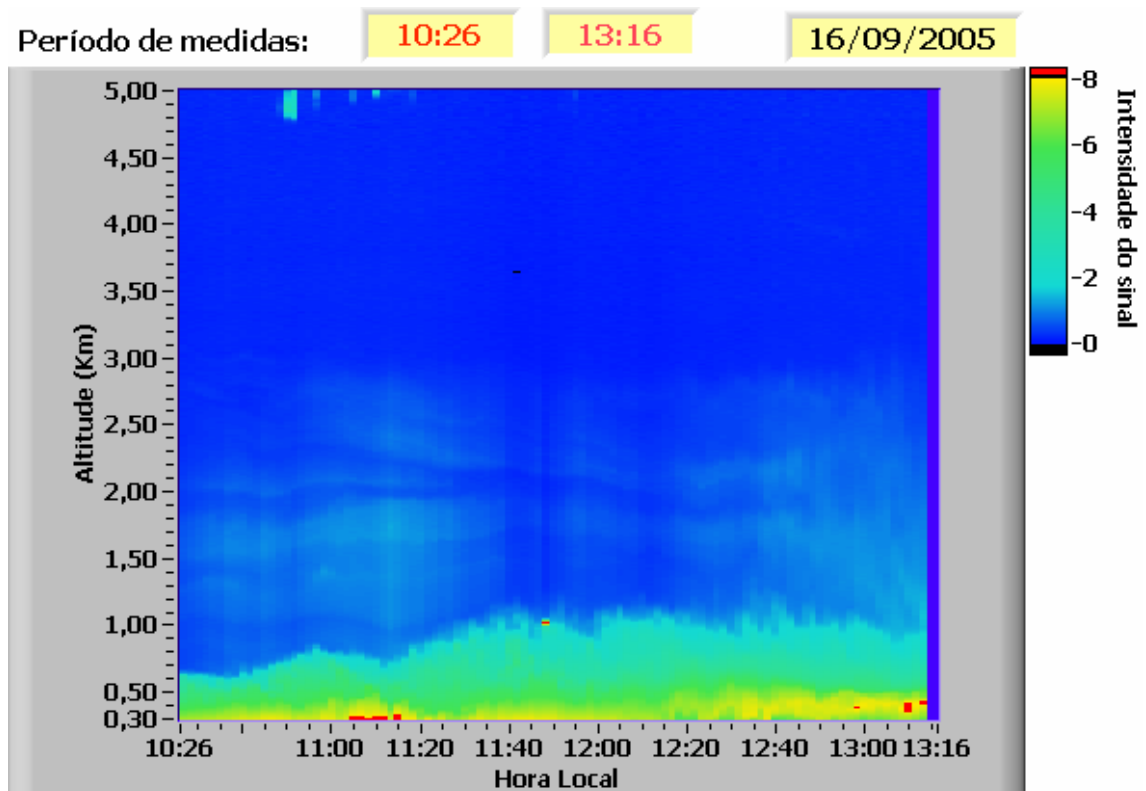


Figura 5.65: Dados do LIDAR para o dia 16 de setembro de 2005 (até 5 km).

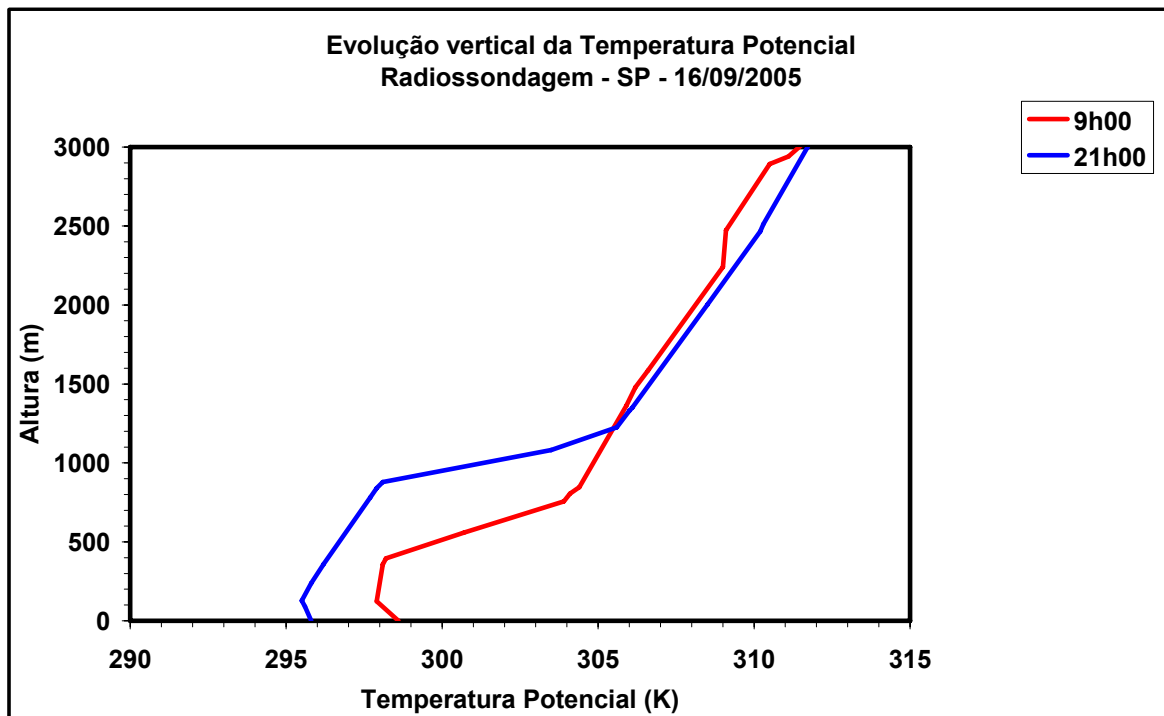


Figura 5.66: Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

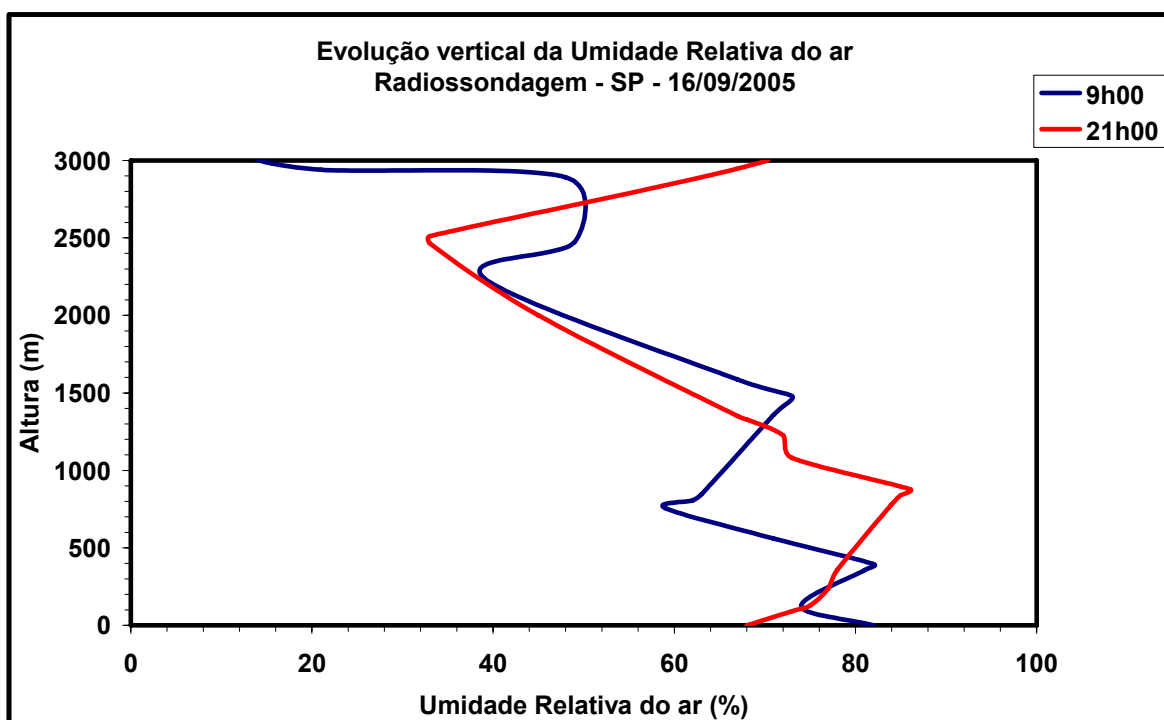


Figura 5.67: Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

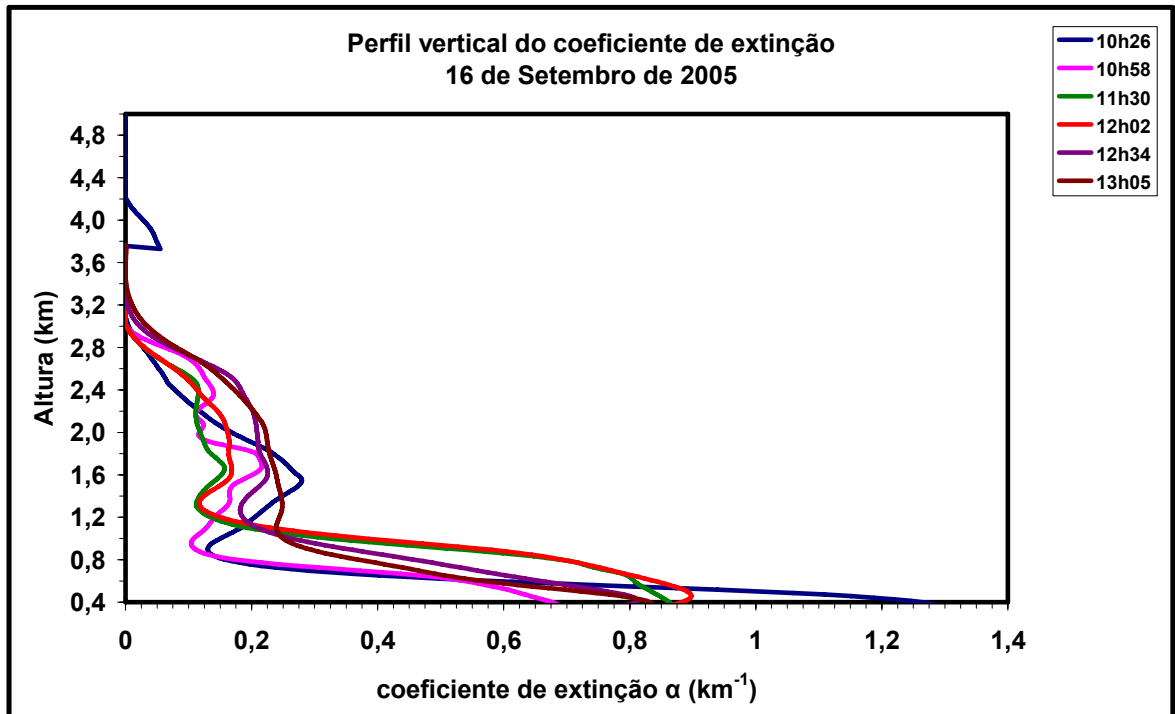


Figura 5.68: Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.

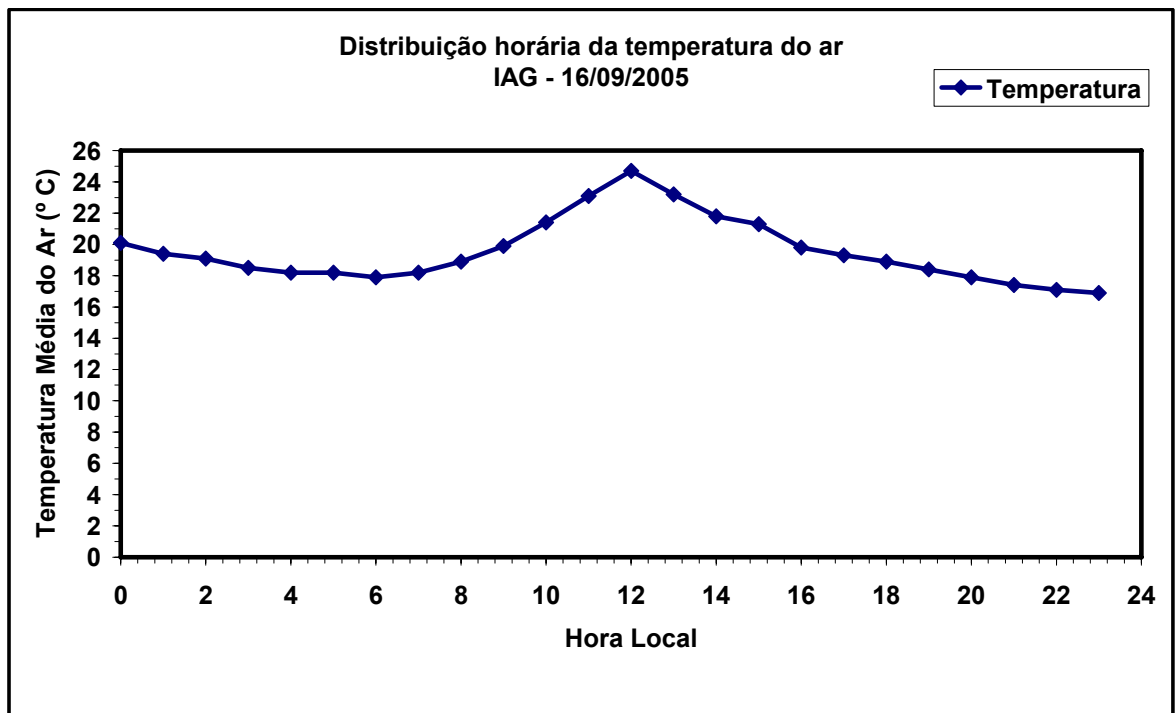


Figura 5.69: Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

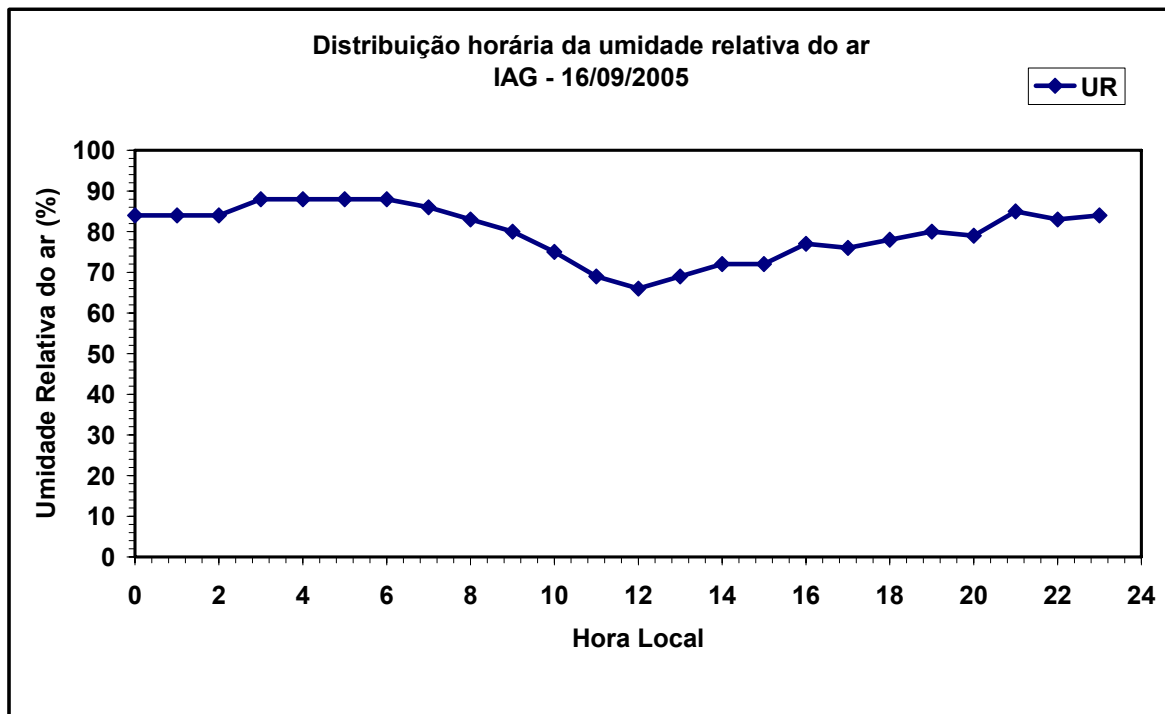


Figura 5.70: Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

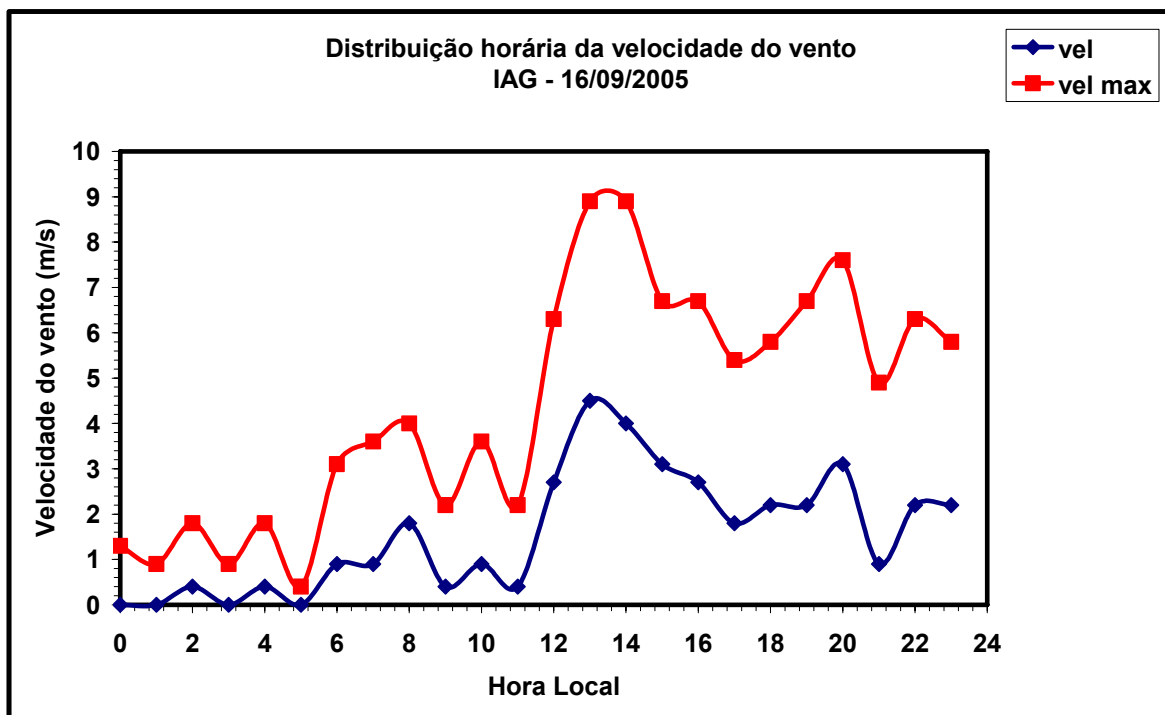


Figura 5.71: Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

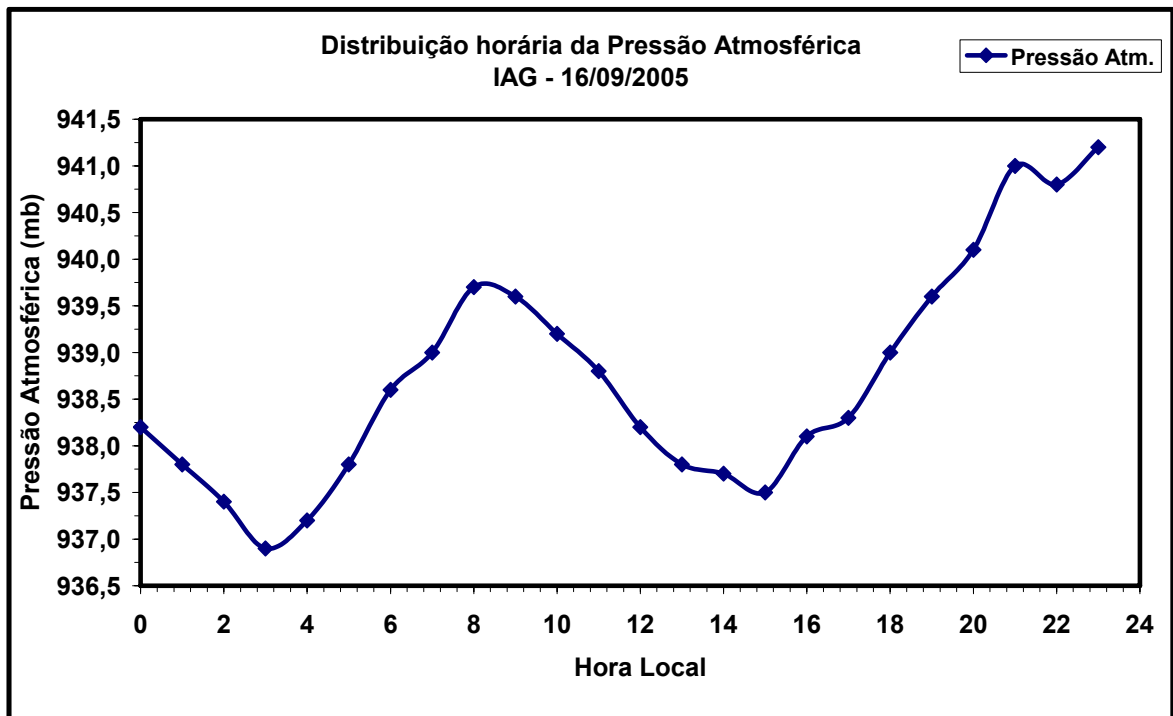


Figura 5.72: Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

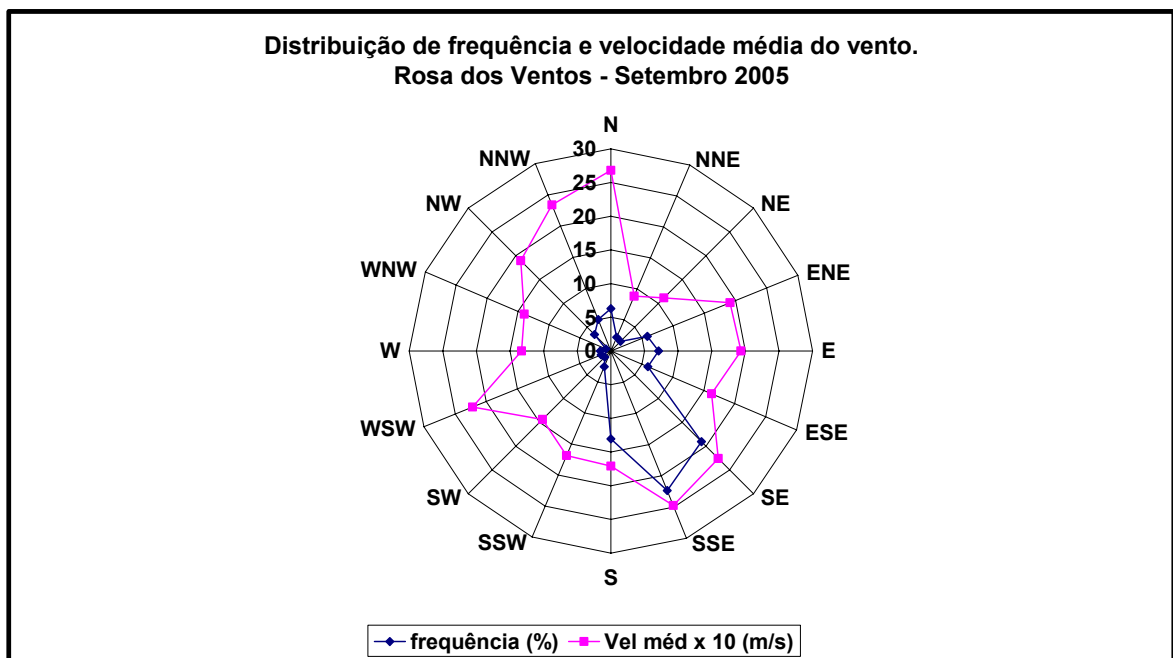


Figura 5.73: Rosa dos ventos para setembro de 2005.

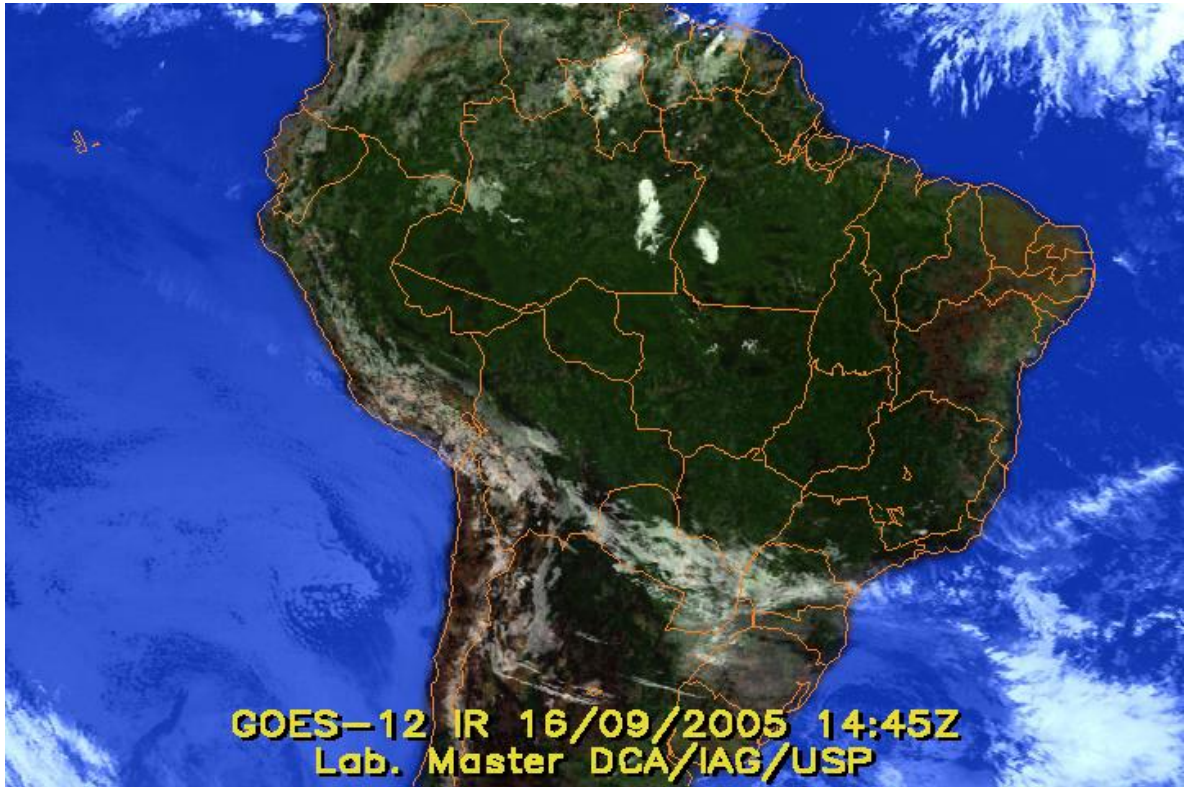


Figura 5.74: Imagem de satélite indicando a presença de frente fria próximo de SP.

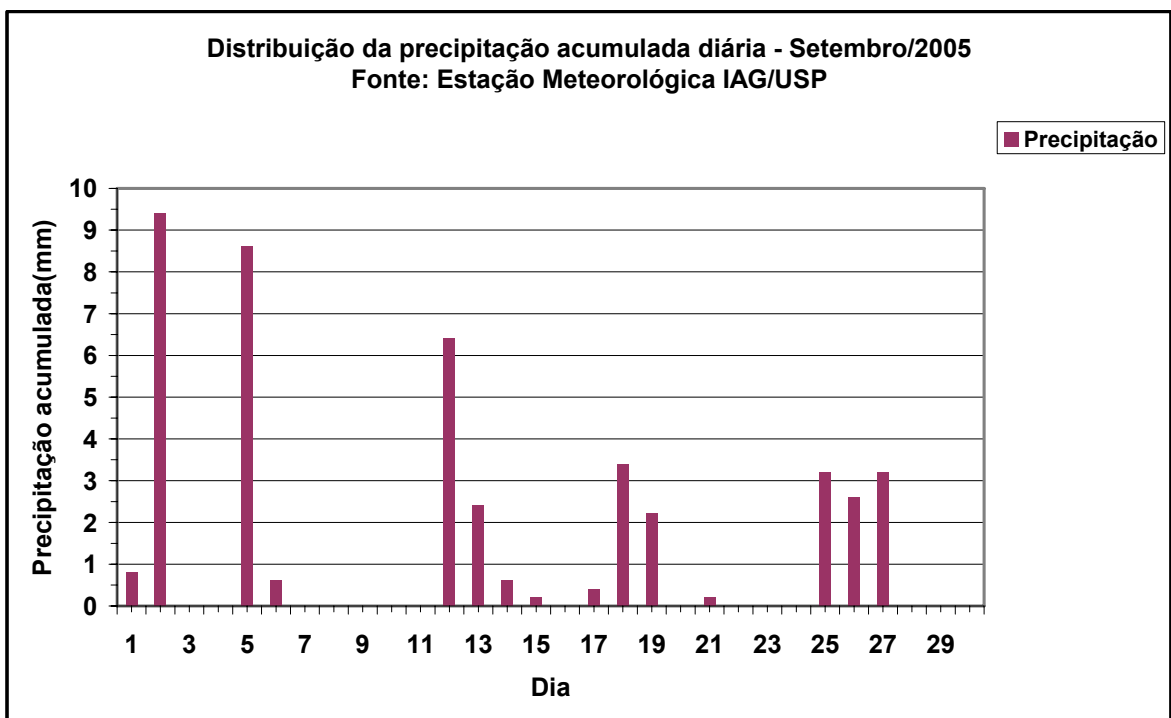


Figura 5.75: Distribuição da precipitação acumulada diária para setembro de 2005.

Análise para o mês de outubro.

Todos os sistemas frontais que atuaram no mês favoreceram a ocorrência de chuva no sul da Região, contudo, apenas dois conseguiram avançar até o Espírito Santo. Alguns episódios de chuva convectiva, típicos das estações de primavera e verão, foram observados na Região. Áreas de instabilidade causaram chuvas fortes e alguns transtornos, como o forte temporal ocorrido no Rio de Janeiro no dia 24. O total acumulado de precipitação variou de 50 mm a 200 mm em São Paulo e foi inferior a 25 mm no norte de Minas Gerais. Nos Estados de Minas Gerais, Espírito Santo e Rio de Janeiro, prevaleceram valores entre 50 mm e 100 mm abaixo da média. Em São Paulo, as chuvas superaram a média em até 100 mm (Climanálise, 2005).

No dia 4 de outubro foram realizadas medidas com o LIDAR no período das 11h01 as 12h28. Neste período de medidas foram identificadas a presença do sistema frontal atuante sobre o Estado de São Paulo (Figuras 5.76 e 5.87). A altura da CLP manteve-se homogênea em torno de 1200 metros (Figuras 5.77 e 5.78). Pela figura 5.79, da temperatura potencial, temos que a altura da CLP está em torno de 1000 metros. Na figura 5.80, de umidade relativa do ar, temos também uma alteração em torno de 1000 metros. Pelo coeficiente de extinção obtido através do LIDAR, ocorre uma perturbação em torno de 1400 metros. Apesar da boa taxa de ventilação (figura 5.84), este dia não foi considerado favorável a dispersão devido ao aumento na temperatura, queda na umidade relativa e pressão atmosférica no período de medidas do LIDAR. O coeficiente de Angstrom variou entre 0,55 e 0,84, ou seja, indicando a presença de partículas de moda fina.

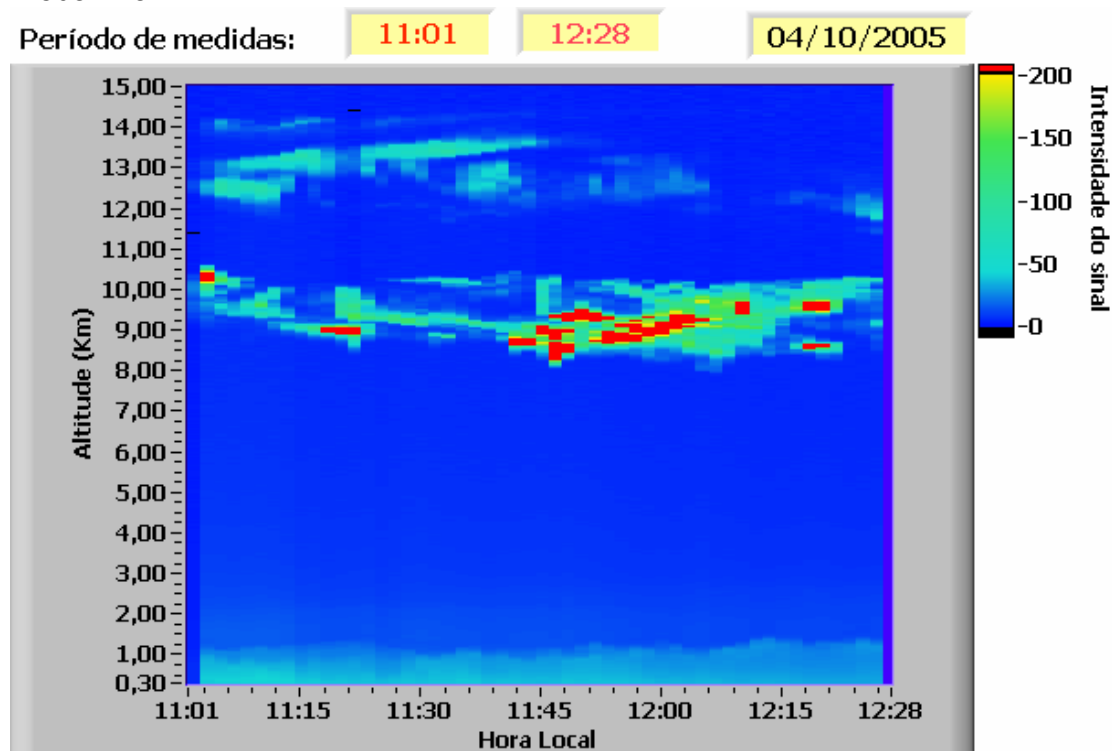


Figura 5.76: Dados do LIDAR para o dia 4 de outubro de 2005 (até 15 km).

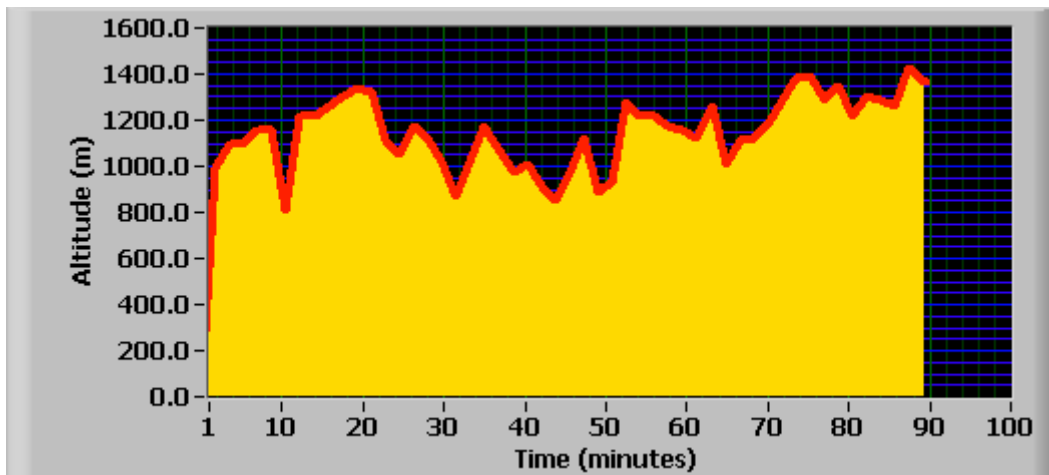


Figura 5.77: Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.

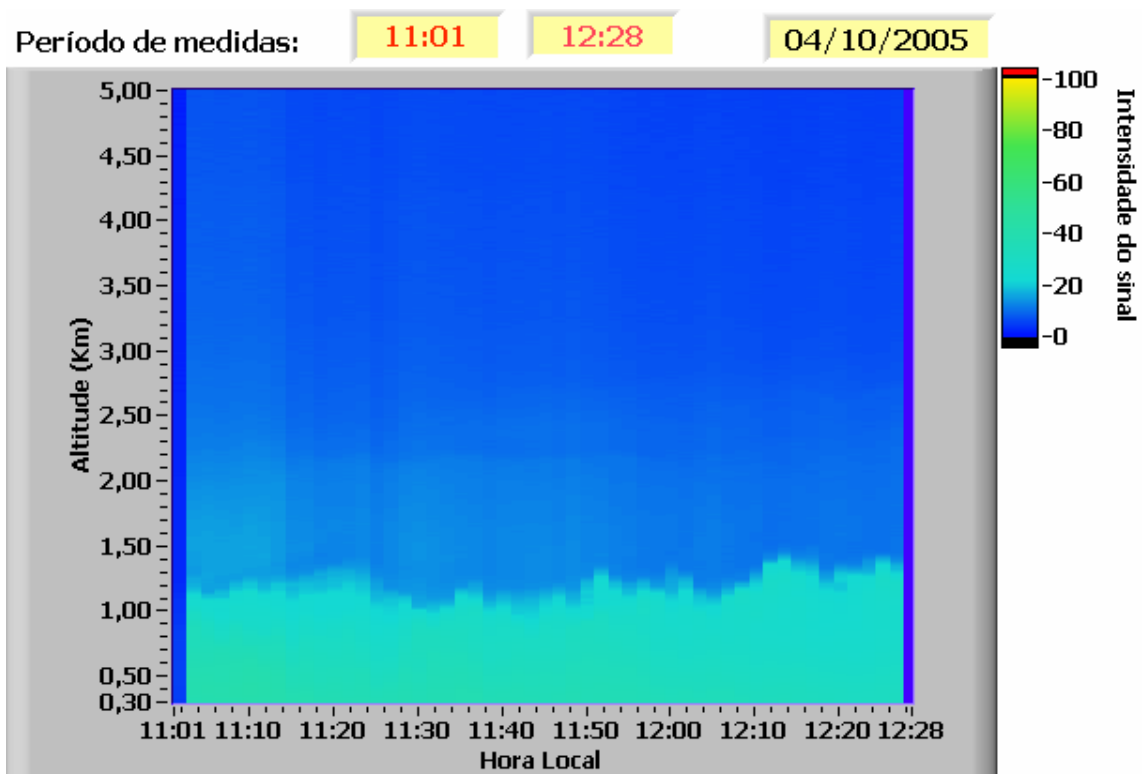


Figura 5.78: Dados do LIDAR para o dia 4 de outubro de 2005 (até 5 km).

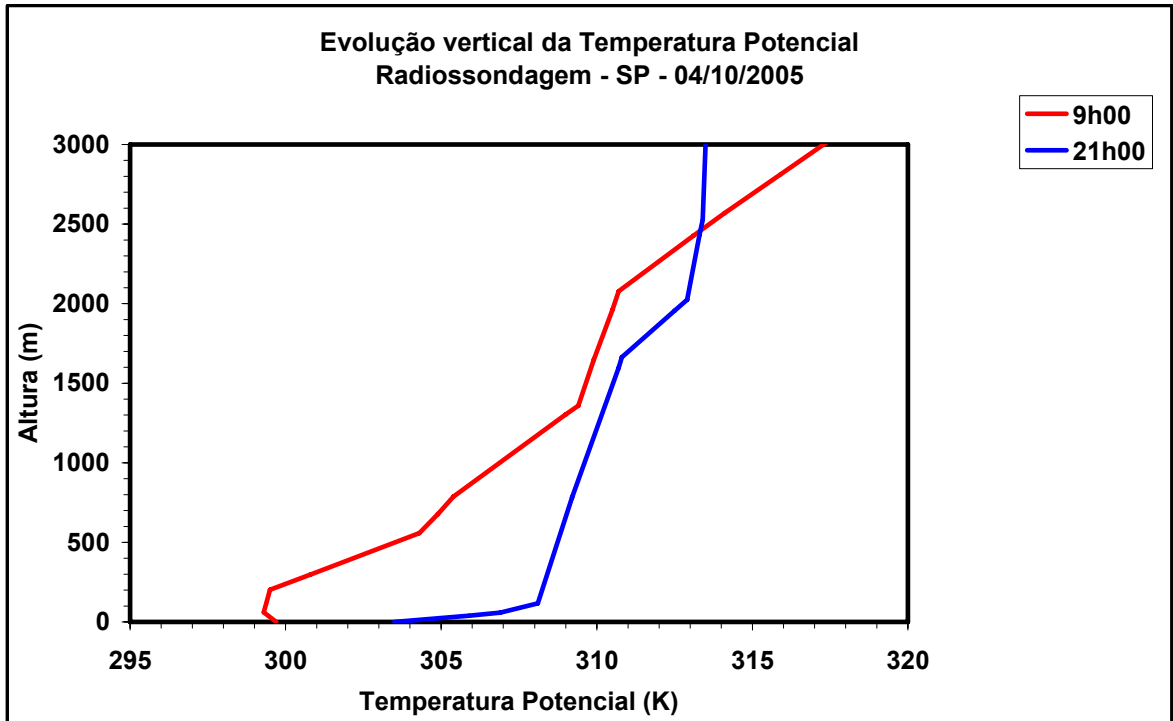


Figura 5.79: Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

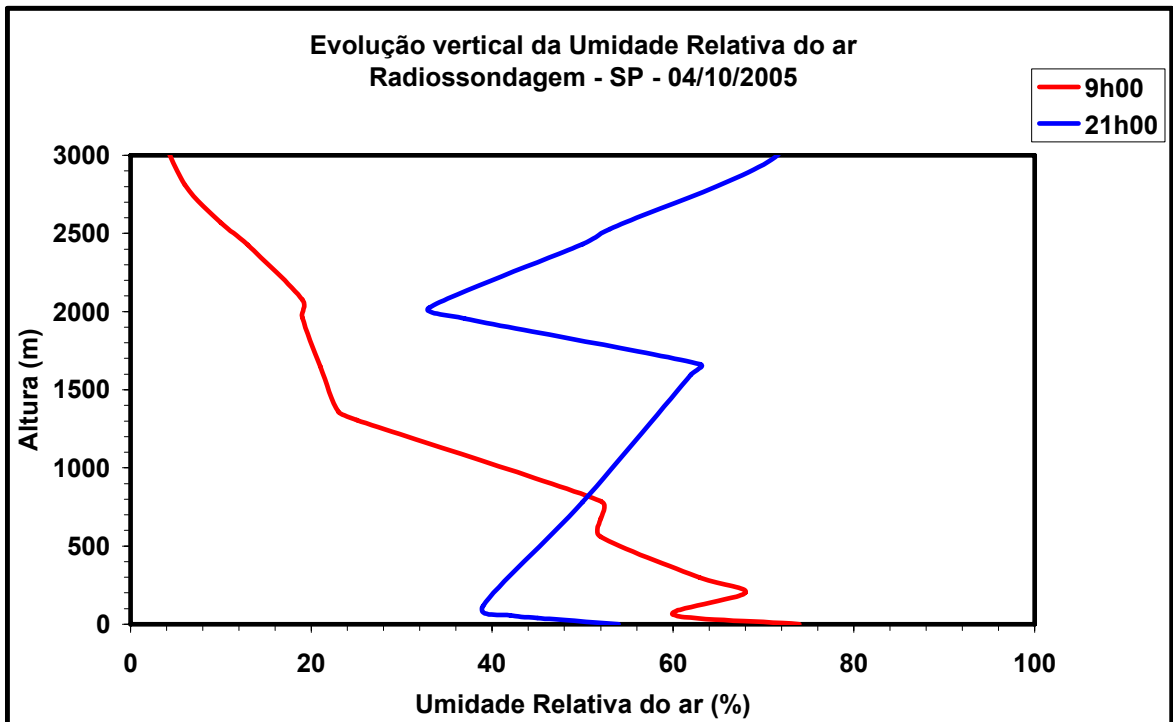


Figura 5.80: Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

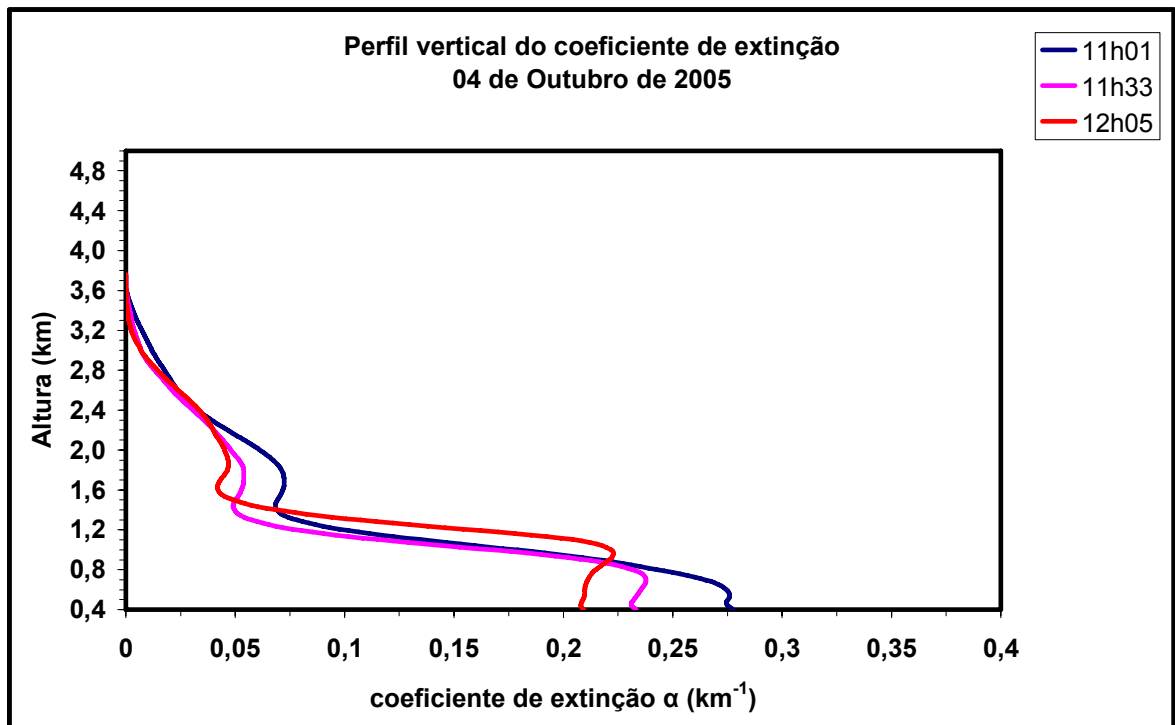


Figura 5.81: Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.

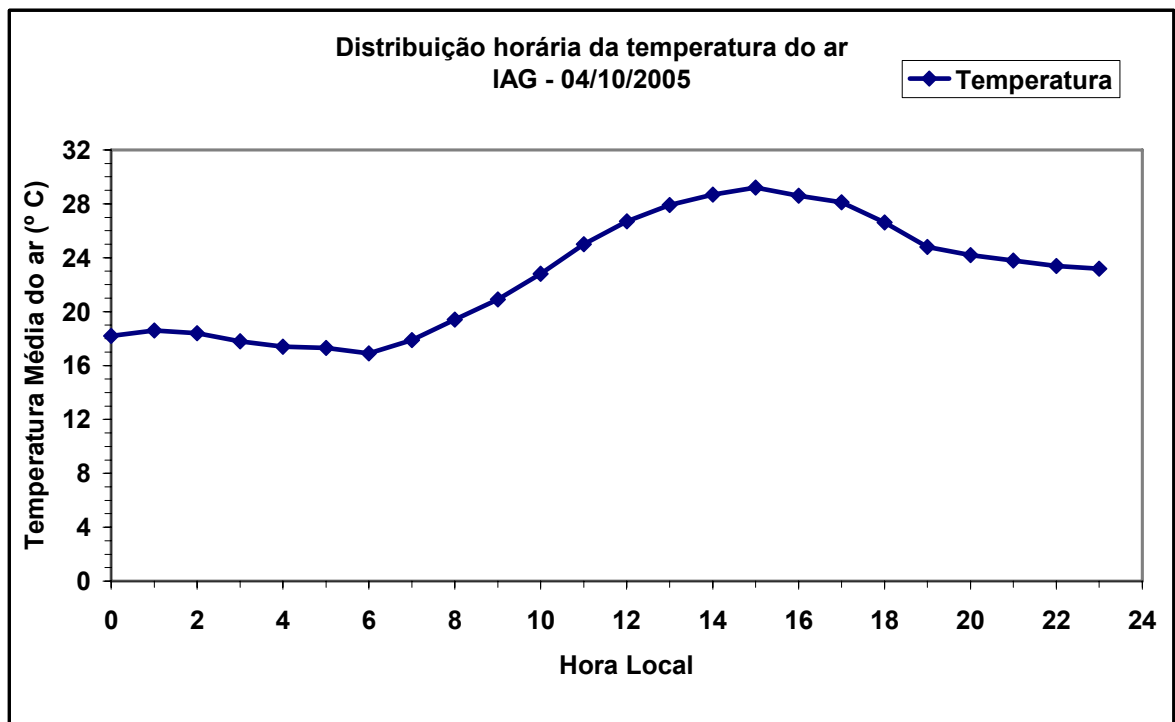


Figura 5.82: Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

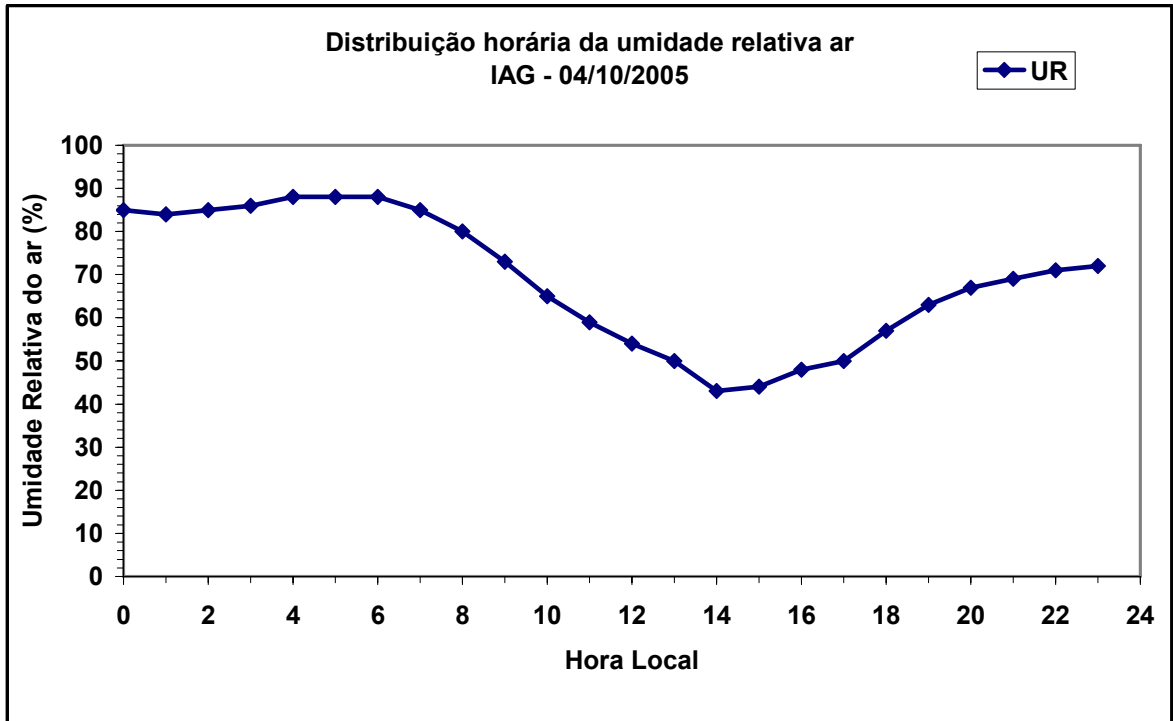


Figura 5.83: Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

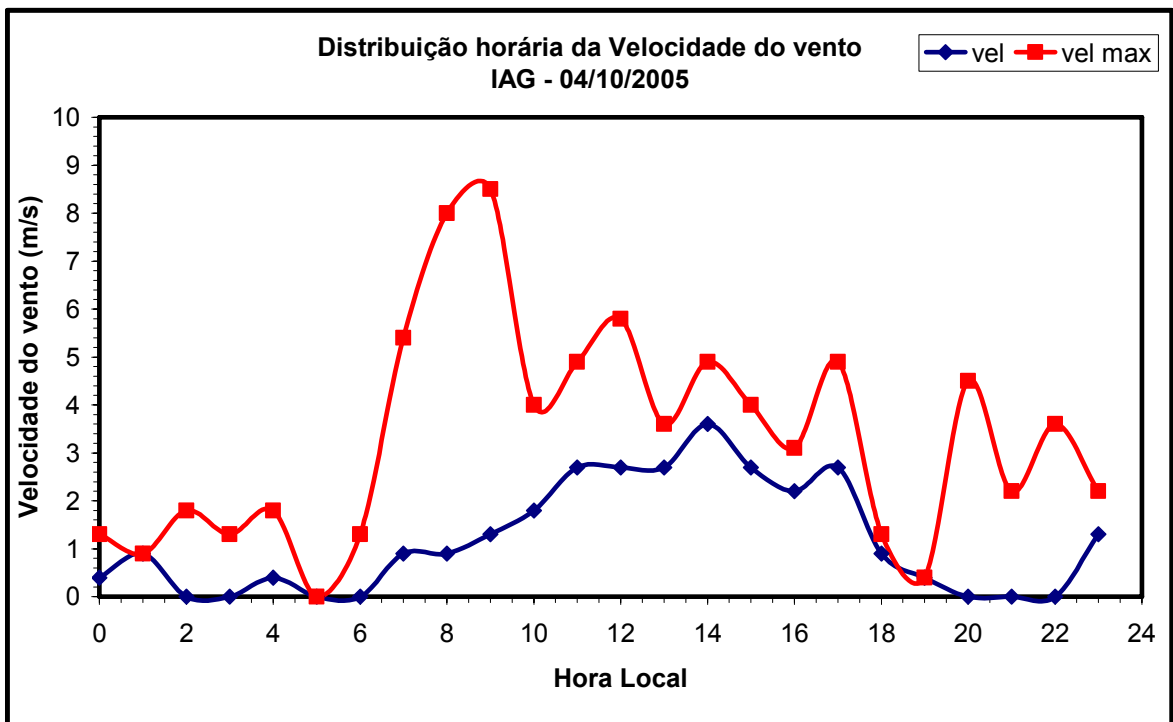


Figura 5.84: Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

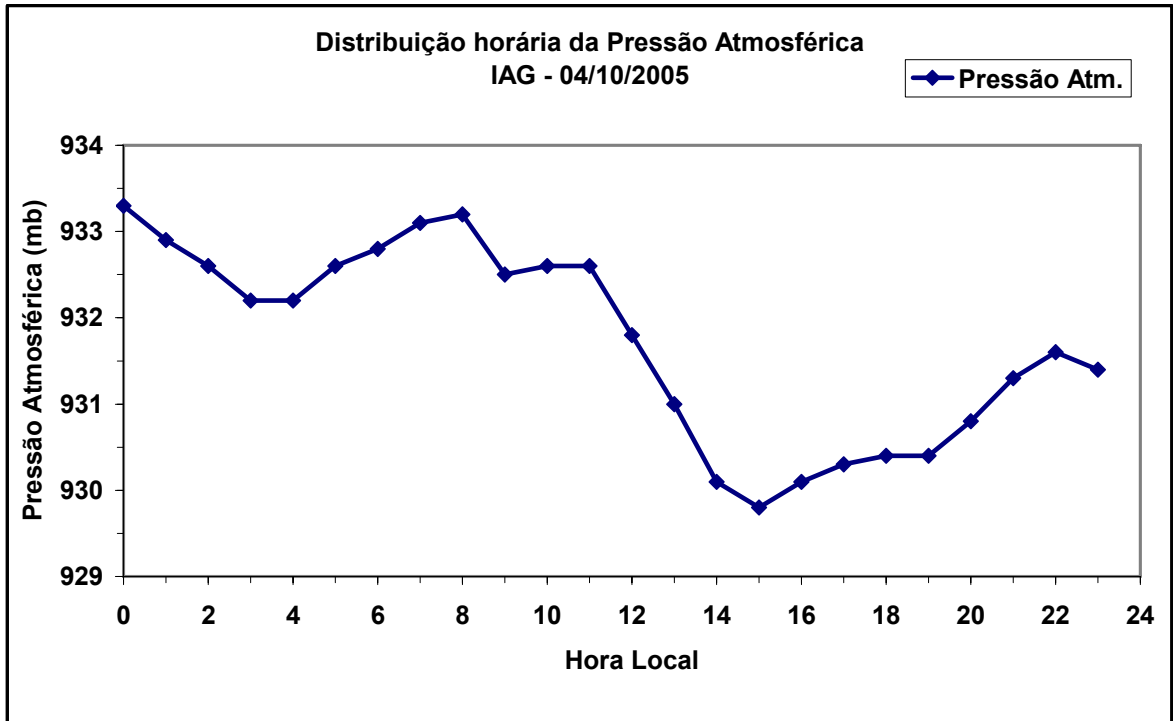


Figura 5.85: Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

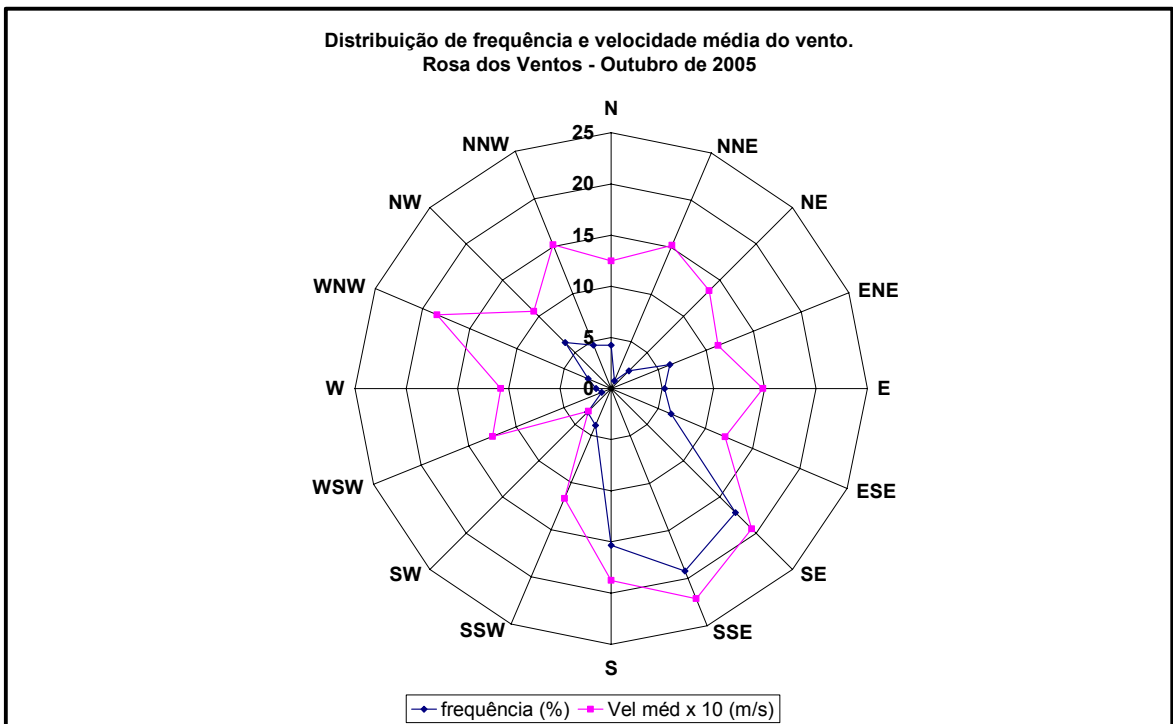


Figura 5.86: Rosa dos ventos para outubro de 2005.

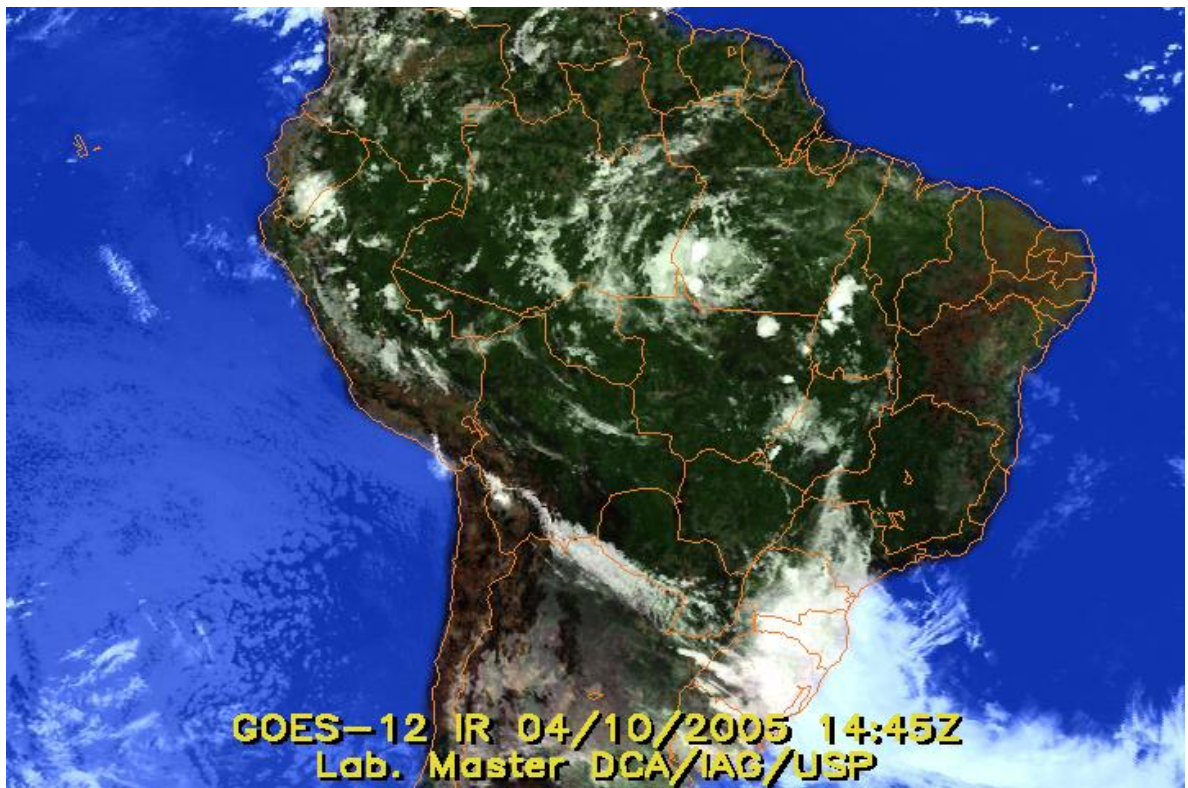


Figura 5.87: Imagem de satélite indicando a presença de nebulosidade sobre o Estado de São Paulo.

Análise para o mês de novembro.

A passagem de frentes frias e a ocorrência de três episódios de ZCAS possibilitaram a formação de áreas de instabilidade que causaram chuvas e ventos fortes em várias localidades. As chuvas excederam a média histórica no norte do Rio de Janeiro, no Espírito Santo e em praticamente todo Estado de Minas Gerais. No Estado de São Paulo, os totais de chuva variaram entre 50 mm e 150 mm e estiveram abaixo da média histórica (Climanálise, 2005).

No dia 11 de novembro foram realizadas medidas com o LIDAR no período das 08h02 as 12h16. Neste dia São Paulo ficou sob a forte influência de nebulosidade e da ZCAS (figura 5.99). Apesar da nebulosidade, não ocorreu precipitação no período de coleta de dados com o LIDAR. O coeficiente de Angstrom médio ficou em torno de 0,91 indicando a presença de partículas de moda fina. A altura da CLP variou de 500 metros a 1100 metros (figura 5.89). Pela temperatura potencial (figura 5.91), a altura da CLP ficou em torno de 1000 metros as 9h da manhã. Nesse mesmo horário a umidade relativa teve um aumento considerável em torno de 1000 metros. O coeficiente de extinção mostrou uma perturbação em torno de 1200 metros (figura 5.93). O período mostrou-se desfavorável a dispersão atmosférica.

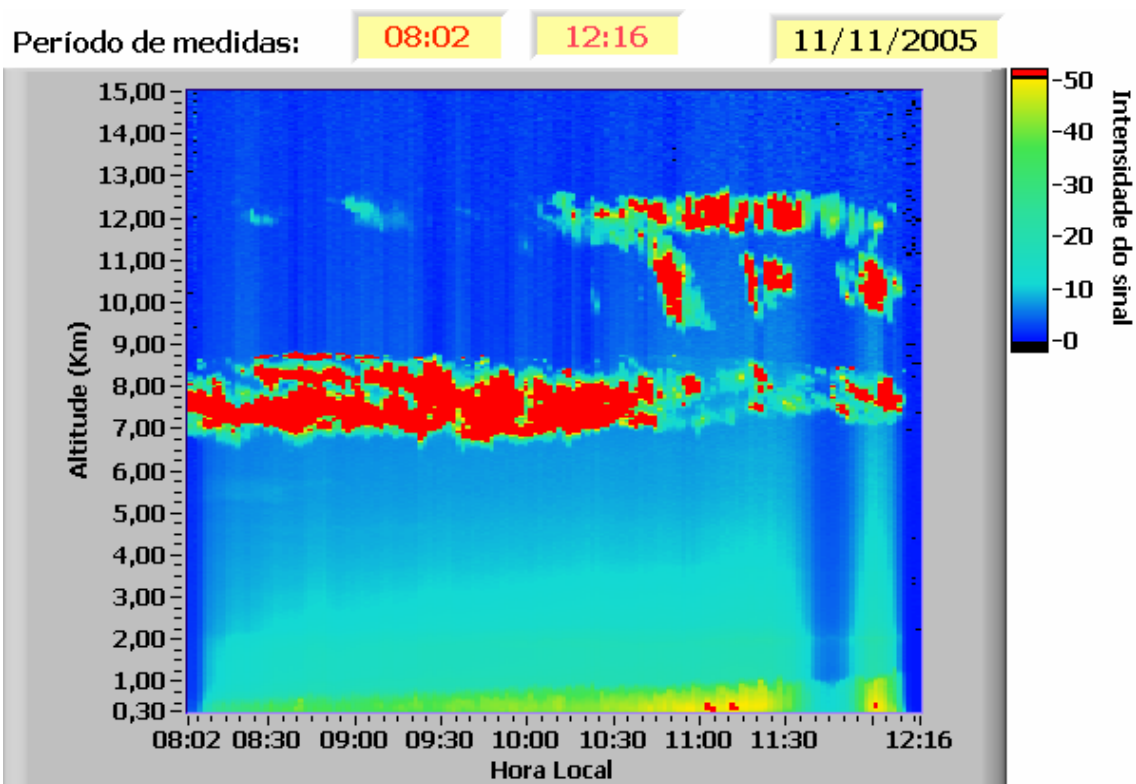


Figura 5.88: Dados do LIDAR para o dia 11 de novembro de 2005 (até 15 km).

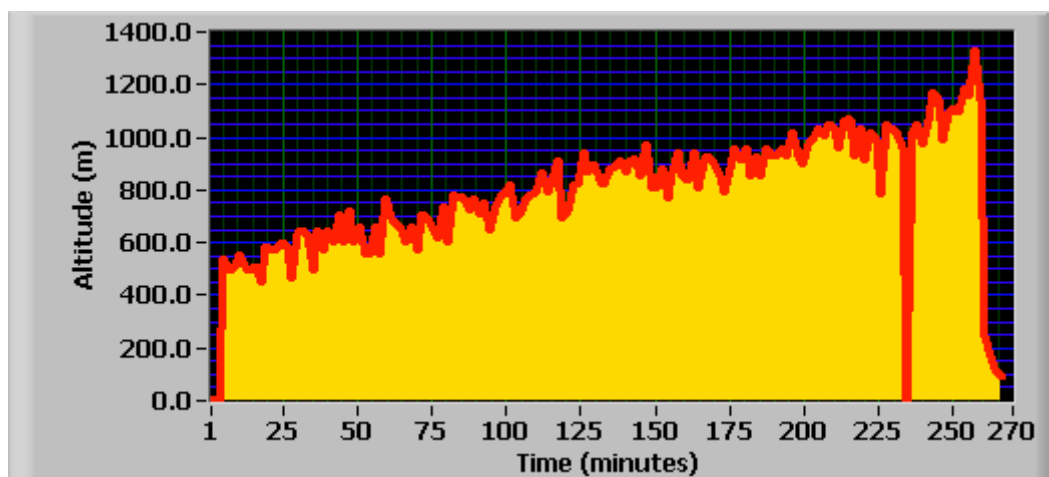


Figura 5.89: Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.

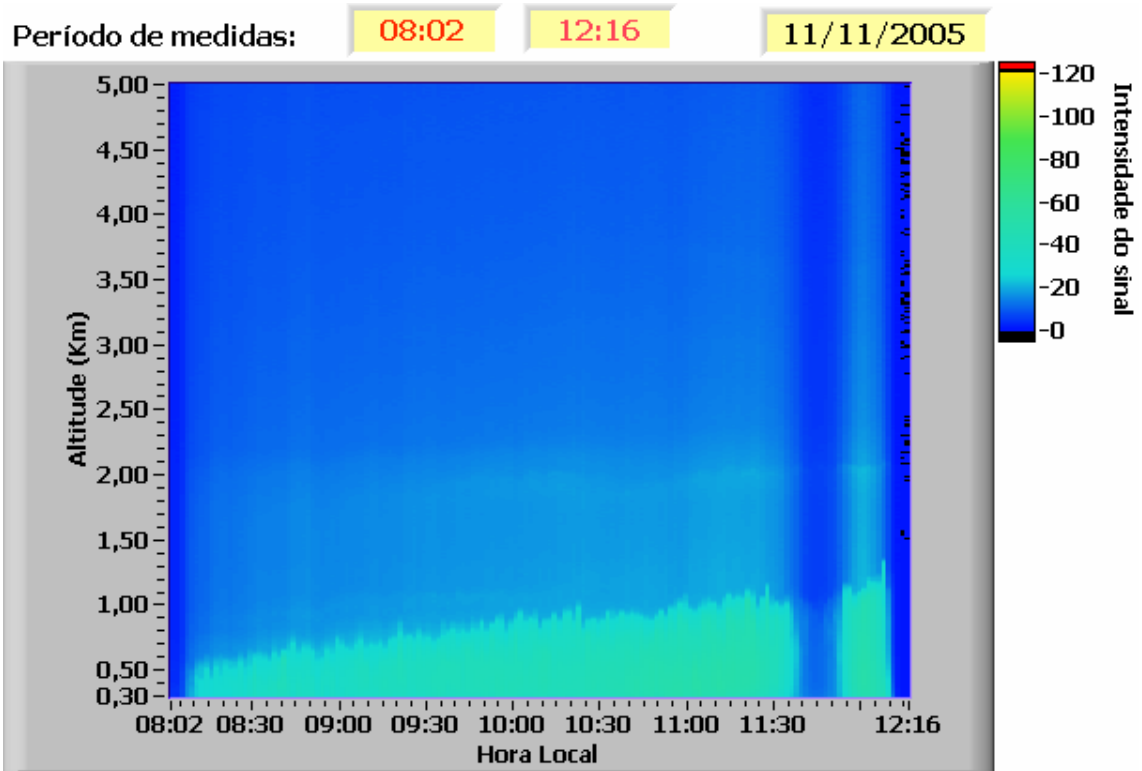


Figura 5.90: Dados do LIDAR para o dia 11 de novembro de 2005 (até 5 km).

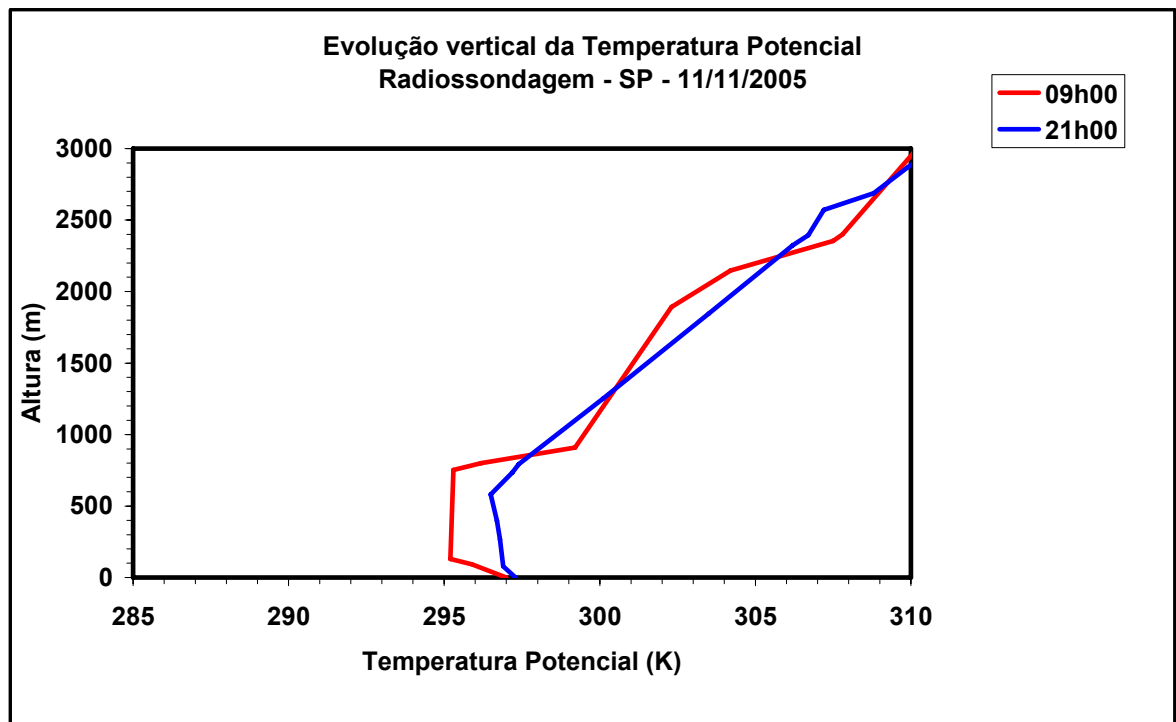


Figura 5.91: Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

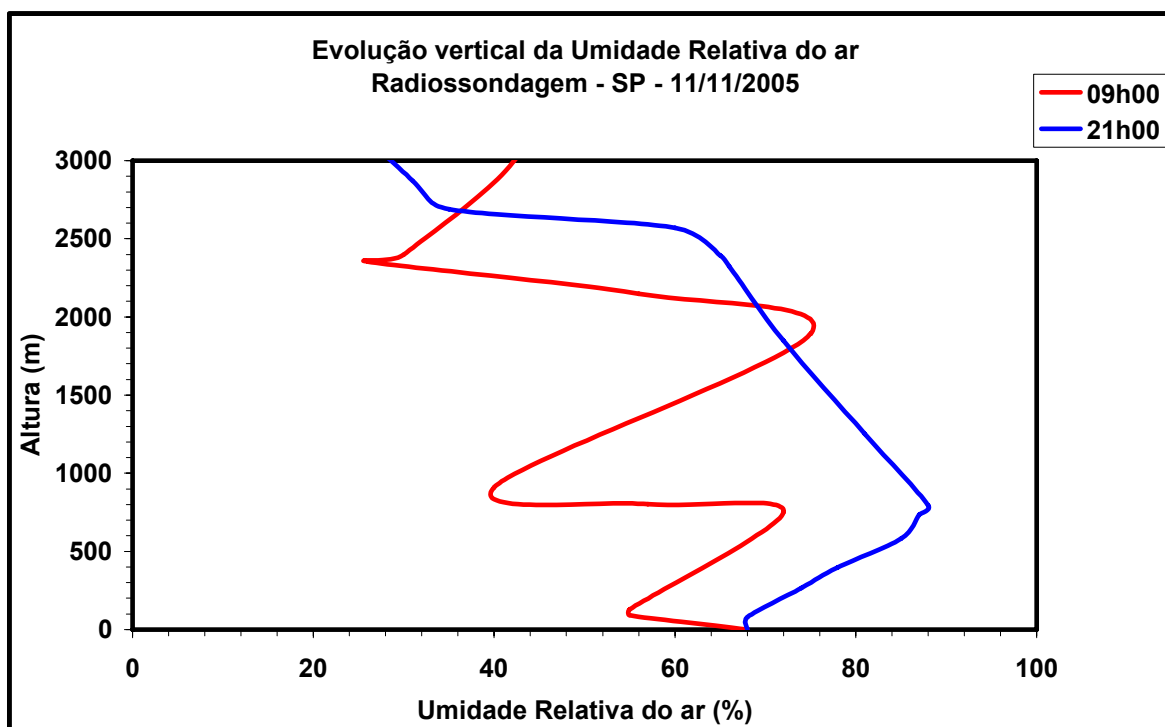


Figura 5.92: Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

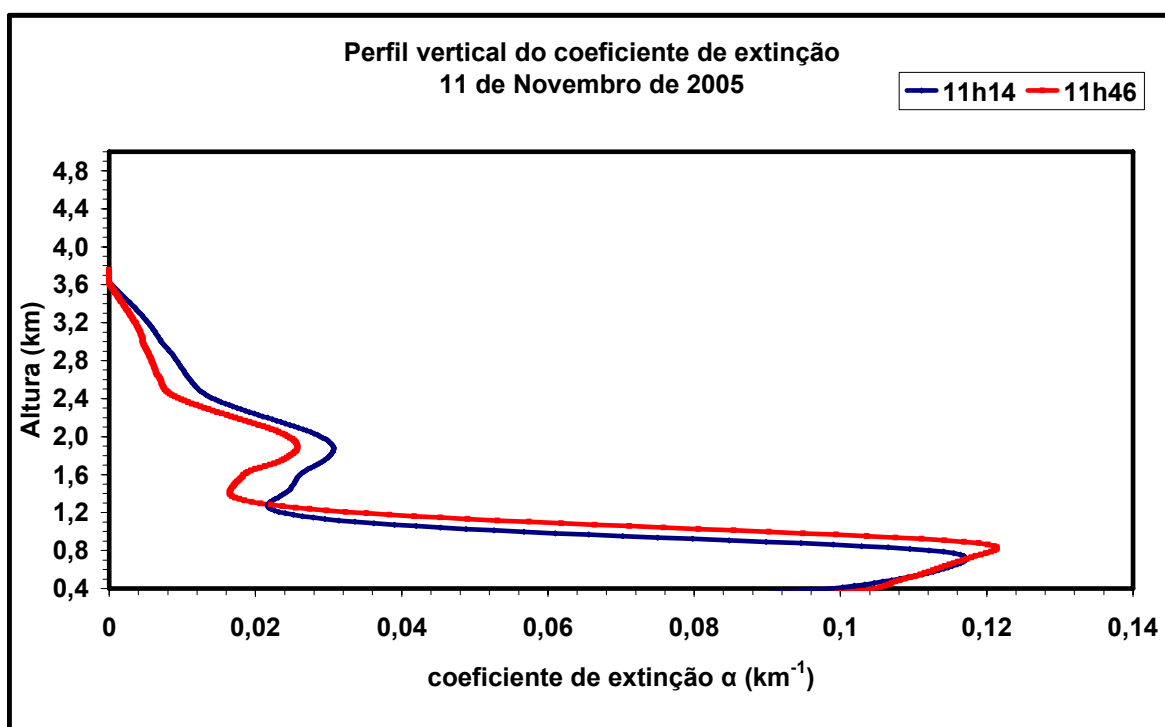


Figura 5.93: Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.

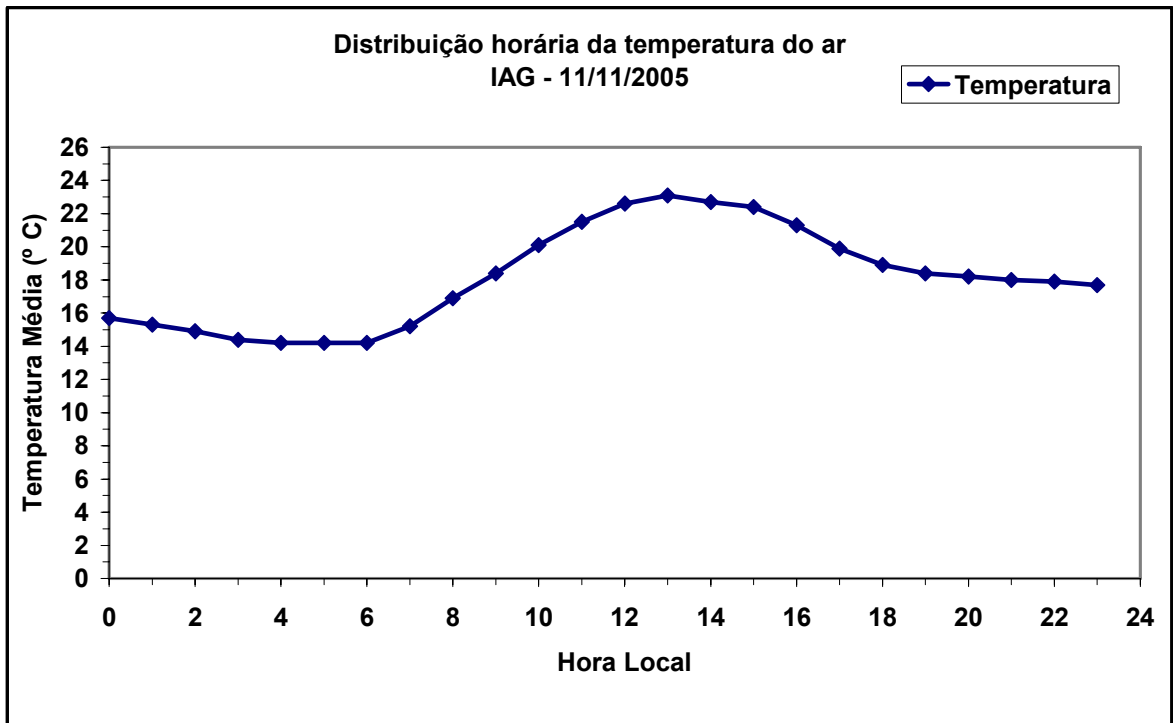


Figura 5.94: Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

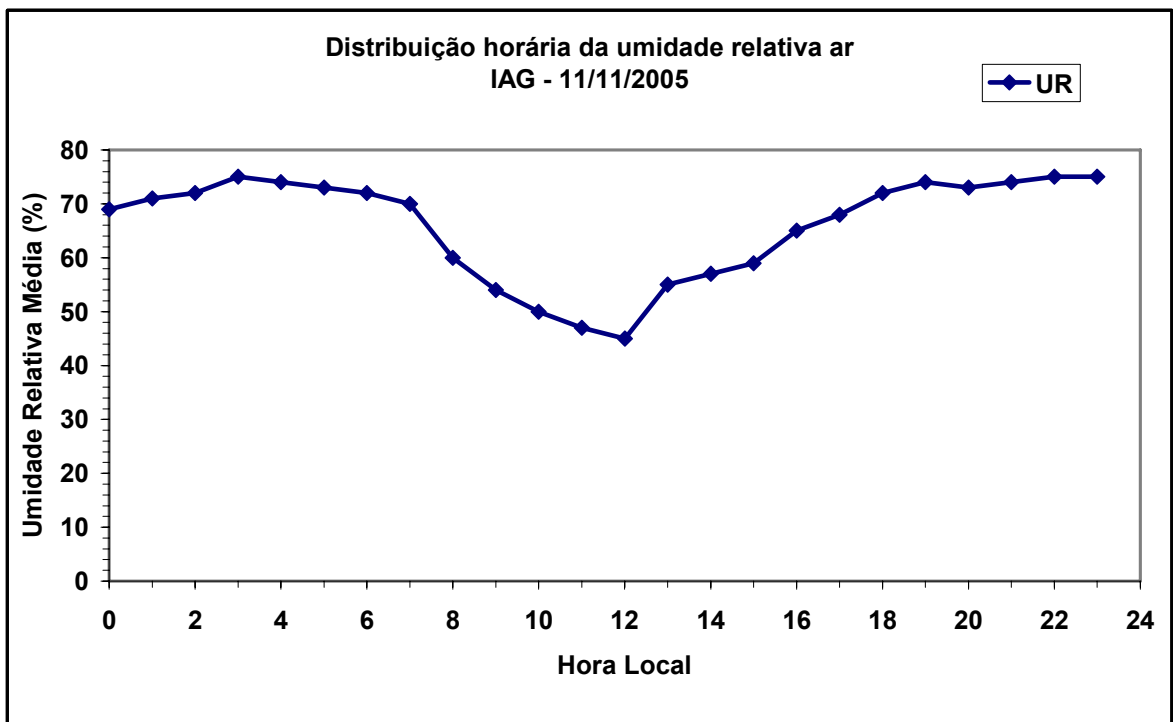


Figura 5.95: Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

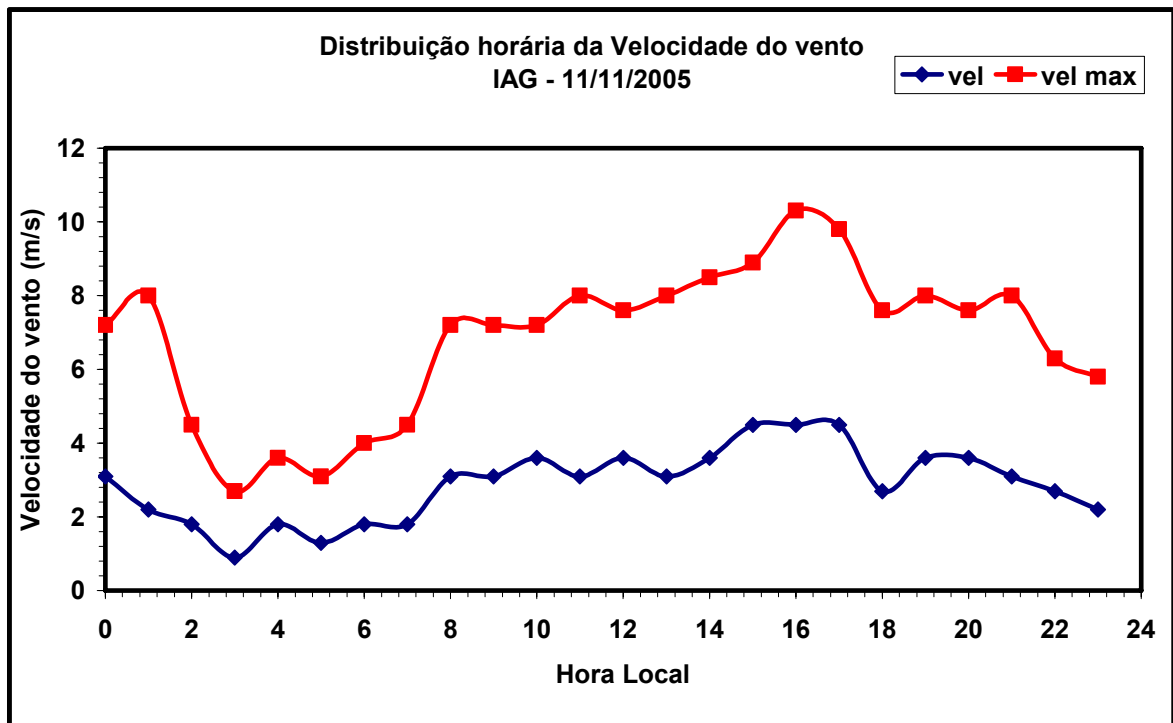


Figura 5.96: Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

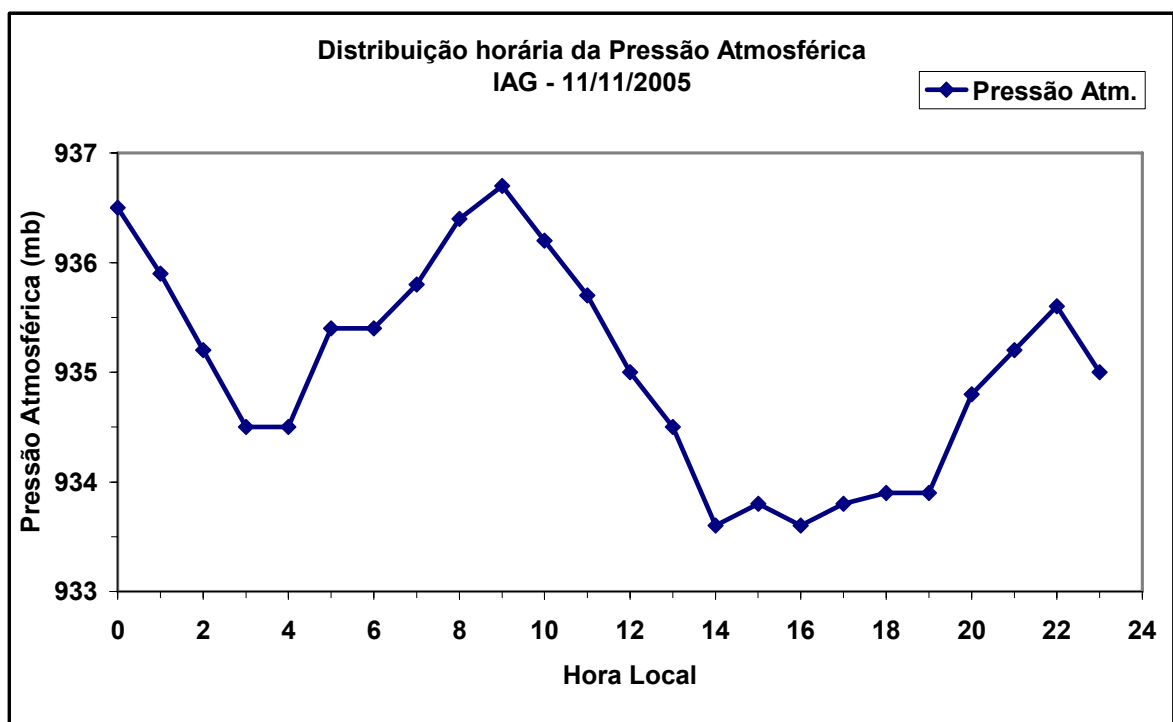


Figura 5.97: Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

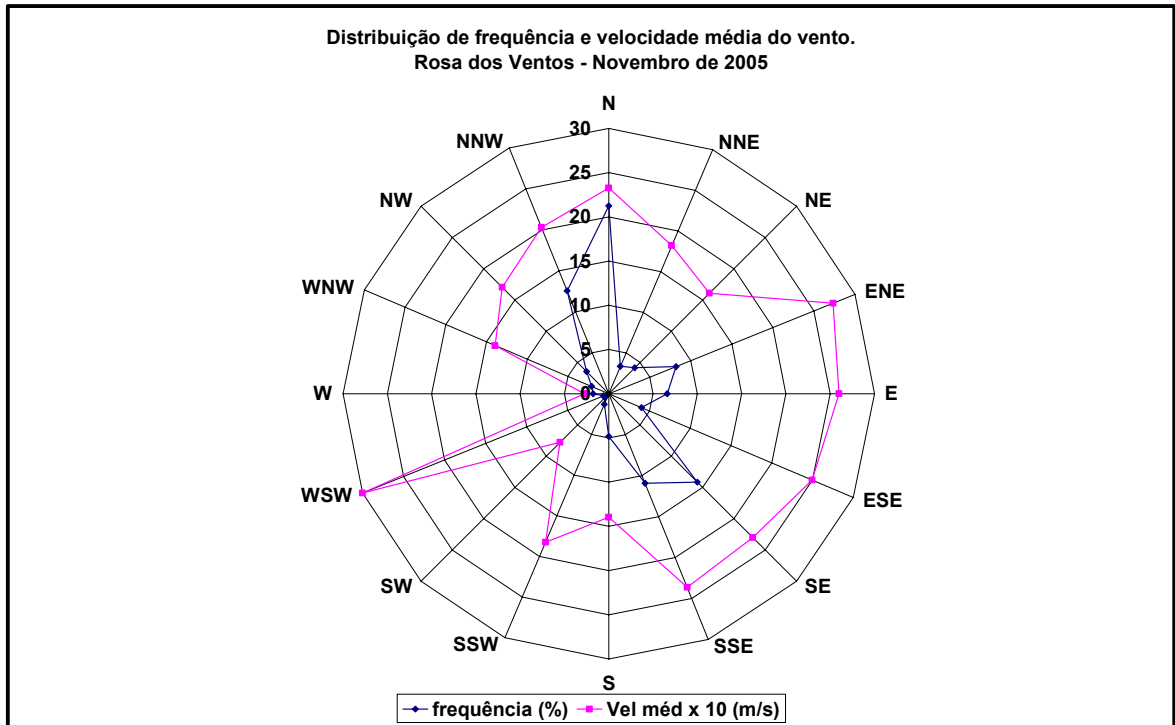


Figura 5.98: Rosa dos ventos para novembro de 2005.

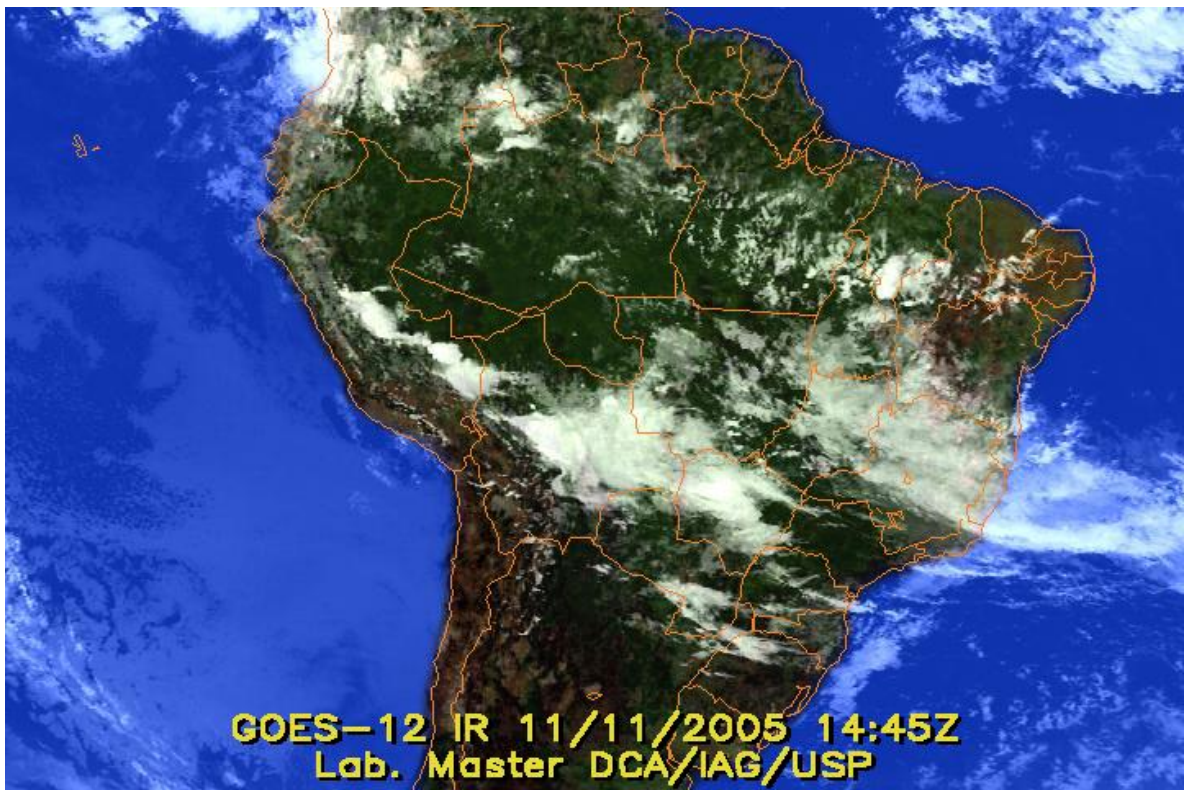


Figura 5.99: Imagem de satélite indicando a presença da ZCAS.

Análise para o mês de dezembro.

A atuação de dois episódios de ZCAS favoreceu a ocorrência de chuvas acima da média no leste e nordeste de Minas Gerais, no norte do Rio de Janeiro e no norte do Espírito Santo, onde os valores ultrapassaram a média entre 50 mm e até 100 mm. Como estes episódios atuaram mais ao norte, grande parte do Estado de São Paulo apresentou déficit de precipitação. As chuvas ocorreram em forma de pancadas fortes e provocaram transtornos característicos dos meses de verão, como enchentes e quedas de barreiras nos Estados de São Paulo e Rio Janeiro (Climanálise, 2005).

No dia 16 de dezembro foram realizadas medidas no período das 08h28 as 11h52. Devido a passagem de um sistema frontal sobre São Paulo, tivemos a forte influência da brisa marítima injetando uma quantidade maior de umidade sobre o Estado. Pela figura 5.100, podemos identificar a presença de nuvens em altas altitudes (cirrus) entre 10 e 13 km. A imagem de satélite (figura 5.111) mostra a forte influência do sistema frontal. A altura da CLP oscilou entre 400 metros ate cerca de 1200 metros (figura 5.101). Na figura 5.102, podemos observar uma penetração de uma massa de ar ou de aerossol na camada em torno de 1 km. A temperatura potencial e a umidade relativa do ar coletadas pela radiossondagem do Campo de Marte em São Paulo, mostram a ocorrência de uma perturbação em torno de 1 km. O mesmo acontece com o coeficiente de extinção (figura 5.105). O coeficiente de Angstrom variou entre 1,09 e 1,28, indicando a presença de partículas de moda grossa. Este dia não foi favorável para a dispersão atmosférica devido ao aumento da temperatura do ar, baixa umidade relativa do ar, pressão atmosférica em queda e baixa taxa de ventilação do ar.

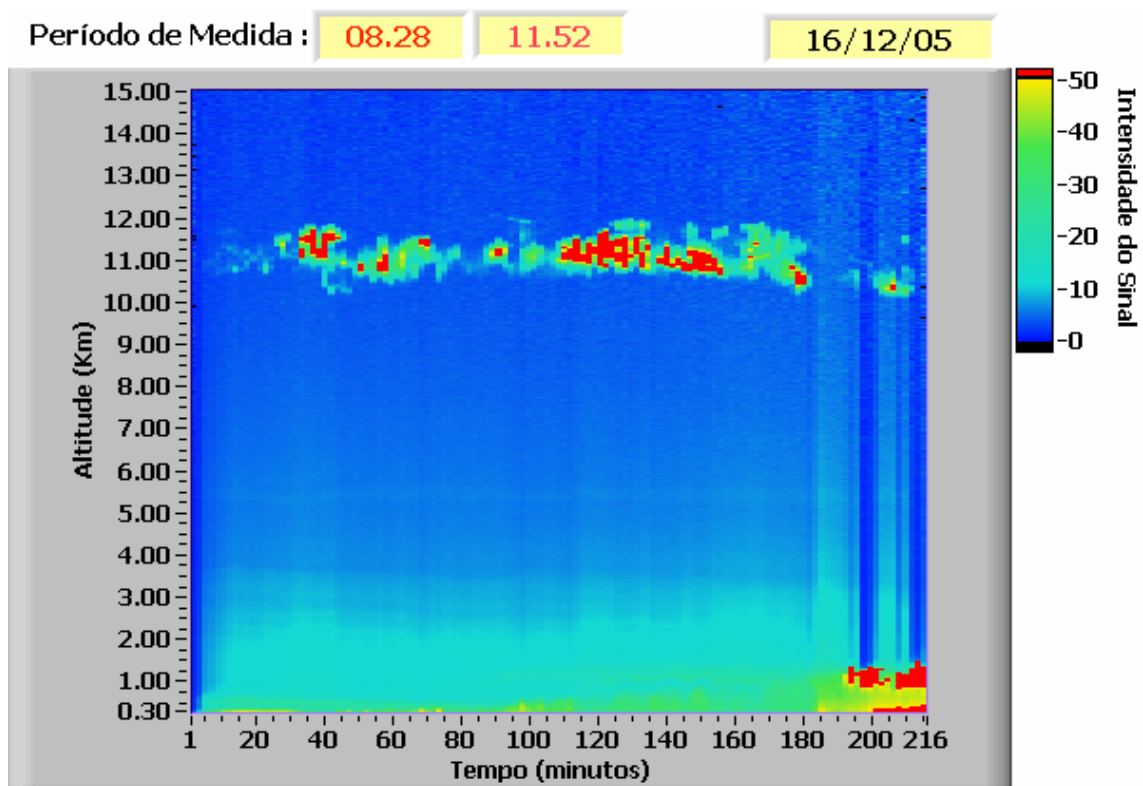


Figura 5.100: Dados do LIDAR para o dia 16 de dezembro de 2005 (até 15 km).

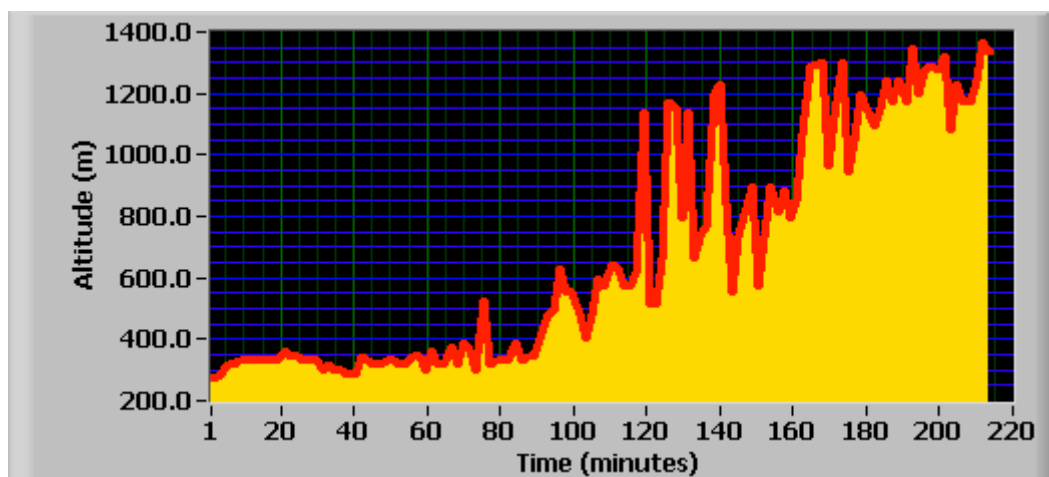


Figura 5.101: Dados do LIDAR plotados pelo método da derivada.

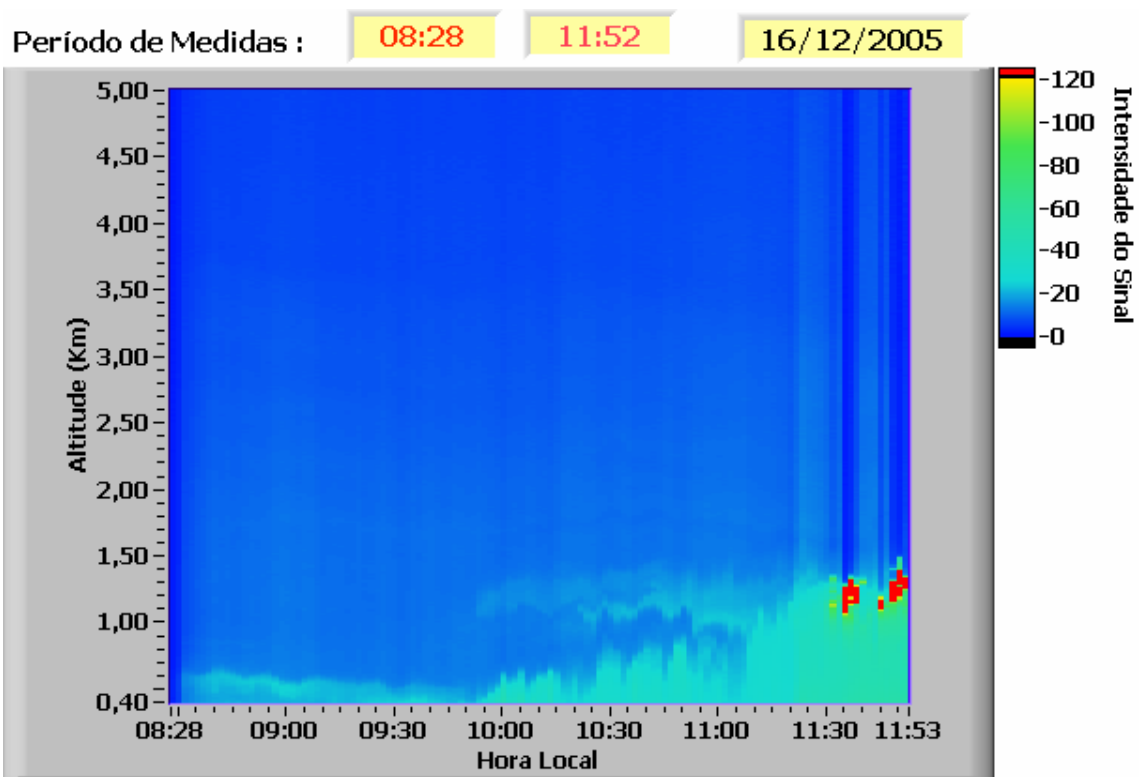


Figura 5.102: Dados do LIDAR para o dia 16 de dezembro de 2005 (até 5 km).

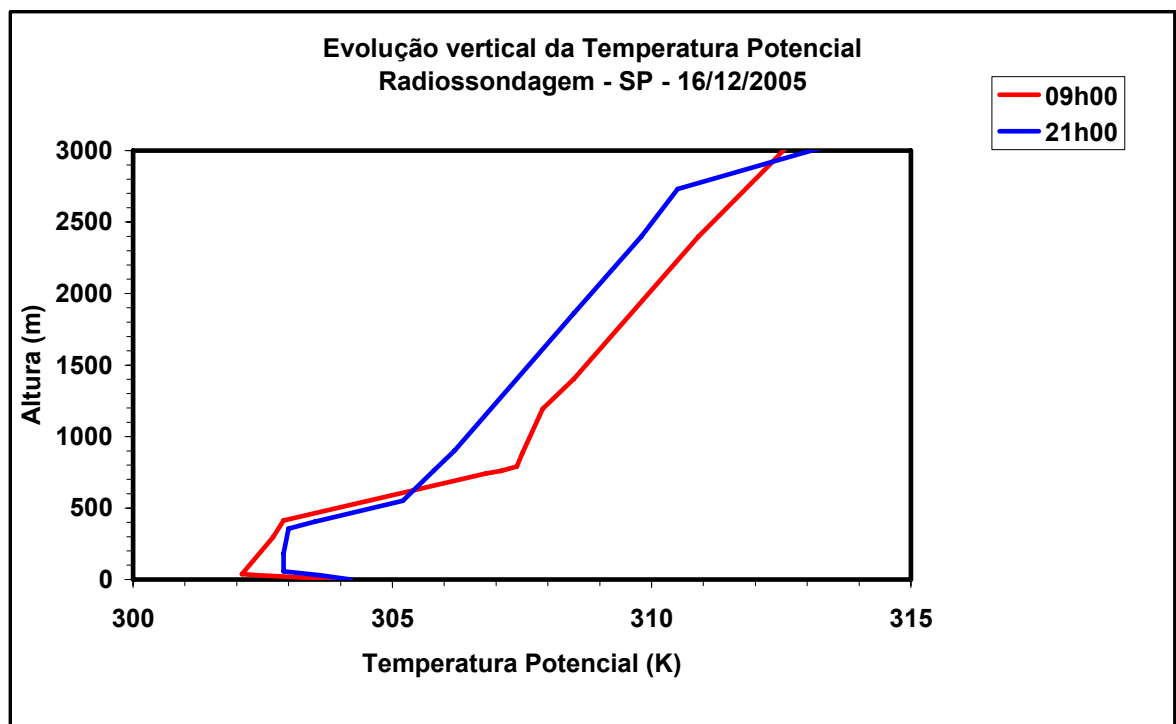


Figura 5.103: Evolução vertical da Temperatura Potencial, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

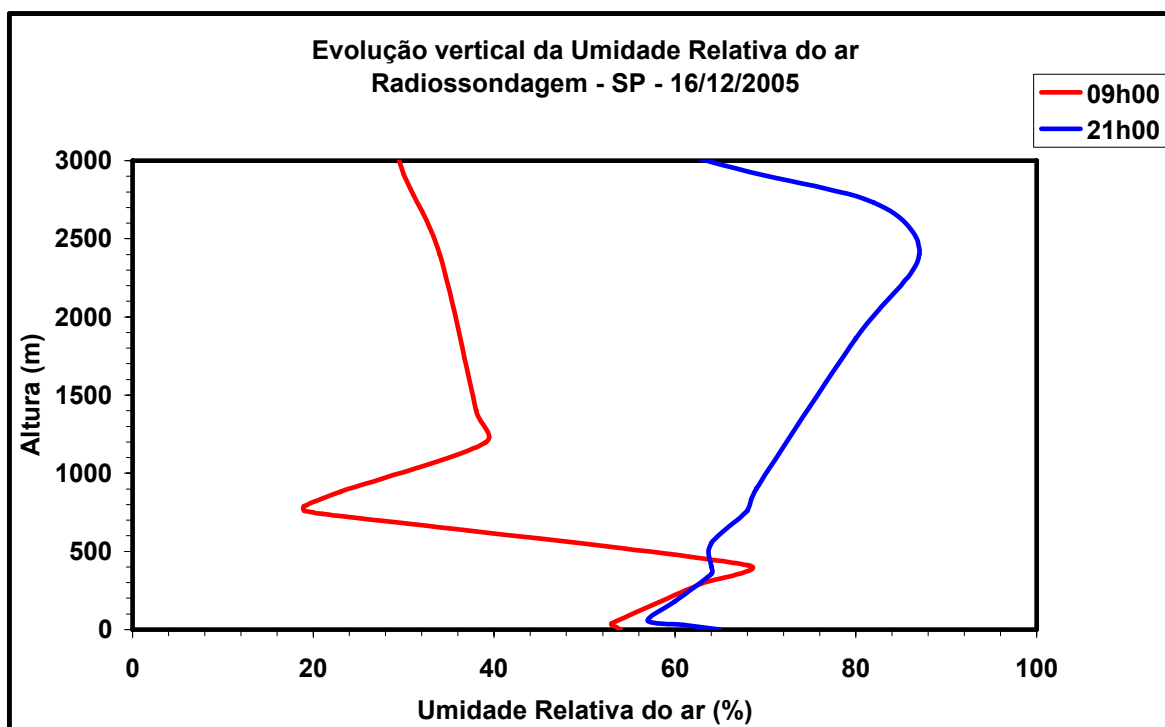


Figura 5.104: Evolução vertical da Umidade Relativa do ar, obtida através da radiossondagem coletada no Campo de Marte (SP).

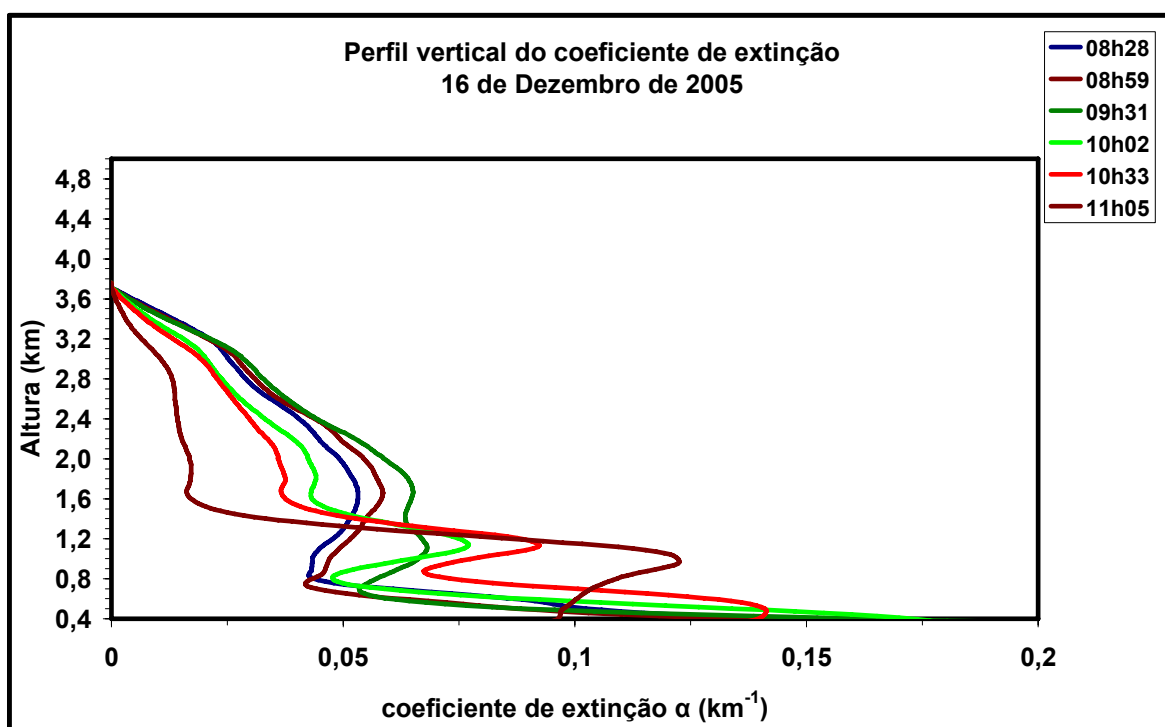


Figura 5.105: Coeficiente de extinção obtido através do programa de análise de dados do LIDAR.

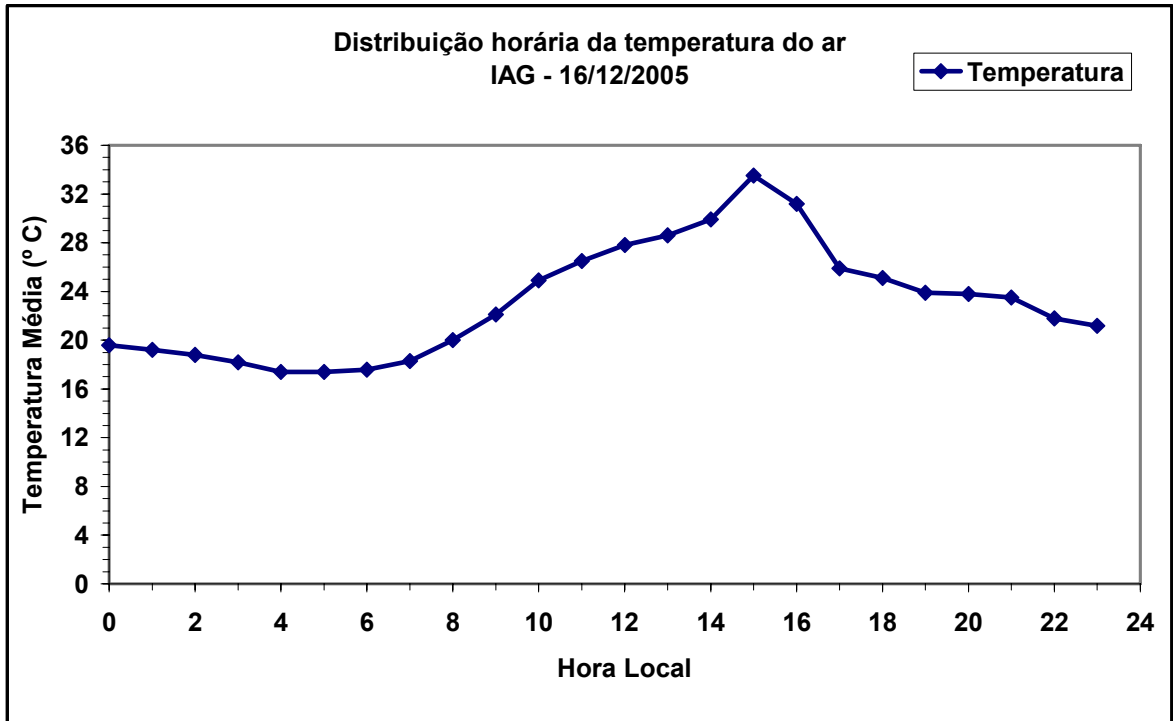


Figura 5.106: Distribuição horária da temperatura do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

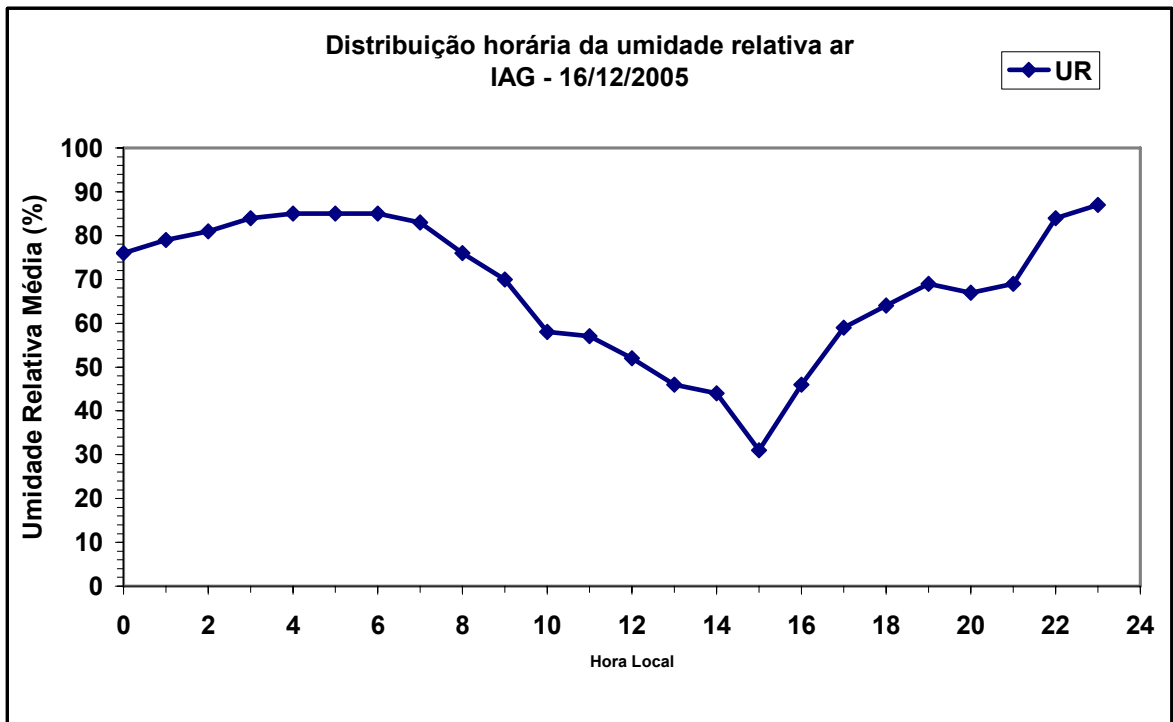


Figura 5.107: Distribuição horária da umidade relativa do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

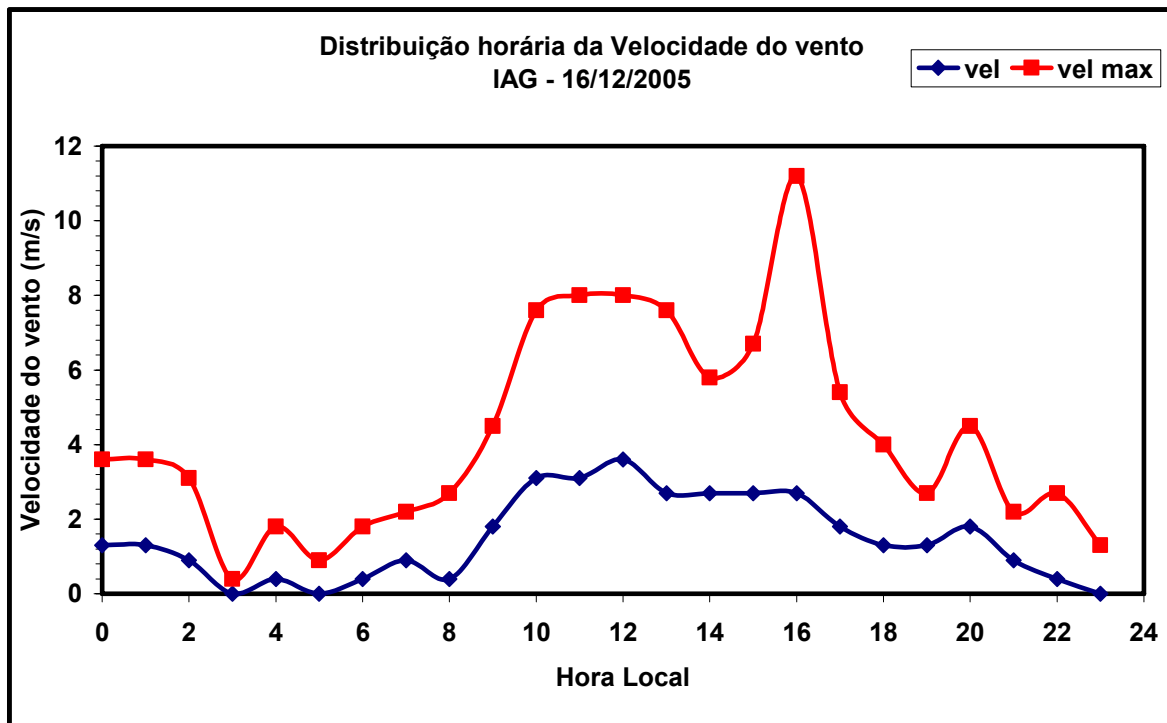


Figura 5.108: Distribuição horária da velocidade do vento e velocidade máxima do vento obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

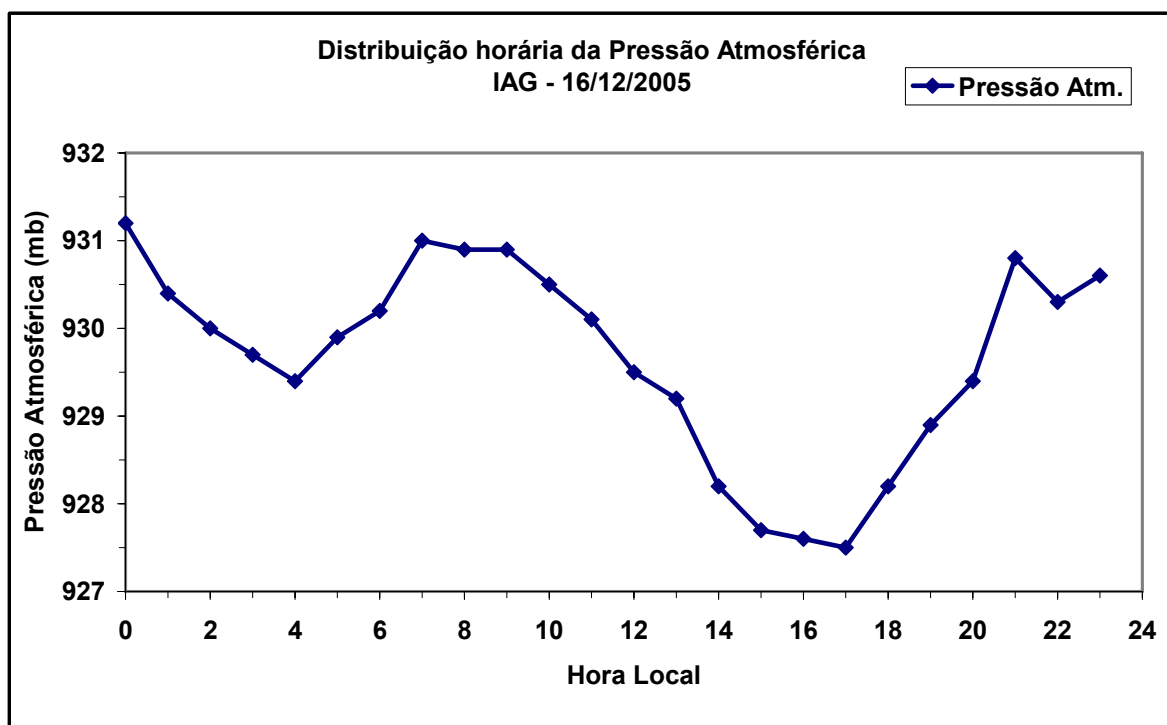


Figura 5.109: Distribuição horária da pressão atmosférica do ar obtida através da estação meteorológica do IAG/SP.

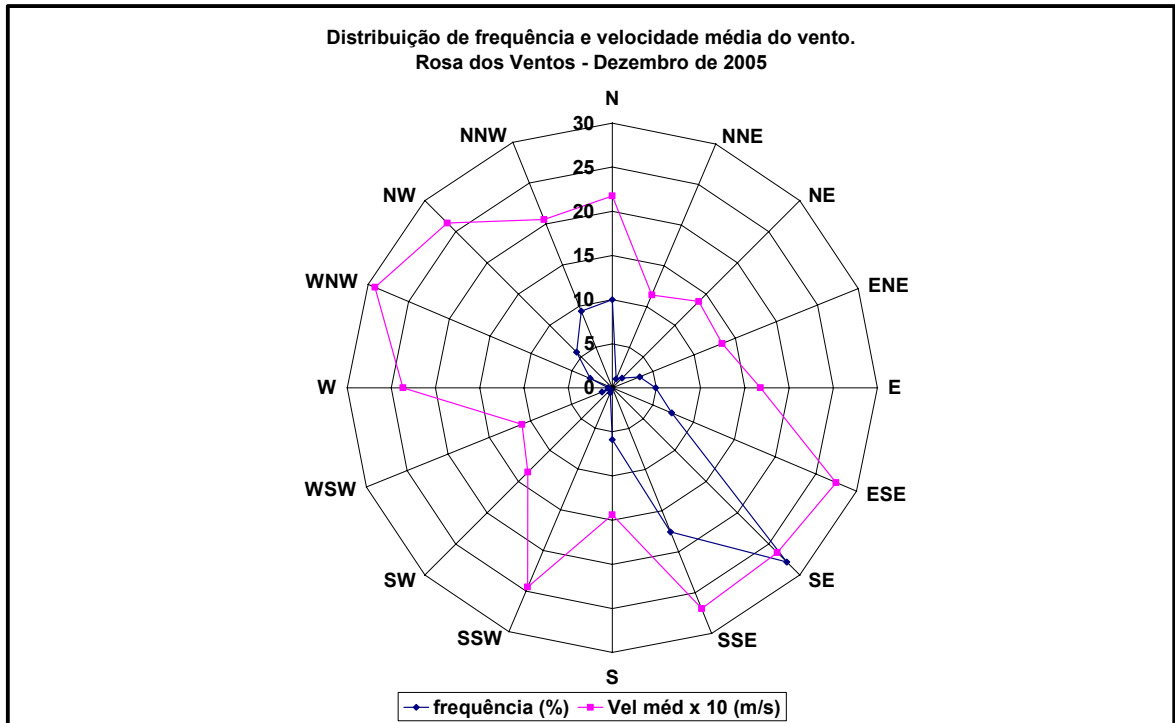


Figura 5.110: Rosa dos ventos para dezembro de 2005.

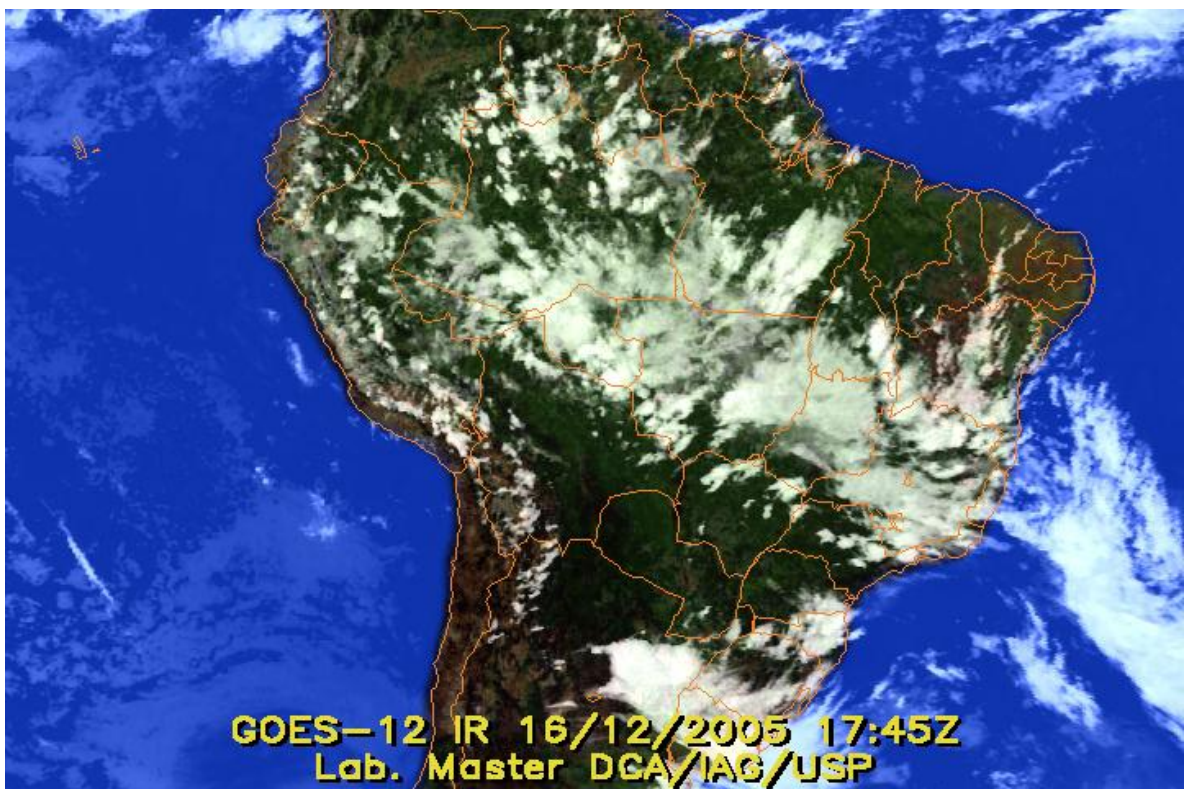


Figura 5.111: Imagem de satélite indicando a presença de frente fria.

Correlação entre os métodos de estimativa da CLP

Na tabela 8 temos os valores estimados para a CLP utilizando os três métodos apresentados anteriormente.

Tabela 8: Valores estimados para a CLP (em metros) utilizando os métodos da derivada, visual e Tommasi. CLP1 = método da derivada (manhã), CLP2 = método da derivada (tarde), CLP3 = método visual (manhã), CLP4 = método visual (tarde), CLPT9h = método Tommasi radiossonda 9h, CLPT21h = método Tommasi radiossonda 21h.

Mes	Dia	CLP1	CLP2	CLP3	CLP4	CLPT9h	CLPT21h
Marco	10	700		2200		800	
Marco	29	1000	1000	1000	1000	800	800
Marco	30	1000		1800		500	
Abril	7	400	400	500	500	500	
Abril	8	1000		1200			
Abril	11	500	500	600	1000		
Abril	12	750	2200	1100	2000		
Abril	14		1500		1500	570	1800
Abril	15	700	600	1000	800	400	800
Abril	18	500	1000	700	1500	600	1200
Abril	19	600	1800	1500	1500	600	1500
Abril	20	750	2000	1000	2000	800	1500
Mai	4	400	1400	1000	1500	1000	1500
Mai	5	600		600		500	
Mai	31	600	1200	500	1500	600	1500
Junho	3	500	400	800	1200	600	1400
Junho	6		1000		1000		1100
Junho	8	500	1600	600	1900		2000
Junho	9	500	500	500	800	600	800
Junho	10	700	1500	700	1700	800	
Junho	13	500	500	1200	1700		
Junho	14	400	400	500	500	600	
Junho	15	500	500	800	1000	400	800
Junho	16	600	1200	600	1400	700	1100
Junho	17	600	1400	700	1300	600	
Agosto	1	350	300	600	1500	500	1300
Agosto	2	600	1600	600	1500	400	1500
Agosto	3	400	1400	1200	1300	500	1300
Agosto	4	1300	1400	1500	1500	1100	
Agosto	5	400	1400	700	1500		
Agosto	11	750	1500	1000	1500		1600
Agosto	12	800	1000	800	1000	700	1000
Agosto	13	800	600	1000	600	700	600
Agosto	15	500	750	700	1700	400	
Agosto	16	750	2000	1000	1800	800	
Agosto	17	500	1000	1200	2000	800	
Agosto	18	800	600	1000	1000	700	
Agosto	20	800	1400	1000	1200		

Tabela 8: Continuação.

Agosto	22	1000	700	800	1600		
Agosto	26	600	1000				
Agosto	30	1000	700	1000	800		
Setembro	16	600	1000	600	1500	700	1200
Outubro	4	1200	1400	1200	1500	500	1600
Outubro	25	250	1000	250	1200		
Novembro	11	1000		1000		900	
Dezembro	9	600		600			
Dezembro	16	800		600		400	1200

Conforme podemos observar na Tabela 8, alguns dias não possuem valores para a CLP devido a problemas na estimativa, seja por falta de dados de radiossondagem ou pela contaminação (nuvens) nos dados do LIDAR.

Os valores médios mensais mostraram que existe uma diferença em torno de 20% na altura da CLP manhã e 15% na altura da CLP tarde/noite, estimada entre os métodos utilizados (figuras 5.112 e 5.113).

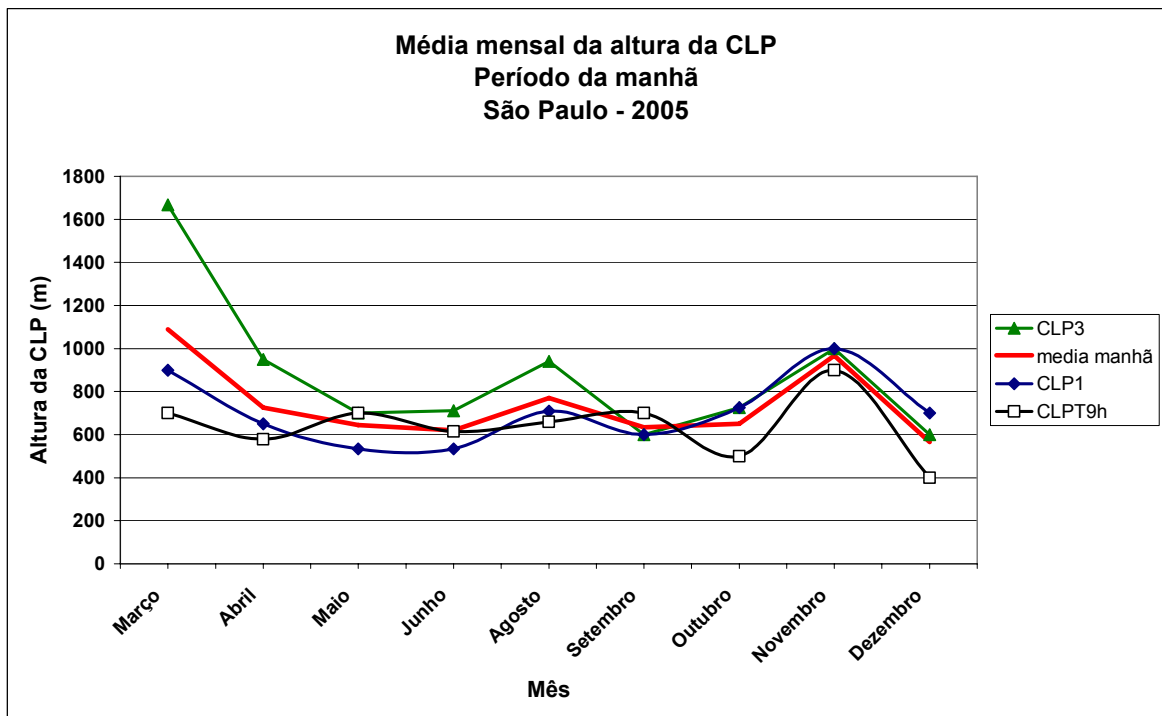


Figura 5.112: Valores médios da CLP no período da manhã.

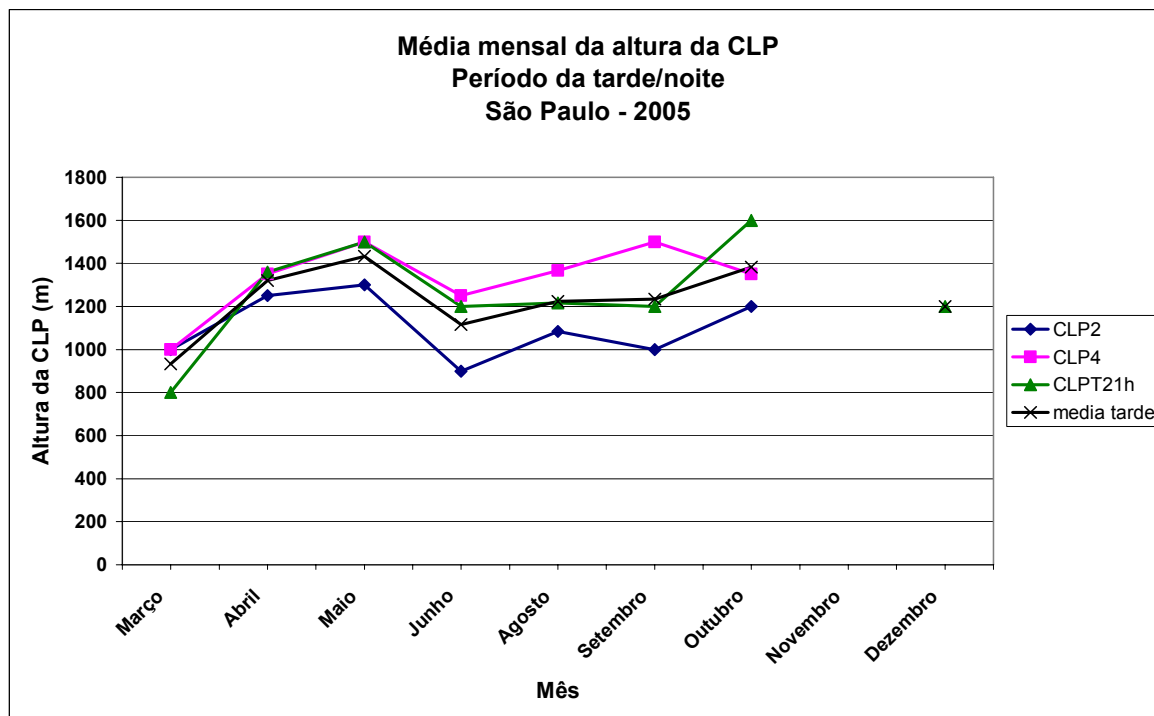


Figura 5.113: Valores médios da CLP no período da tarde/noite.

6 CONCLUSÕES.

Neste trabalho foi apresentada primeiramente uma caracterização do sistema Lidar, primeiro deste tipo no Brasil na baixa atmosfera. Foram realizadas medidas com o LIDAR em 2005 e utilizados esses dados no presente estudo.

A análise meteorológica mostrou a presença de alguns fenômenos que ocorrem em São Paulo, tais como inversão térmica de altitude, brisa marítima, entrada de frente fria e presença de jatos de baixos níveis.

A técnica proposta por Tomasi (2006) mostrou-se eficiente na determinação da altura da CLP, apesar de ser um método visual. Os perfis de umidade relativa também apresentaram boa correlação com os dados de temperatura potencial, visto que na sua maior parte a altura da CLP determinada através da temperatura potencial, estava próximo da região de perturbação ou de mudança brusca no perfil de umidade relativa do ar, no caso das radiossondagens.

Os valores médios mensais da CLP mostraram que existe uma diferença em torno de 20% na altura da CLP manhã e 15% na altura da CLP tarde/noite, estimada entre os métodos utilizados (figuras 5.112 e 5.113).

Os dados meteorológicos mostraram-se eficientes no auxílio para determinarmos a climatologia da região de estudo. O padrão de ventos apresentados, mostrou a direção predominante e em alguns casos a influência de brisa marítima sob a região.

Os valores plotados e obtidos para o coeficiente de extinção mostraram-se eficientes na determinação de perturbações atmosféricas ou indícios de mudanças na atmosfera em determinados níveis.

As análises mostraram existir a presença de um padrão de análise para uma situação favorável e outra desfavorável para dispersão atmosférica. Nas condições desfavoráveis a dispersão, notou-se aumento na temperatura associado a queda na umidade relativa do ar, aumento da pressão atmosférica e baixa taxa de ventilação. Nas condições favoráveis, ocorreram boas taxas de ventilação em conjunto de baixa pressão atmosférica, temperatura baixa, formação de nuvens e em alguns casos presença de precipitação.

As imagens obtidas através dos dados do BRAMS, mostraram o padrão de circulação na região e a presença de transporte de material particulado para outras regiões.

A técnica LIDAR mostrou ser um importante aliado na determinação da estrutura termodinâmica da atmosfera, auxiliando a caracterizar a evolução da CLP ao longo do dia. Dentre suas vantagens, o LIDAR pode realizar medidas contínuas por períodos maiores e interfere pouco no espaço aéreo. As medidas com o LIDAR permitem analisar a estrutura da atmosfera numa boa resolução espacial e temporal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRADE, M. F.: Caracterização das Fontes de Material Particulado e Ozônio Troposféricos na Região Metropolitana de São Paulo. Tese de Livre-Docente apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, Abril de 2006.

ÅNGSTRÖM, A.; The Parameters of Atmospheric Turbidity, *Tellus*, 16, 64-75, 1964.

BATCHAROVA, E. E GRYNING, S. ; Applied Model of the Height of the Daytime Mixed Layer Including the Capping Entrainment Zone, 20Th. International Technical Meeting on Air Pollution Modelling and its Application, Valencia, Spain, 29 November-03 December, 1993, Vol. I, 107-114.

BUREAU, R.: *La Météorologie* 3, 292 (1946).

CASTANHO, A. D. A.: Propriedades ópticas das partículas de aerossol e uma nova metodologia para a obtenção de profundidade óptica via satélite sobre São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

CETESB, Relatório Anual de Qualidade do Ar, São Paulo, 2006, www.cetesb.sp.gov.br.

CLIMANÁLISE - Boletim de Monitoramento e Análise Climática Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, 1986. Publicação Mensal. ISSN 0103-0019 CDU-555.5

Climanálise Cachoeira Paulista - SP Volume 20 Número 02 Fevereiro/2005

Climanálise Cachoeira Paulista - SP Volume 20 Número 03 Março/2005

Climanálise Cachoeira Paulista - SP Volume 20 Número 04 Abril/2005

Climanálise Cachoeira Paulista - SP Volume 20 Número 05 Maio/2005

Climanálise Cachoeira Paulista - SP Volume 20 Número 06 Junho/2005

Climanálise Cachoeira Paulista - SP Volume 20 Número 08 Agosto/2005

Climanálise Cachoeira Paulista - SP Volume 20 Número 09 Setembro/2005

Climanálise Cachoeira Paulista - SP Volume 20 Número 10 Outubro/2005

Climanálise Cachoeira Paulista - SP Volume 20 Número 11 Novembro/2005

Climanálise Cachoeira Paulista - SP Volume 20 Número 12 Dezembro/2005

COLLIS, R.T.H. ; RUSSEL, P.B.; Laser monitoring of the Atmosphere, Ed. E.D. Hinkley, Springer, New York, (1976).

D'ALMEIDA, G.A. ; KOEPKE, P. ; SHETTLE, E. P.: Atmospheric Aerosols, Global Climatology and Radiative Characteristics, Hampton, virgínia, 1991.

DE TOMASI, F. E PERRONE, M. R. ; PBL and dust layer seasonal evolution by lidar and radiosounding measurements over a peninsular site, Atmospheric Research, Volume 80, Issue 1, April 2006, Pages 86-103.

DEEPAK, A. AND GERBER, H. E.: Aerosols and their climate effects, Series Report 55, International Council of Scientific Unions and WMO, Switzerland, 1983.

EINSTEIN, A.; Zur Quantem theorie der Sthralung, Physic Z, 18, 121 (1917).

ELTERMAN, L.: J. Geophys. Res. 56, 509 (1951).

FLEAGLE, R. G. ; BUSINGER, J. A.: Introduction to Atmospheric Physics. 2 ed. New York: Academic Press, 1980, 432 p.

GORDON, J.P. ; ZEIGER, H.J. E TOWNES, C.H.; The maser: new type of microwave amplifier, frequency standard and spectrometer, Phys. Rev., 99, 4, 1264-1274 (1955).

GRELL, A. G. ; DEVENYIL, D.: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. Geophysical Research. Letters, v.29, n. 14, 1-4, 2002.

HARRISON, L. ; MICHALSKY, J. E BERNDT, J.: Automated multifilter rotating shadow-band radiometer: an instrument for optical depth and radiation measurements. Applied Optics, 33(22): 5118-5125; 1994.

HECHT, E. E ZAJAC, A. ; Optics, Addison-Wesley, Massachusetts (1974).

HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; SLUTSKER I.; TANRÉ, D.; BUIS, J. P.; SETZER, A.; VERMOTE, E.; REAGAN, J. AA.; KAUFMAN, Y. J. ; NAKAJIMA, T. ; LAVENU, F. ; JANKOWIAK, I. ; SMIRNOV, A.; AERONET – A Federates Instrument Network and Data Archive for aerosol Characterization, *Remote Sens. Environment*, 66, 1-16 (1998).

HORVATH, H.: Aerosols an introduction. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 51, p. 5–25, 2000.

JENKIS, F.A. ; White, H.E.; *Fundamentals of optics*, McGraw-Hill Book Co., International Edition, (1981).

JUNGE, C. E.: *Air Chemistry and Radioactivity*, 3rd edition; New York: Academic Press Inc., 1963.

KLETT, J.; LIDAR inversion with variable backscatter/extinction ratios, *Appl. Opt.*, 24, 1638-1643 (1985).

KOBAYASHI, T.; *Techniques for Laser Remote Sensing of the Environment*, *Rem. Sens. Rev.* 3, 1 (1987).

LANDULFO, E. ; MATOS, C. ; TORRES, A.; UEHARA, S. T.; SAWAMURA, P.: Air Quality Assessment using a Multi-Instrument Approach and Air Quality Indexing in the City of São Paulo, Brazil, *Atmospheric Research*, Volume 85, Issue 1, July 2007, Pages 98-111.

LANDULFO, E.; et al, Synergetic measurements of aerosols over São Paulo, Brazil using LIDAR, sunphotometer and satellite data during the dry season; *Atmos. Chemistry and Physics*, 3, 1523-1539 (2003).

MAIMAN, T.H.; Stimulated optical radiation in rubi, *Nature*, 187, 4736, 493-494 (1960).

MARTINS, J. V. ; ARTAXO, P. ; LIOUSSE, C. ; REID, J. ; HOBBS, P. ; KAUFMAN, Y.: Effects of black carbon content, particle size, and mixing on light absorption by aerosol particles from biomass burning in Brazil. *Journal of Geophysical Research*. 103, 32041–32050. 1998.

MEASURES, R.M.; Laser Remote Sensing: Fundamentals and Applications; Krieger Publishing Company, Florida (1984).

MICHALSKY, J. J. ; SCHLEMMER, J. A.; BERKHEISER, W. E. ; BERNDT, J. L. E HARRISON, L. C.: Multiyear measurements of aerosol optical depth in the Atmospheric Radiation Measurement and Quantitative Links programs. Journal of Geophysical Research. 106, 12099-12107. 2001.

MIDDLETON, W. E. K. ; SPILHAUS, A. F.: Meteorological Instruments (University of Toronto Press, Toronto (1953).

NATIONAL INSTRUMENTS CORPORATION. LabVIEW Tutorial Manual. 1996.

PANDIS, N. S. & SEINFELD, J. H.: Atmospheric Chemistry and Physics, From Air Pollution to Climate Change. John Wiley & Sons INC, Canadá; 1997.

PAPAYANNIS, S.N. ; CHOURDAKIS, G.; The EOLE project, A multiwavelength Laser Remote Sensing (LIDAR) System for Ozone and Aerosol Measurements in the Troposphere and the Lower Stratosphere, Part II: Aerosol Measurements over Athens, Grece, Int J. Rem. Sens., 23, 179-196 (2002).

PLANA-FATTORI, A. ; DUBUISSON, P. ; FOMIN, B. A. E CORRÊA, M. P.: Estimating the atmospheric water vapor content from multi-filter rotating shadow-band radiometry at São Paulo, Brazil. Atmospheric Research. Vol. 71, no. 3, pp. 171-192. Aug.; 2004.

POULTNEY, S.K.; Advances in Electronics and Electron Physics, 31-39 (1972).

RAES, F. ; DINGENEN, R. ; VIGNATI, E. ; WILSON, J. ; PUTAUD, J. ; SEINFELD, J. H. E ADAMS, P.: Formation and cycling of aerosols in the global troposphere. Atmospheric Environment, 34, 4215-4240. 2000.

REUTER, E. D. J.: Estudo das Camadas Limites Planetária Marinha e Continental na Região do Centro de Lançamento de Alcântara / Elizabeth Diane de Jesus Reuter. - São

José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2002. 146 p.; (INPE-14217-TDI/1118).

RIBEIRO, H. E ASSUNÇÃO, J. V.: Efeitos das queimadas na saúde humana. Estudos Avançados, 2002, vol.16, no. 44, p.125-148. 2002.

ROSÁRIO, N. M. É.: Comparação de profundidades ópticas espectrais do aerossol obtidas para São Paulo a partir de um Multifilter Rotating Shadowband Radiometer e do fotômetro solar da AERONET, 136 p., 2006.

SAYÃO, A. C.: Estudo da variabilidade sazonal da profundidade óptica do aerossol em São Paulo a partir de radiômetros MFRSR. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 130p, 2008.

SELLERS, P. J. ; MINTZ, Y.; SUD, Y.; DALCHER, A.: A Simple Biosphere Model (SIB) for use within General-Circulation models. J. Atmos Sci., v. 43, 505-531, 1996.

SMITH, S.D.; Optoelectronic Devices, Prentice Hall (1995).

SOUZA, E. ; SILVA, E. M.: Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala. Descrição e testes de sensibilidade do esquema. Rev. Bras. Meteor., v. 18, 33-42, 2003.

SOUZA, R. F DE: Estudo do Perfil Vertical de Aerossóis na Troposfera Utilizando a Técnica de LIDAR, Dissertação de mestrado, IPEN, 2004.

STEPHENS, G. L.; Remote Sensing of the Lower Atmosphere, Oxford University Press, 1994.

STULL, R. B.; An Introduction to Boundary Layer Meteorology, 2nd edition, Boston, Kluwer Academic Publishers, 1-14 (1988).

TROY, C.T. et al; Photonics Spectra; Environment April Issue, 101 (1998).

VIANELLO, R. L. E ALVES, A. R.: Meteorologia Básica e Aplicações. Universidade Federal de Viçosa - Minas Gerais, 1991.

VUOLO, J.H.; Complementos de física experimental 2ª parte, Universidade de São Paulo – Instituto de Física, São Paulo (1995).

WALKO, R. L. ; BAND, L. E. ; BARON, J. ; KITTEL, T. GE. ; LAMMERS, R. ; LEE, T. J.; OJIMA, D. ; PIELKE, R. A. ; TAYLOR, C. ; TAGUE, C. ; TREMBACK, C. J. ; VIDALE, P. L.: Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. J Appl. Meteor., v. 39, 931-944, 2000.

WALLACE, J. M. & HOBBS, P. V.: Atmospheric science: an introductory survey, International Geophysics Series, Academic Press, Elsevier Inc., 2 edição, 09-177, 2006.

YAMASOE, M. A.: Estudo de propriedades ópticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros. Tese de Doutorado, Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

ANEXO 1 - LISTA DE PUBLICAÇÕES

Artigos publicados em Jornais Indexados

1. E. Landulfo, A. Papayannis, A. S. TORRES, S.T. Uehara , L. M. V. Pozzetti, C. Al. Matos , P. Sawamura , W.M. Nakaema, W. Jesus, A Four Year LIDAR/Sunphotometer Aerosol Study at São Paulo, Brazil, in Press, Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies, 2008.

2. E. Landulfo, C.A. Matos, A.S. TORRES. Uehara, P. Sawamura, Air Quality Assessment using a Multi-Instrument Approach and Air Quality Indexing in the City of São Paulo, Brazil, Atmospheric Research, Volume 85, Issue 1, July 2007, Pages 98-111.

Artigos apresentados em Conferências Internacionais

1. P. Sawamura, E. Landulfo, S. T. Uehara, W. Jesus, L. M. V. Pozzetti, A.S. TORRES, C A Matos. AEROSOL PROPERTIES DERIVED FROM LIDAR/SUNPHOTOMETRY, A FOUR YEAR SYSTEMATIC STUDY OVER THE CITY OF SAO PAULO, BRAZIL In: 23rd International laser Radar Conference, 2006, Nara , Japão. Reviewed and Revised Papers Presented at the 23rd ILRC. , 2006. p.783.

2. E. Landulfo, P. Sawamura, S. T. Uehara, W.M. Nakaema, A.S. TORRES, F. Lopes, C. A. Matos, W. Jesus, LIDAR/photometry studies at São Paulo in the 2003-2005 period, Brazil In: SPIE 2007, 2007, San Diego . LIDAR Remote Sensing for Environmental Monitoring VIII, Proc. of SPIE. BELLINGHAM : SPIE, 2007. v.6681. p.668105-1 - 668105-11.

3. C. A. Matos, E. Landulfo, W.M. Nakaema, S. T. Uehara, P. Sawamura, A.S. TORRES, Determination methods of the mixed layer height using a LIDAR system in the city of São Paulo In: IV Workshop of LIDAR Measurements in Latin America, 2007, Ilhabela. Abstracts of works presented at the 4th Workshop of LIDAR Measurements in Latin America. , 2007. p.11.

4. E. Landulfo, A. Papayannis, A.S. TORRES, S. T. Uehara, L.M.V. Pozzetti, C.A. Matos, P. Sawamura, W.C. Jesus, A Four Year LIDAR Activities at São Paulo, Brazil In: 7th ISTP, Boulder, CO, US, Proceedings for the 7 th ISTP, 2006.

5. E. Landulfo, A.S. TORRES, P. Sawamura, C. A. Matos, W. Jesus, S. T. Uehara. LIDAR Activities at Sao Paulo , Brazil In: Poster Session - Universite Joseph Fourier, 2006, Grenoble . Workshop of atmospheric sciences, 2006.

6. S. T. Uehara, E. Landulfo, W. Jesus, P. Sawamura, A.S. TORRES, C. A. Matos, The real-time LIDAR technique used on air pollution monitoring In: International Brazil-Japan Workshop in Energy, Environment and Sustainable Developing, Campinas, Brazil Proceedings of : III International Brazil-Japan Workshop in Energy, Environment and Sustainable Developing. , 2005.

7. E. Landulfo, A.S. Torres, E. Larroza, F.J. S. Lopes, W.M. Nakaema, S.T. Uehara, W. De Jesus, P. Sawamura, A. M. Carrilo, M. P. P. M. Jorge, R. Mariani, G. Mariano. Midterm Aerosol Vertical Profiling Over an Urban Area (São Paulo , Brazil), Aerosol et atmospheric Optics: usual Air Quality Radiation. Air Et Waste Management Association's, Moab, UT, 2008.

Artigos publicados em Jornais Nacionais

1. S T Uehara, P Sawamura, TORRES, A. S., L M V Pozzetti, W Jesus, E Landulfo. Estudo da variação da Camada Limite Planetária com o sistema LIDAR em tempo real In: IV Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, 2005, Santa Maria. Revista Ciência e Natura - Revista do Centro de Ciências Naturais e Exatas. , 2005. v.Esp. p.181 – 185.

2. W Jesus, S T Uehara, P Sawamura, TORRES, A. S., L M V Pozzetti, C A Matos, E Landulfo. Evolução em Tempo Real da Camada Limite Planetária com o sistema LIDAR e simulação numérica In: IV Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, 2005, Santa Maria. Revista Ciência e Natura. , 2005. v.Esp. p.357 – 360.

3. Arthur M. Carrilo ; Marcos Morais ; LANDULFO, E. ; Ricardo de Camargo ; UEHARA, Sandro Toshio ; GLAUBER LOPES MARIANO . Identificação da Intrusão da Brisa Marítima sobre a Região Metropolitana de São Paulo através da Técnica LIDAR aliada à Análise Meteorológica. Ciência e Natura, v. ESP, p. 411-414, 2007.

Conferências Nacionais

1. C. A. Matos, A.S. TORRES, E. Landulfo, W.M. NAKAEMA, S. T. Uehara, P. Sawamura, W. Jesus. Estudo de Camada Limite Planetária com o uso de um LIDAR de Retroespalhamento em São Paulo, Brazil In: XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2007, Florianópolis. Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. , 2007.

2. W.M. Nakaema, A.S. TORRES, C. A. Matos, P. Sawamura, S. T. Uehara, W. Jesus, M.F. Andrade, M.A. Yamasoe, O.R.S. Ccoyllo, N.M.P. Leme, E Landulfo. ESTUDO DA EVOLUCAO DA CAMADA LIMITE PLANETARIA E PROPRIEDADES OPTICAS DE AEROSSOIS DURANTE A CAMPANHA DE POLITICAS PUBLICAS - MODELOS DE QUALIDADE FOTOQUIMICOS EM SAO PAULO/SP In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia , 2006.

Participação em eventos

1. E Landulfo ; TORRES, A. S. ; P Sawamura ; C A Matos ; W Jesus ; S T Uehara . Lidar Activities at Sao Paulo, Brazil. In: Poster Session - Universite Joseph Fourier, 2006, Grenoble. Workshop of atmospheric sciences, 2006.

2. C A Matos ; E Landulfo ; NAKAEMA, W. M. ; S T Uehara ; P Sawamura ; TORRES, A. S. . Determination methods of the mixed layer height using a Lidar system in the city of São Paulo. In: IV Workshop of Lidar Measurements in Latin America, 2007, Ilhabela. Abstracts of works presented at the 4th Workshop of Lidar Measurements in Latin America, 2007. p. 11.

3. LANDULFO, E. ; OLIVEIRA, Márcio Gledson L ; SILVA JUNIOR, Rosiberto ; ANDRADE, Maria de Fátima ; FREITAS, Edmilson O ; UEHARA, Sandro Toshio . Transporte de Material Particulado de Queimadas para a região Metropolitana de São Paulo: Um Estudo de Caso. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis, 2006. Prêmio de Melhor Poster Senior da Área Temática Poluição e Química da Atmosfera.

4. Participação como ouvinte na Palestra “POLUIÇÃO DO AR - PROBLEMAS LOCAIS, IMPACTOS GLOBAIS”, carga horária de 3 horas, proferida pelo Prof Dr Américo Kerr (IFUSP), Local Estação Ciência, promovida pela Comissão de Cultura e Extensão Universitária do IFUSP, 13/09/2008.

Participação em Treinamentos

1. Participação em Treinamento sobre Grads e BRAMS no CPTEC/INPE, 2007.
2. Participação na condição de aluno do High Profile Training Event (HPTE) para Países de Língua Portuguesa entre os dias 13 e 17 de Novembro de 2006, o qual consistiu numa série de aulas interativas em tempo real cobrindo 4 tópicos em Meteorologia por Satélite. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais.