

Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Departamento de Astronomia

ALITON OLIVEIRA DA SILVA

**Nevoeiro e Nuvem Estratos no Brasil:  
Observação, Sensoriamento Remoto e  
Simulação Numérica**

São Paulo

2018



ALITON OLIVEIRA DA SILVA

**Nevoeiro e Nuvem Estratos no Brasil:  
Observação, Sensoriamento Remoto e  
Simulação Numérica**

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Dr. Augusto José Pereira Filho

São Paulo

2018



*Dedico este trabalho a toda minha família,  
Principalmente a minha mãe, irmã e esposa,  
nessa mesma ordem, Luiza Izabel, Amanda e  
Leila de Carvalho, por estarem sempre  
presente me apoiando em todos os momentos.*



# Agradecimentos

Serei eternamente grato aos meus parentes mais próximos: minha mãe, irmã e esposa. E seria injusto não citar pessoas tão especiais que me acolheram como um filho, meus sogros: Lourdes e Damião de Carvalho. Pois sem estas pessoas tão maravilhosas para me encorajar nessa longa estrada da vida, tudo isso não faria sentido.

Um agradecimento especial ao Professor Dr. Augusto José Pereira Filho por toda paciência e atenção dedicada a mim. A convivência e seus conselhos contribuíram para que eu me aprimorasse pessoalmente e profissionalmente.

Ao Prof. Dr. Humberto Alves Barbosa do LAPIS/UFAL pela cooperação com os dados do satélite METEOSAT.

Um agradecimento especial a Ivon Wilson da Silva Júnior, por toda ajuda e motivação.

A Mercel José dos Santos, José Rojas e Felipe Vemado pela companhia, discussões, sugestões e dicas de linguagem de programação e a todos que me ajudaram direta ou indiretamente.

Ao corpo docente do Instituto de Ciências Atmosféricas IAG/USP por me instruir e aconselhar durante essa longa jornada que foi o curso, pois neste trabalho contém um pouco da experiência e sabedoria de cada um.

Ao professor Andreas Bott por ceder o modelo PAFOG e por toda ajuda e confiança neste trabalho.

Ao apoio financeiro da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) que proporcionaram o desenvolvimento deste projeto de pesquisa.





## Resumo

Nevoeiro é um fenômeno complexo que pode causar sérios problemas aos transportes terrestre e aéreo. Poucos esforços foram destinados a compreensão da distribuição espacial e das propriedades microfísicas de nevoeiros e nuvens estratos baixo no Brasil. A maioria das pesquisas se basearam somente em dados observacionais, que não incluem propriedades microfísicas do nevoeiro, e geralmente são restritas a área dos aeródromos. O uso de satélites pode contribuir para extrapolar as características locais de um nevoeiro para uma área maior. No presente trabalho, o objetivo foi usar três fontes de dados para expandir o conhecimento sobre os nevoeiros no Brasil. As observações de superfície foram usadas para apresentar a primeira carta de distribuição espacial de dias e horas de nevoeiro, assim como suas frequências mensais e horárias. Os dados de satélite foram usados em conjunto com uma tabela de referência (LUT - Look-Up Table em inglês) para especialmente detectar e recuperar as propriedades microfísicas das nuvens baixas. O modelo PAFOG foi usado para verificar a sua confiabilidade em reproduzir as propriedades microfísicas do nevoeiro. Os dados dos aeroportos mostraram que os nevoeiros foram comumente observados por todo o Brasil, com exceção da região nordeste onde os nevoeiros foram muito raros. O sul do Brasil apresentou as maiores frequências anuais de dias e horas de nevoeiro. A análise de persistência do nevoeiro mostrou que a duração do nevoeiro aumenta de latitudes mais baixas para latitudes mais altas. Os dados das radiossondas revelaram que os nevoeiros foram, na maior parte das vezes, precedidos por uma inversão de temperatura ou isotermia (87%). A análise temporal das radiossondas mostrou que as primeiras centenas de metros acima da superfície se tornaram mais fria e úmida. Também foi encontrado que, na radiossonda de 1200 UTC de um dia com nevoeiro, a base da inversão se elevou (59%), a camada de inversão se intensificou (55%) e se aprofundou (64%). A análise do

primeiro nível da radiossonda mostrou um aumento na frequência de nevoeiros mais frios e camadas de inversões mais fortes com base a superfície nas estações de outono-inverno. A LUT foi construída com modelo LibRadtran para os canais IR\_039 and IR\_108 do satélite MSG9. O processo de construção de uma LUT mostrou que diferentes combinações de perfis atmosféricos e de nuvens podem gerar diferentes resultados. Apesar disso, um novo perfil vertical de temperatura e umidade encontrado para dias com nevoeiro e perfis microfísicos verticalmente heterogêneos foram usados nos cálculos de transferência radiativa. A detecção por satélite revelou que nuvens baixas foram mais frequentemente observadas na costa leste do Brasil. A análise das propriedades microfísicas recuperadas das nuvens baixas sobre São Paulo revelou que as propriedades óticas variaram de acordo com a geomorfologia. Nuvens baixas foram óticamente mais finas sobre regiões de topografia elevada e óticamente mais espessas sobre a Serra do Mar. Nuvens baixas sobre a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) tiveram gotículas menores, mas maior água líquida total da nuvem (LWP), enquanto que no Vale do Rio Paraíba, gotículas menores com baixo LWP foram encontradas. Modelo PAFOG concordou razoavelmente bem com os dados observados. A análise microfísica simulada revelou que as oscilações na temperatura de brilho do satélite foram principalmente causadas por mudanças no tamanho das gotículas no topo do nevoeiro.

**Palavras-chave:** Nevoeiro, Estratos baixo, Microfísica, Sensoriamento remoto, PAFOG

# Abstract

Fog is a complex phenomena that can cause sereous issues to terrestrial and aerial transportation. Little efforts were addressed to the understanding of spatial distribution and microphysical properties of fog and low stratus in Brazil. Most of research relies only on observational data, which do not include fog microphysical properties, and it is generally restricted to the aerodrome sites. The use of satellites can contribute to extrapolate the in-situ fog characteristics to a wider area. In this thesis, we used three data sources to expand our knowledge about fogs in Brazil. The in-situ observations was used to present the first spatial distribution of fog days and hours, as well as its monthly and hourly frequencies. Satellite data were used along with a Look-Up Table (LUT) to specially detect and retrieve the microphysical properties of low clouds. PAFOG model was used to verify its reliability of reproducing the microphysical properties of fog. In-situ observational data showed that fogs were commonly observed throughout Brazil, except for northeastern region where fogs were extremely rare. South of Brazil presented the highest yearly fog frequency and hours amount. The fog persistence analysis showed that fog duration increases from lower to higher latitudes. Radiosonde data revealed that fogs were mostly preceeded by an inversion or isothermal layer (87%). The time lapse analysis of radiosondes showed that the first few hundreds of meters above ground became colder and wetter. It was also found that by 1200 UTC (0900 LT) of a foggy day, the inversion base was shifted upward (59%), the inversion layer was intensified (55%) and grew deeper (64%). The analysis of the first radiosonde level showed an increase in the frequency of colder fogs, stronger inversion layer and surface-based inversion in fall-winter seasons. The LUT was built using LibRadtran model for MSG9 IR\_039 and IR\_108 channels. The process of buiding a LUT showed that different combinations between atmospheric and cloud profiles can have distinct outcomes.

Nevertheless, a new vertical profile of temperature and moisture found for foggy days and vertically heterogeneous profile of liquid water content (LWC) and effective radius were used in the radiative transfer calculations. The satellite detection revealed that low clouds were highly frequent over the eastern coast of Brazil. The analysis of the retrieved microphysical properties of low clouds over Sao Paulo revealed that optical properties were different depending on the geomorphology. Low clouds were optically thinner over elevated topography and optically thicker over steep slope (Serra do Mar). Low clouds over Metropolitan Region of Sao Paulo (RMSP) had smaller droplet sizes, but higher liquid water path (LWP), whereas in the Rio Paraiba Valley, smaller droplets and lower LWP were detected. PAFOG model showed good agreement with vertical and surface observed data. The simulated microphysics analysis revealed that the oscillations found in the satellite brightness temperature were mainly caused by changes in the fog droplet sizes at the upper part of the fog.

**Keywords:** Fog, Low stratus, Microphysics, Remote sensing, PAFOG

## Lista de Figuras

2.1	Alguns aeroportos brasileiros onde o tema nevoeiro foi abordado. . . . .	30
3.1	Exemplo de carta de ponto de referência. . . . .	33
3.2	Exemplo de divisão em setores de regiões com mesmo valor de visibilidade. . . . .	34
3.3	Rede de estações meteorológicas de superfície operacional dos órgãos de meteorologia do Sistema de Controle do Espaço Aéreo Brasileiro (SISCEAB). Pontos vermelhos indicam aeroportos com funcionamento integral (24hs) e pontos azuis indicam aeroportos com funcionamento parcial. . . . .	36
3.4	Rede de estações meteorológicas de altitude. . . . .	38
3.5	Look-Up Table para outono-inverno (superior) e primavera-verão (inferior). A temperatura da superfície para outono-inverno foi 14°C e para primavera-verão foi 24°C. O ângulo zenital foi 60°, a fração de cobertura de nuvem foi 100% e a profundidade da nuvem foi 100m. . . . .	42
3.6	Fluxograma das etapas para acionamento da LUT e recuperação microfísica das nuvens baixas. TB_sat corresponde a temperatura de brilho do satélite nos canais IR_108 e IR_039. As LUTs foram nomeadas de acordo com seus parâmetros (ver Tab. 3.1): <b>LUT.Estaçãoodoano.T<sub>s</sub>.FC.ΔZ.φ</b> . . . . .	43
3.7	Diferença de temperatura de brilho ( $\Delta T = T_{10,8} - T_{3,9}$ ) para MODIS (esquerda) e SEVIRI (direita) sobre a Europa Central no dia 10/02/2006 as 20:45UTC. . . . .	45
3.8	Esquema de algumas variáveis necessárias para detecção de nevoeiro por satélite. . . . .	46

3.9	Ilustração das três possíveis condições encontradas na correção de temperatura de brilho do píxel sem nuvem. Altitude do píxel sem nuvem e com nuvem está no mesmo nível (superior), altitude do píxel sem nuvem acima do píxel com nuvem (central) e altitude do píxel sem nuvem abaixo do píxel com nuvem (inferior). . . . .	48
3.10	Distribuição de frequência do Erro associado com o negligenciamento da taxa de decréscimo vertical de temperatura (TDVT) dos pontos classificados como livre de nuvens, para o dia 4 de julho de 2010 às 06 UTC. . . . .	49
4.1	Número anual de dias com nevoeiros ocorridos no Brasil entre 2003 e 2012.	58
4.2	Número anual de horas com nevoeiros ocorridos no Brasil entre 2003 e 2012.	59
4.3	Relação entre a persistência média diária dos nevoeiros e a latitude. . . . .	60
4.4	Frequência mensal de observações de nevoeiro normalizada para os aeroportos com funcionamento integral no período entre 2003 e 2012. No eixo-y, as linhas horizontais espessas separam as regiões em NT (Norte), CO (Centro-Oeste), NE (Nordeste), SE (Sudeste) e SL (Sul). . . . .	61
4.5	Frequência horária de observações de nevoeiro normalizada para os aeroportos com funcionamento integral no período entre 2003 e 2012. No eixo-y, as linhas horizontais espessas separam as regiões em NT (Norte), CO (Centro-Oeste), NE (Nordeste), SE (Sudeste) e SL (Sul). . . . .	62
4.6	Frequência de ocorrência do campo de nuvens da mensagem METAR para observações com nevoeiro, entre 2003 e 2014. SKC significa céu claro ou nuvens não significantes para as operações do aeroporto, OBS significa céu obscurecido pelo nevoeiro e CLD significa nuvens acima do banco de nevoeiro.	63
4.7	Distribuição de frequência relativa (em %) de intensidade da inversão (°C), temperatura do ar a superfície (°C), Razão entre pressão na base da inversão e na superfície e profundidade da camada de inversão (hPa). A cor cinza corresponde a área de sobreposição. . . . .	64
4.8	Perfis verticais de temperatura e umidade do ar. Para dias com nevoeiro: Azul (primavera-verão); Verde (outono-inverno). Perfil padrão tropical (AF-GLT) em Preto. Os novos perfis foram usados nas simulações de transferência radiativa. . . . .	66

4.9	Distribuição vertical de conteúdo de água líquida e raio da gotícula usados nas simulações de transferência radiativa. As linhas pontilhadas correspondem aos perfis de LWC e raio mínimo e as linhas sólidas aos perfis de LWC e raio máximo. . . . .	67
4.10	Teste sequencial aplicado às observações de nevoeiro para o píxel referente ao Aeroporto de Guarulhos (SBGR), entre os anos 2010 e 2014. a) TESTE 1, b) TESTE 2, c) TESTE 3 e d) TESTE 5. A linha vermelha indica o valor limiar no qual o píxel é classificado contaminado com nuvem. $T_{10.8} \text{threshold} = 9^{\circ}\text{C}$ ; $T_{10.8} T_{12.0} \text{threshold} = 0^{\circ}\text{C}$ ; $T_{8.7} T_{10.8} \text{threshold} = -1^{\circ}\text{C}$ ; $T_{10.8} T_{3.9} \text{threshold} = 3^{\circ}\text{C}$ . . . . .	69
4.11	Mesmo que Figura 4.10, para o píxel referente ao Aeroporto de Curitiba (SBCT). . . . .	70
4.12	Mesmo que Figura 4.10, para o píxel referente ao Aeroporto de Galeão (SBGL). . . . .	70
4.13	Mesmo que Figura 4.10, para o píxel referente ao Aeroporto de Confins (SBCF). . . . .	71
4.14	Imagem de satélite no canal IR <sub>108</sub> (superior) e máscara de nuvem (inferior), para o dia 04/07/2010 as 0700 UTC. Píxel livre de nuvem sobre o continente em verde e sobre o oceano em azul e nuvens em branco. . . . .	72
4.15	Limiar médio da diferença de temperatura de brilho entre os canais IR <sub>108</sub> e IR <sub>039</sub> , para detecção de nevoeiro e nuvens estratos baixo durante o período noturno, nas estações de outono-inverno. . . . .	73
4.16	Número total de imagens noturnas do satélite METEOSAT em que nevoeiros e nuvens estratos baixo foram detectados, no período entre Abril e Setembro, de 2010 a 2014. O período noturno mencionado se estendeu das 2100 as 1000 UTC. . . . .	73
4.17	Topografia em metros da região em torno da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). . . . .	74
4.18	Raio efetivo médio ( $\mu\text{m}$ ) de nevoeiro e nuvens estratos baixo nas estações de outono (superior) e inverno (inferior), entre os anos de 2010 e 2014. . . . .	75
4.19	Conteúdo de água líquida total médio da nuvem ( $\text{gm}^{-2}$ ) de nevoeiro e nuvens estratos baixo nas estações de outono (superior) e inverno (inferior), entre os anos de 2010 e 2014. . . . .	75

4.20	Profundidade ótica média de nevoeiro e nuvens estratos baixo nas estações de outono (superior) e inverno (inferior), entre os anos de 2010 e 2014. . . .	76
4.21	Distribuição de frequência de TDVT <sub>cc</sub> para as quatro janelas atmosféricas do espectro infravermelho. a) IR_039, b) IR_087, c) IR_108 e d) IR_120. . . .	77
4.22	Curva de melhor ajuste entre subtração de canais e TDVT <sub>cc</sub> para as quatro janelas atmosféricas do espectro infravermelho. a) IR_039, b) IR_087, c) IR_108 e d) IR_120. . . . .	78
4.23	Distribuição de frequência da taxa de decréscimo vertical de temperatura para o píxel livre de nuvem (TDVT <sub>cf</sub> ), para o canal IR_120. . . . .	79
4.24	Curva de melhor ajuste entre TDVT <sub>cf</sub> e subtração de canais. A combinação de píxel para cada subtração de canal foi: a) IR_108cc - IR_039cf ; b) IR_039cf - IR_134cf ; c) IR_087cc - IR_039cf e d) IR_120cf - IR_108cc. . . .	80
4.25	Altitude do topo da nuvem para um evento de nevoeiro no aeroporto de Bacacheri, em 20/07/2012, (superior) e Foz do Iguaçu, em 28/05/2014, (inferior). . . . .	83
4.26	Relação entre Visibilidade horizontal e diferença de temperatura de brilho (°C) nos canais 10,8 e 3,9 μm para os aeroportos de Curitiba (esquerda) e Guarulhos (direita). . . . .	84
4.27	Série temporal de temperatura do ar, visibilidade horizontal e velocidade do vento, para o aeroporto SBGR no dia 17/07/2013. Simulado (vermelho): no primeiro nível do modelo acima da superfície; observado (azul): 2m de altura. . . . .	87
4.28	Série temporal de cobertura, topo e base da nuvem, para o Aeroporto de Guarulhos em 17/07/2013. Linha preta corresponde ao topo e base da nuvem simulado pelo modelo PAFOG e linha azul corresponde as observações de cobertura e base da nuvem. . . . .	88
4.29	Temperatura de brilho para os canais IR039 (em azul) e IR108 (em vermelho). A medida no satélite METEOSAT (linha contínua) foi extraída do píxel referente ao Aeroporto de Guarulhos e a simulada pelo modelo LibRadtran (linha tracejada) foi baseada nas simulações do modelo PAFOG com radiossonda de Campo de Marte. . . . .	89



4.30	Raio, número de gotas (Nd), LWC e taxa de resfriamento radiativo para o topo do nevoeiro nos horários de máxima e mínima diferença de temperatura de brilho simulada com os resultados do PAFOG. . . . .	90
4.31	Temperatura de brilho do satélite MSG sobreposta as LUTs, para o Aeroporto de Guarulhos, entre 0000 e 0915 UTC, de 17/07/2013. . . . .	91
4.32	Série temporal de temperatura do ar, visibilidade horizontal e velocidade do vento, para o Aeroporto de Uberlândia no dia 28/05/2014. Simulado (vermelho): no primeiro nível do modelo acima da superfície; observado (azul): 2m de altura. . . . .	91
4.33	Série temporal de cobertura, topo e base da nuvem, para o Aeroporto de Uberlândia em 28/05/2014. Linha preta corresponde ao topo e base da nuvem simulado pelo modelo PAFOG, a linha azul corresponde as observações de cobertura e base da nuvem e as cruces vermelhas a segunda camada de cobertura e base da nuvem. . . . .	92
4.34	Temperatura de brilho para os canais IR039 (em azul) e IR108 (em vermelho). A medida no satélite METEOSAT (linha contínua) foi extraída do píxel referente ao Aeroporto de Uberlândia e a simulada pelo modelo LibRadtran (linha tracejada) foi baseada nas simulações do modelo PAFOG com radiossonda de Uberlândia. . . . .	93
4.35	Evolução temporal das propriedades do nevoeiro simulada (PAFOG em azul) e recuperada (MSG em vermelho) para o Aeroporto de Uberlândia (SBUL), no dia 28/05/2014. . . . .	94
A.1	Perfil vertical médio de temperatura e umidade do ar para dias com nevoeiro na Região Norte, entre 2010 e 2014. . . . .	113
A.2	Mesmo que Figura A.1, para a Região Centro-Oeste. . . . .	114
A.3	Mesmo que Figura A.1, para a Região Sudeste. . . . .	114
A.4	Mesmo que Figura A.1, para a Região Sul. . . . .	115



## Lista de Tabelas

2.1	Classificações e subclassificações dos nevoeiros. . . . .	25
3.1	Lista de argumentos usados nas simulações de transferência radiativa para os canais do satélite MSG2. . . . .	40
3.2	Principais testes para obtenção da máscara de nuvens no período noturno. . . . .	44
3.3	Referência dos principais esquemas físicos do modelo PAFOG. . . . .	51
3.4	Parâmetros de entrada para o modelo de vegetação. . . . .	53
4.1	Média anual de dias e horas com nevoeiro para as Regiões do Brasil. . . . .	58
4.2	Variação percentual de elementos da radiossonda para dias com nevoeiro para todo o Brasil, entre 2010 e 2014. Os elementos da radiossonda correspondem a: Ps (Pressão da superfície), Pb (Razão de pressão entre base da inversão e superfície), Ts (Temperatura da superfície), Dp (Profundidade da camada de inversão), Tb (Temperatura da base da inversão) e Dt (Intensidade da inversão). . . . .	65
4.3	Análise de skill e coeficientes da equação polinomial encontrada para as Figuras 4.22a, 4.22b, 4.22c e 4.22d. . . . .	79
4.4	Intervalo de diferença de temperatura de brilho (DTB) da Figura 4.24. . . . .	80
4.5	Análise de skill e coeficientes da equação polinomial encontrada para as Figuras 4.24a, 4.24b, 4.24c e 4.24d. . . . .	81
4.6	Análise de skill para a estimativa da altitude do topo da nuvem baixa. . . . .	82
4.7	Relação das estações meteorológicas de superfície (EMS) e de altitude (EMA) utilizadas para simulação de nevoeiro, com suas respectivas distâncias. . . . .	85

4.8	Análise de skill para os perfis de temperatura / umidade relativa do ar as 1200 UTC. . . . .	86
-----	---	----

# Sumário

1. <i>Introdução</i> . . . . .	21
1.1 Motivação e Justificativa . . . . .	22
1.2 Objetivos da Tese . . . . .	23
1.2.1 Objetivo Geral . . . . .	23
1.2.2 Objetivos Específicos . . . . .	23
2. <i>Fundamentação Teórica</i> . . . . .	25
2.1 Nevoeiro . . . . .	25
2.2 Evolução Microfísica do Nevoeiro . . . . .	28
2.3 Nevoeiro no Brasil . . . . .	29
3. <i>Material e Métodos</i> . . . . .	31
3.1 Dados de Estação de Superfície . . . . .	31
3.2 Dados de Estação de Altitude . . . . .	37
3.3 Modelo de Transferência Radiativa . . . . .	37
3.4 Propriedades Microfísicas das Nuvens . . . . .	39
3.5 Look-Up Table . . . . .	40
3.6 Sensoriamento Remoto . . . . .	41
3.6.1 Meteosat Segunda Geração . . . . .	41
3.6.2 Processamento . . . . .	43
3.6.3 Máscara de Nuvens . . . . .	43
3.6.4 Detecção de Nuvens Baixas . . . . .	44
3.6.5 Detecção de Nevoeiro . . . . .	45
3.6.5.1 Estimativa do Topo da Nuvem Baixa . . . . .	46

3.6.5.2	Cálculo da Taxa de Decréscimo Vertical de Temperatura . . . . .	49
3.7	Modelo Numérico de Nuvens Baixas . . . . .	50
3.7.1	Módulo Dinâmico . . . . .	51
3.7.2	Módulo Microfísico . . . . .	51
3.7.3	Módulo Radiação . . . . .	52
3.7.4	Módulo Vegetação . . . . .	52
3.7.5	Parametrização de Visibilidade . . . . .	53
3.7.6	Principais Dificuldades de Modelagem Unidimensional . . . . .	54
4.	<i>Resultados e Discussões</i> . . . . .	57
4.1	Dados de Estações Meteorológicas . . . . .	57
4.1.1	Análise Espacial e Temporal de Nevoeiros . . . . .	57
4.1.2	Estações Meteorológicas de Altitude . . . . .	63
4.2	Perfis Verticais Padrões Associados aos Nevoeiros . . . . .	65
4.3	Dados de Satélite . . . . .	67
4.3.1	Análise da Aplicabilidade da Máscara de Nuvens . . . . .	67
4.3.2	Distribuição Espacial de Nuvens Estratos . . . . .	69
4.3.3	Microfísica de Estratos Baixo para RMSP . . . . .	72
4.3.4	Cálculo da Estimativa da Altitude do Topo da Nuvem Baixa . . . . .	76
4.3.5	Análise da Estimativa da Altitude do Topo da Nuvem Baixa . . . . .	81
4.3.6	Relação entre Visibilidade Horizontal e DTB . . . . .	82
4.4	Análise de Desempenho do Modelo PAFOG . . . . .	84
4.5	Estudo de Casos de Nevoeiros . . . . .	85
4.5.1	O caso de 17 de Julho de 2013 . . . . .	85
4.5.2	O Caso de 28 de Maio de 2014 . . . . .	90
5.	<i>Conclusões e Sugestões para Trabalhos Futuros</i> . . . . .	95
5.1	Sugestões para Trabalhos Futuros . . . . .	100
	<i>Referências</i> . . . . .	101

<i>Apêndice</i>	111
<i>A. Perfis Verticais de Temperatura e Umidade do ar . . . . .</i>	113





## Introdução

Os fenômenos meteorológicos adversos têm grande potencial para causar perdas econômicas e sociais, o que inclui vidas humanas. A visibilidade baixa não é necessariamente considerada um evento de tempo extremo, como aqueles encontrados em tempestades, mas seus efeitos na sociedade podem ser significantes. Nevoeiro propicia situações onde sistemas de transportes terrestres e aéreos se tornam mais perigosos, necessitando de medidas de segurança específica para prevenir acidentes, atrasos ou cancelamento do transporte ([Haeffelin et al., 2010](#)).

A visibilidade é a maior distância na qual um objeto pode ser visto e identificado. Para propósitos operacionais, o nevoeiro e as névoas são caracterizados por um determinado intervalo da visibilidade. O nevoeiro consiste de um agregado visível de minúsculas partículas de água (gotículas) suspensa na atmosfera para formar uma nuvem com base na superfície terrestre, com visibilidade reduzida para menos de 1 km. Denomina-se névoa úmida quando visibilidade é maior ou igual a 1 km e a umidade relativa do ar é maior ou igual 80%. Nas mesmas condições de visibilidade, mas com umidade abaixo de 80%, denomina-se névoa seca ([WMO, 2008](#)).

No Brasil, existem poucos registros de estudo sobre nevoeiro ou previsão de nevoeiro, principalmente nas regiões tropicais. Independentemente da frequência de ocorrência de visibilidade baixa ocasionada por névoas e nevoeiros, sua presença pode acarretar em transtornos para todos os tipos de transportes. Na literatura, a previsão de nevoeiro está condicionada a algoritmos, regressões, métodos estatísticos, modelos conceituais e outros métodos do gênero. No entanto, tais métodos de previsão se atêm as características locais de cada região de estudo, necessitando de novas pesquisas para outras regiões.

Deteção de nevoeiro por satélite no Brasil foi apresentada por [Ferreira et al. \(1998\)](#).

O método utilizado por ele se baseou na subtração dos canais 2 ( $3,9 \mu\text{m}$ ) e 4 ( $10,7 \mu\text{m}$ ) do satélite GOES-8. Atualmente, aplica-se esse mesmo método ao satélite GOES-12, o qual é utilizado operacionalmente pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

A subtração de canais espectrais para detecção de nuvens baixas por satélite é um método simples e não permite diferenciar nevoeiro de estratos baixo (Cermak e Bendix, 2011). Outra dificuldade é percebida quando camadas de nuvens sobrepõem o nevoeiro (Silva, 2012), onde percebeu-se que 75% (62%) dos casos de nevoeiros estudados entre 2002-2007, no Aeroporto de Maceió, foi observado nuvens altocumulus (cumulus), cobrindo em média  $4/8$  ( $3/8$ ) da abóboda celestial. Camadas de nuvens sobrepondo o nevoeiro inviabiliza sua detecção por meio de satélite. Além disso, o produto derivado desse método gera uma informação qualitativa, ou seja, o produto apenas indica se há ou não nuvens baixas em determinada região, sendo sua intensidade proporcional a diferença da temperatura de brilho entre os canais 2 e 4.

## 1.1 Motivação e Justificativa

A condição de visibilidade baixa propicia situação de risco a todos os tipos de transportes e um estudo se torna indispensável para poder torná-los mais seguro e eficiente. No Brasil, poucos esforços são destinados ao estudo de nevoeiro ou previsão de nevoeiro. Os estudos existentes abordam as diversas áreas da meteorologia e se aplicam somente a área do aeroporto. A diversidade temática e o intervalo dos estudos inviabilizam a centralização da informação. A detecção de nevoeiro por satélite surge como solução para amenizar os transtornos causados por visibilidade baixa e permite que o estudo sobre o nevoeiro seja levado para fora dos aeroportos (ex.: estradas e hidrovias), devido a sua extensa cobertura espacial. A distribuição espacial de ocorrência de baixa visibilidade será obtida por meio de estatísticas de series temporais de observações, que combinadas aos dados de satélite permitirão análises microfísicas ainda inéditas no Brasil. Os dados de satélite também podem ser inseridos no PAFOG para simular a visibilidade horizontal, de forma a auxiliar os departamentos de tráfego nas tomadas de decisão, para prevenção de acidentes. Dessa forma, avanços serão alcançados na compreensão das características espaciais, temporais e microfísicas das nuvens baixas.

---

## 1.2 *Objetivos da Tese*

### 1.2.1 *Objetivo Geral*

Melhorar a compreensão dos padrões espaço-temporais do nevoeiro no Brasil, bem como os fatores que levam a formação do nevoeiro e suas características microfísicas, por meio da combinação de dados observados, satélite e modelagem numérica.

### 1.2.2 *Objetivos Específicos*

- (a) Elaborar uma carta estatística das regiões mais afetadas por visibilidade baixa.
- (b) Construir uma Look-Up Table (LUT) para detecção e recuperação microfísica de nevoeiro no Brasil.
- (c) Identificar as diferenças regionais das propriedades microfísicas dos nevoeiros.
- (d) Avaliar o desempenho do modelo PAFOG para previsão de visibilidade horizontal.



## Fundamentação Teórica

### 2.1 Nevoeiro

Nevoeiro é normalmente conhecido como uma cobertura de nuvem estratos que se forma no chão ou próximo a ele, de forma a afetar seriamente a visibilidade horizontal (Byers, 1944). A visibilidade é definida como a maior distância na qual um objeto de dimensões apropriadas pode ser visto e reconhecido contra o céu do horizonte durante o dia ou durante a noite se a iluminação geral fosse elevada para o nível de iluminação do dia (WMO, 2010). Nevoeiro é definido como um aglomerado de minúsculas gotículas de água em suspensão na camada atmosférica contígua à superfície terrestre, de forma a restringir a visibilidade horizontal para menos de 1000 metros (WMO, 2008).

Willett (1928) propôs que todos os nevoeiros podem ser classificados em dois grupos, baseado nas causas e nas condições sinóticas favoráveis, que são: os nevoeiros de massa de ar e os nevoeiros frontais. Dentro de cada grupo, os nevoeiros são subclassificados por tipo (Tab. 2.1). Willett (1928) explica que o termo massa de ar se refere a qualquer porção extensa de ar com propriedades horizontalmente homogêneas e circulação predominante, de forma a permitir uma história de vida semelhante por toda a massa de ar e o termo frontal se refere à zona de transição entre duas massas de ar.

Tabela 2.1 - Classificações e subclassificações dos nevoeiros.

Nevoeiros de massa de ar	Nevoeiros frontais
Tipo Advecção	Tipo Pré-Frontal
Tipo Radiação	Tipo Pós-Frontal
Tipo Advecção-Radiação	Tipo Passagem Frontal

Nevoeiros advectivos são primariamente governados por processos de escala sinótica e são caracterizados pela quantidade de vento (Willett, 1928). Vento relativamente mais forte

promove maior mistura convectiva dentro da camada limite, o que aumenta a profundidade da camada úmida e, conseqüentemente, aumenta a profundidade do nevoeiro (Varejão-Silva, 2005). O manual de técnicas de previsão da força aérea de Nebraska (EUA) relata que ventos acima de 9 nós normalmente causa dissipação do nevoeiro, elevando sua base e o transformando em uma nuvem do tipo estratiforme (Reymann et al., 1998).

Nevoeiro advectivo pode ocorrer devido ao transporte de ar quente sobre uma superfície fria ou devido ao transporte de ar frio sobre uma superfície quente. No primeiro, o processo fundamental que leva a condensação é o aumento da umidade relativa, apenas por resfriamento do ar. No segundo, o processo fundamental é o aumento da umidade do ar por adição de vapor.

Ratisbona (1976), em seu estudo sobre o clima do Brasil, diz que fortes nevoeiros de advecção podem ser gerados, quando ventos regressantes de nordeste, advindos de grandes anticiclones frios centrados a norte do trópico, transportam ar mais frio sobre o sudeste do Brasil.

Nevoeiro de radiação se forma em noites claras, quase calma. Condições assim, normalmente são encontradas em regiões sob influência de anticiclones velhos ou estacionários e termicamente estáveis. Ventos acima de 5 nós já são suficiente para prevenir a formação do nevoeiro. Com a perda radiativa para o espaço, a superfície terrestre se resfria mais rapidamente e induz o resfriamento dos primeiros metros da atmosfera, criando uma rasa camada de inversão, com base na superfície, ou isotérmica. O resfriamento contínuo nessa camada faz com que ela se torne mais estável e o excesso de vapor na camada saturada condense nas gotículas de nevoeiro. Nevoeiro do tipo radiativo tende a se dissipar nas primeiras horas da manhã, junto com o desaparecimento da inversão de superfície (Willett, 1928).

Em situações quando ar quente e úmido se desloca sobre a superfície terrestre, durante o dia, e, ao decorrer da noite, é arrefecido por resfriamento radiativo, estes nevoeiros são chamados de advecção-radiação, devido à combinação de ambos os processos. Este tipo de nevoeiro é comumente observado no inverno em regiões próximas de corpos de água quente (Reymann et al., 1998).

Nevoeiros frontais ocorrem em zonas estreitas imediatamente antes, imediatamente depois ou durante a passagem da zona frontal. Certamente, nevoeiros deste tipo são mais frequentes onde a passagem da frente é recorrente ou em regiões de maior atividade

ciclônica e, sendo assim, são de natureza transitória, ou seja, movem-se junto com as frentes (Willett, 1928). Além disso, o processo dominante no nevoeiro de passagem e pós-frontal é o aumento do conteúdo de umidade, devido à evaporação da chuva quente conforme ela atravessa um ar mais frio e mais seco do sistema frontal e fraca mistura turbulenta (Reymann et al., 1998).

No caso de uma frente fria, tipo de frente mais comumente observado no Brasil, o nevoeiro pode ser observado na condição pré-frontal, mas não durante ou após a passagem da frente, segundo Willett (1928), devido às fortes chuvas, grande cobertura de nuvens e propriedades da massa de ar. Intrigantemente, Byers (1974) e Reymann et al. (1998) apontam situações em que o nevoeiro pode ocorrer durante e após a passagem da frente fria, mas não abordam a formação do nevoeiro em uma situação pré-frontal fria.

No caso pré-frontal, o nevoeiro poderá ser observado no setor quente, onde há maior queda de pressão, devido à invasão da frente fria. Nessa situação, não há chuva frontal para provocar saturação na massa de ar, na qual ele se formará. Sendo assim, o aumento da umidade do ar ocorrerá por meio do resfriamento gradual da superfície. Se a massa de ar, que está sendo deslocada, não estiver próximo da saturação, o nevoeiro não ocorrerá.

Durante a passagem frontal, segundo Willett (1928), esta é marcada por chuva forte ou linha de instabilidade, de maneira que a formação de nevoeiro propriamente dito em superfície não é possível, exceto em locais muito elevados. No entanto, Byers (1944) e Reymann et al. (1998) apontam determinadas situações em que é possível haver formação do nevoeiro, como: 1) quando massas de ar (quente e fria) já próxima da saturação são misturadas por ventos leves na zona frontal; 2) quando ar relativamente quente é subitamente resfriado sobre o solo úmido por uma chuva frontal bem definida; 3) quando, no verão em latitudes baixas, a evaporação da chuva frontal resfria a superfície e o ar adjacente, adicionando vapor suficiente na atmosfera para formar nevoeiro.

O processo de mistura dentro da massa de ar fria junto com a evaporação da chuva quente ao invadir o ar frio pode promover o abaixamento da base da nuvem estratiforme. Permanecendo o processo, a base da nuvem eventualmente pode alcançar a superfície, dando origem a um nevoeiro (Petterssen (1939); Byers (1974)).

No caso pós-frontal, segundo Willett (1928), nevoeiros são quase impossíveis de se formar, devido às propriedades da massa de ar fria. Ainda de acordo com autor, há casos em que o nevoeiro pode se formar a várias centenas de quilômetros atrás da zona frontal

fria, mas, nesse caso, o nevoeiro formado é puramente de massa de ar e não pós-frontal. No entanto, [Byers \(1974\)](#) diz que nevoeiro pós-frontal pode se formar quando o ar polar se contrai verticalmente atrás da frente fria que se desloca lentamente sobre uma superfície terrestre úmida. [Reymann et al. \(1998\)](#) explicam que a contração vertical atrás de uma frente que se desloca vagarosamente, permite que o ar quente e úmido se desloque sobre a cunha de ar frio no nível de 850 hPa, aproximadamente. Dessa forma, é possível que o nevoeiro se forme a 240-400 km atrás da posição da superfície frontal, devido à evaporação da chuva quente ao invadir a massa de ar fria. Quando precipitação quente atravessa o ar seco, as gotículas líquidas evaporam e aumentam o conteúdo de umidade, enquanto resfria o ar na camada limite, que, conseqüentemente, intensifica a inversão de temperatura de baixos níveis. Ainda de acordo com [Reymann et al. \(1998\)](#), este tipo de nevoeiro raramente se forma ou persiste após a passagem do cavado em 700 hPa.

De acordo com [Byers \(1944\)](#), sob influência de um sistema frontal frio, o nevoeiro somente se formará se a massa de ar fria estiver estável, caso contrário nuvens do tipo cumuliformes se desenvolverão. A contribuição da frente fria para formação do nevoeiro não se restringe somente a região de influência da superfície frontal, sua precipitação também contribui para o pré-condicionamento da baixa atmosfera para possível posterior formação do nevoeiro.

## 2.2 Evolução Microfísica do Nevoeiro

Conteúdo de água líquida (LWC) e concentração do número de gotículas (Nd) são importantes variáveis que influenciam a estrutura dinâmica e as características radiativas das nuvens. Além disso, LWC é uma variável crucial que pode ser relacionada com outras variáveis, como absorção radiativa e profundidade óptica ([Gultepe e Isaac, 1997](#)).

A evolução temporal da microfísica do nevoeiro pouco tem sido estudada. Dois experimentos realizados na China mostraram resultados semelhantes sobre a evolução microfísica do nevoeiro em Nanjing ([Liu et al., 2011](#)) e Pancheng ([Niu et al., 2010](#)). Apesar da concordância geral (variação temporal), os valores encontrados variaram consideravelmente, provavelmente devido às influências locais e a longa duração do nevoeiro.

No nordeste ([Silva, 2012](#)) e sudeste ([Oliveira, 2002](#)) brasileiro, nevoeiros com curta duração são mais frequentemente observados. Provavelmente, esses eventos de nevoeiros



possuem um padrão diferente, de forma que eles não passam por todas as fases (formação, desenvolvimento, maturidade e dissipação). Nesse sentido, faz-se necessário um estudo da evolução microfísica para compreensão dos estágios ou ciclo de vida do nevoeiro com o intuito de identificar o tempo para a dissipação.

## 2.3 Nevoeiro no Brasil

Atualmente, o estudo da visibilidade é limitado à área do terminal de cada aeródromo. A figura 2.1 mostra alguns aeroportos onde o tema nevoeiro foi alguma vez abordado. Os estudos sobre visibilidade baixa pode ser dividida em três categorias: a) Modelagem numérica (ex.: França (2008); Pinheiro (2006); Piva e Anabor (2008); Silva et al. (2011)); b) climatologia ou curto estudo (ex.: Araujo et al. (2012); Azevedo (2005); Barreto (2012); Fedorova et al. (2002, 2008); Cossich et al. (2009); Oliveira (1998); Perrella e Sakuragi (1998); Piva e Fedorova (1999); Perrella e Sakuragi (2010); Silva (2012) e c) desenvolvimento de métodos analíticos, como regressões, estatísticas e redes neurais (ex.: Almeida (2009); Costa et al. (2006); Hruschka e Ebecken (1999); Oliveira (2002); Souza (2008)).

Em geral, grande parte dos trabalhos que aborda o tema nevoeiro é direcionada aos aeroportos da Região Sudeste e Sul do Brasil. A climatologia ou curto estudo (em média 5 anos) é o ramo mais comumente abordado, seguido por modelagem numérica. Uma quantidade mínima de esforços é destinada as Regiões Norte, Nordeste e Centro-Oeste. Nessas regiões, os esforços também são destinados a climatologia ou curto estudo e aplicação de modelagem numérica para previsão de nevoeiros.

Conforme comentado acima, os estudos são limitados aos terminais dos aeródromos e abordam as diferentes áreas da meteorologia. Além disso, grande parte dos esforços não advém de pesquisas mais detalhadas, como dissertações e teses. Dessa forma, a junção das informações em uma única fonte se torna inviável.

O Sul e o Sudeste do Brasil concentram os aeroportos mais movimentados do país (INFRAERO - [www.infraero.gov.br](http://www.infraero.gov.br)) e também são as regiões mais afetadas por visibilidade baixa (França, 2008). No intuito de contornar essa situação, Ferreira et al. (1998) apresentou uma metodologia para monitorar remotamente nevoeiros nessas regiões. Em seu trabalho, ele explica que as maiores vantagens de monitoramento via satélite são: a ampla visão espacial da área coberta pelo nevoeiro e a possibilidade de se acompanhar o seu ciclo

de vida (início, desenvolvimento e dissipação).

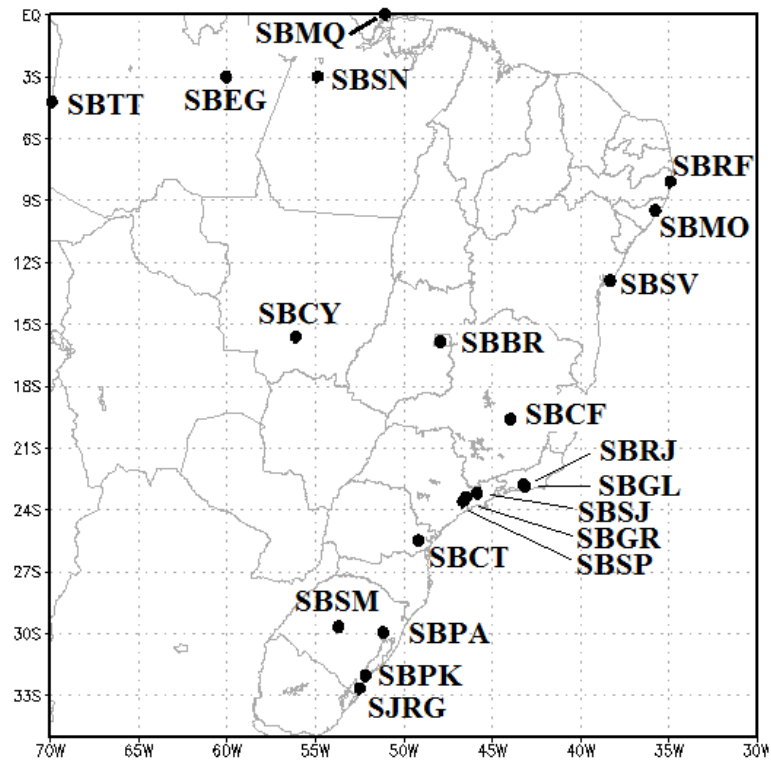


Figura 2.1: Alguns aeroportos brasileiros onde o tema nevoeiro foi abordado.

## Material e Métodos

### 3.1 Dados de Estação de Superfície

Os dados de superfície se restringem às observações realizadas nos aeroportos e divulgadas por meio de mensagens meteorológicas codificadas, chamadas de METAR (METeoro logical Aerodrome Reports), onde o acesso a esta é facilitada através do site da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET). METAR é o nome do código para informe meteorológico regular de aeródromo, ou seja, aquelas mensagens que são reportadas regularmente a cada hora cheia (Ex.: 0, 1, 2, 3, ..., 23). Em complemento ao METAR, há outra mensagem chamada SPECI, que é o nome do código para informe meteorológico especial de aeródromo. Observações do tipo SPECI são realizadas quando há uma mudança significativa de uma variável meteorológica. De uma forma mais simples, SPECI pode ser interpretado como aquelas observações meteorológicas que são registradas ou reportadas entre as horas cheias.

De acordo com o Comando da Aeronáutica ([BRASIL, 2012](#)), uma mensagem METAR/SPECI padrão deve ser reportada contendo os seguintes campos de informes meteorológicos:

METAR/SPECI CCCC YYGGggZ dddffKT VVVV ww NNNhhh TT/T<sub>d</sub>T<sub>d</sub> QPPPP

- (a) Grupo METAR ou SPECI: este deve ser incluído no início de cada informe meteorológico;
- (b) Grupo CCCC: corresponde à identificação da estação que serve ao aeroporto, por meio do indicador de localidade da Organização de Aviação Civil Internacional (OACI);

- (c) Grupo YYGGggZ: este corresponde ao dia do mês (YY), hora (GG) e minuto (gg) em UTC da observação meteorológica, seguido, sem espaço, pela letra indicadora de tempo Z;
- (d) Grupo dddffKT: este representa o campo de vento médio (direção e magnitude) durante os dez minutos imediatamente precedentes a observação, seguido, sem espaço, pela letra indicadora de velocidade KT (knot(s) = nó(s)). A direção média (ddd em graus) é arredondada para dezena de graus mais próxima à direção de onde sopra o vento;
- (e) Grupo VVVV: este representa o campo de visibilidade horizontal predominante (em metros). Visibilidade predominante é a maior distância percebida, cobrindo, pelo menos, a metade do círculo do horizonte ou da superfície do aeródromo. Em determinadas situações, os valores de visibilidade podem ser substituídos pela sigla CAVOK, que são: 1) visibilidade maior ou igual a 10 km em todo horizonte, 2) nenhuma nuvem de relevância operacional e 3) nenhum fenômeno meteorológico significativo;
- (f) Grupo ww: este é utilizado para informar todos os fenômenos meteorológicos de tempo presente observados no aeródromo e/ou na sua vizinhança, bem como aqueles relevantes para as operações aéreas. Este grupo pode reportar até, no máximo, três distintos fenômenos meteorológicos. Em caso de CAVOK, este grupo será omitido;
- (g) Grupo NNNhhh: este é utilizado para informar a quantidade (NNN = FEW, SCT, BKN e OVC) e a altura (hhh) das nuvens. FEW significa poucas nuvens, cobrindo 1 a 2 oitavos da abóbada celeste; SCT significa nuvens esparsas, cobrindo 3 a 4 oitavos da abóbada celeste. BKN para céu nublado (5 a 7 oitavos); OVC para céu encoberto (8 oitavos). A altura da base da nuvem (hhh) deve ser informada em centenas de pés (ft). Este grupo pode reportar até três camadas de nuvens, salvo quando nuvens convectivas significativas forem observadas, e a quantidade de cada camada de nuvens deve ser determinada como se as outras nuvens não existissem. Em caso de CAVOK, este grupo será omitido;
- (h) Grupo TT/T<sub>d</sub>T<sub>d</sub>: este informa a temperatura do ar e do ponto de orvalho arredondado para o grau Celsius inteiro mais próximo;

- (i) Grupo QPPPP: este informa a pressão barométrica local reduzida ao nível médio do mar arredondado para o hectopascal inteiro imediatamente inferior, precedido, sem espaço, pela letra indicadora Q.

Os campos da mensagem METAR/SPECI de interesse para identificação da ocorrência de nevoeiro são os grupos de visibilidade (e) e tempo presente (f). No tocante ao grupo de visibilidade, alguns critérios devem ser seguidos para registro desta variável. No Brasil, a visibilidade predominante no aeródromo é estimada visualmente pelo observador meteorológico.

Para este tipo de observação é necessário que o observador meteorologista tenha o campo visual de todos os pontos das cartas de ponto de referência, conforme exemplificado na figura 3.1. Dessa forma, o observador realiza a identificação do mais distante ponto de referência definido na carta contra a linha do horizonte, em todas as direções, a uma distância de até 20 km. O período para se determinar os valores médios de visibilidade horizontal deve ser de 1 minuto para os mostradores nos Órgãos de Serviço de Tráfego Aéreo (ATS) locais e de 10 minutos para METAR/SPECI (BRASIL, 2011).

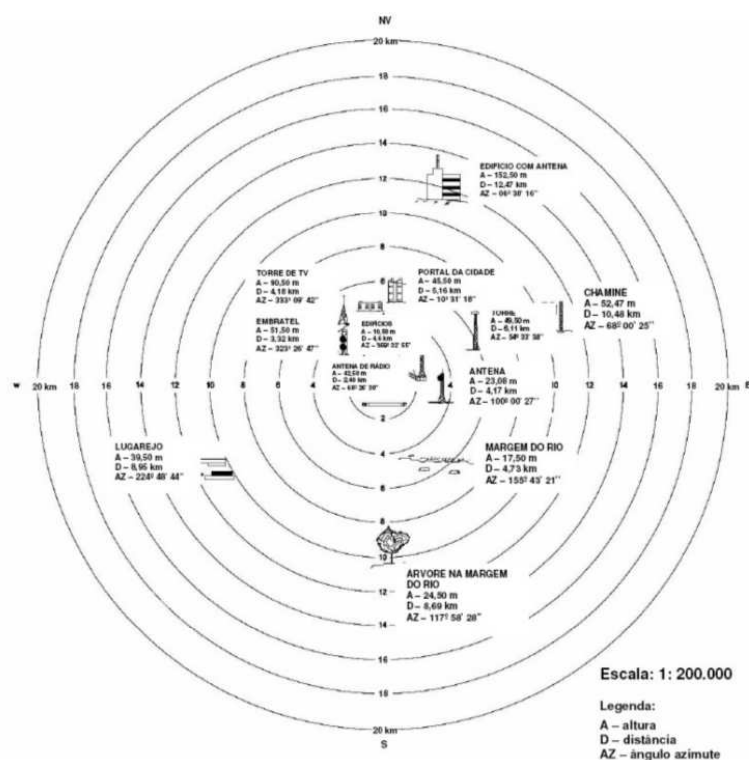


Figura 3.1: Exemplo de carta de ponto de referência.

Fonte: BRASIL, 2011

De acordo com o Manual do Comando da Aeronáutica (BRASIL, 2011), caso a visibilidade não seja a mesma em todas as direções, alguns critérios deverão ser adotados no momento da observação, dependendo do caso:

1° Caso: nenhum valor de visibilidade abrange, pelo menos, a metade do horizonte, em setores contíguos ou não. A visibilidade predominante será determinada da seguinte forma:

1° Passo: dividir o círculo do horizonte em setores com mesmos valores de visibilidade observada, juntamente com os respectivos ângulos, conforme exemplificado na figura 3.2.

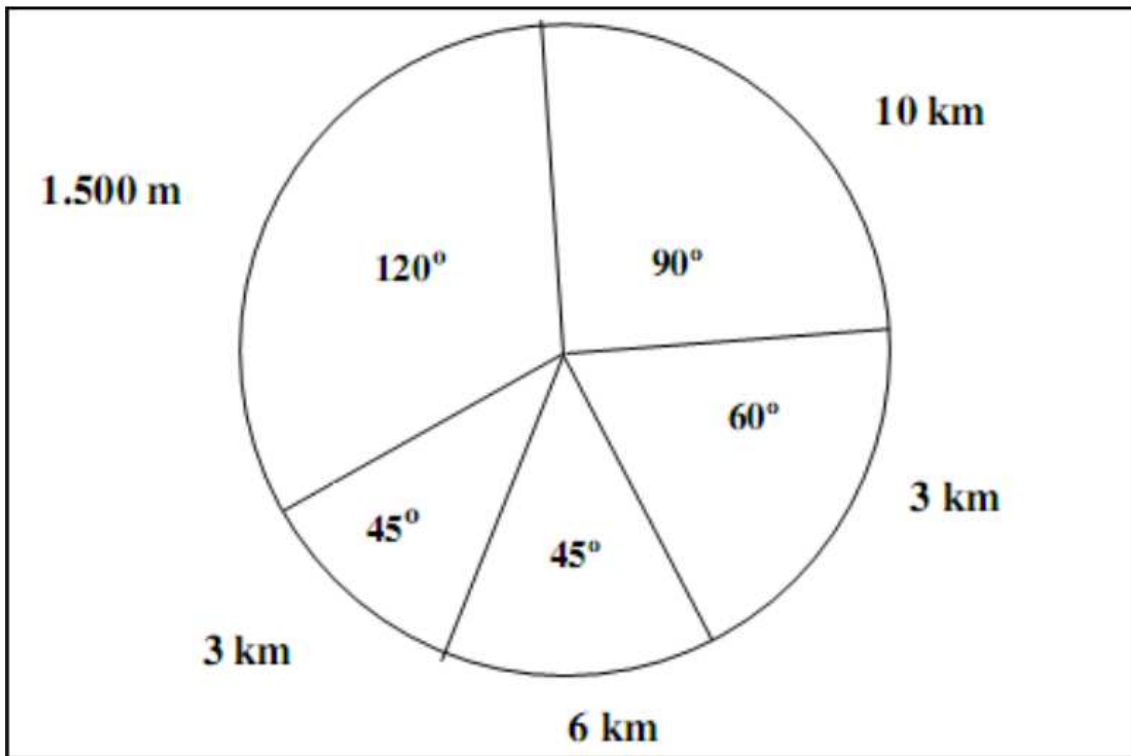


Figura 3.2: Exemplo de divisão em setores de regiões com mesmo valor de visibilidade.

Fonte: BRASIL, 2011

2° Passo: relacionar decrescentemente os valores de visibilidade, com seus respectivos valores angulares. Caso o mesmo valor de visibilidade seja observado em dois ou mais diferentes setores do horizonte, devem-se somar os valores angulares correspondentes.

10 km.....90°

6 km.....	45°
3 km.....	60° + 45° = 105°
1,5 km.....	120°

3° Passo: somar progressivamente os valores angulares, da maior para a menor visibilidade, até se obter um ângulo maior ou igual 180°, que corresponde à metade do círculo horizonte.

$90^\circ + 45^\circ = 135^\circ \rightarrow$  soma dos ângulos dos setores com visibilidade de 10 km e 6 km;

$135^\circ + 105^\circ = 240^\circ \rightarrow$  soma dos ângulos dos setores anteriores com o ângulo referente à 3 km.

4° Passo: quando a soma resultar em 180° ou mais, a visibilidade correspondente à faixa angular somada será considerada a visibilidade predominante. No exemplo acima, o primeiro resultado a igualar-se ou superar 180° foi a faixa angular correspondente a 3 km.

2° Caso: quando a visibilidade mínima for diferente da visibilidade predominante e inferior a 1,5 km; ou inferior a 50% da predominante e inferior a 5 km, um grupo adicional deverá informar a visibilidade mínima e sua direção geral em relação ao aeródromo, referente a um dos pontos cardeais e colaterais. Se for observada visibilidade mínima em diferentes direções, o grupo adicional deve representar a direção mais importante para as operações.

3° Caso: a visibilidade varia rapidamente e a visibilidade predominante não pode ser determinada. Somente deverá ser informada a visibilidade mínima, sem indicação da direção.

Além disso, o registro de visibilidade na mensagem METAR/SPECI deve obedecer aos seguintes incrementos abaixo e aqueles valores que não se enquadrarem na escala, deverão ser arredondados para o valor inferior mais próximo da escala:

- (a) Incrementos de 50 m até o valor de 800 m;
- (b) Incrementos de 100 m para valores de 800 a 5000 m;

(c) Incrementos de 1 km para valores de 5 a 9 km;

(d) 9999 para indicar 10 km ou mais.

Como critério para identificação do nevoeiro na mensagem METAR/SPECI, foi definido que a visibilidade predominante e/ou o grupo adicional a este (2º caso) deverão apresentar valores iguais ou inferiores a 1000 metros, juntamente com o grupo de tempo presente indicando nevoeiro (FG), ou seja, ambos os critérios de visibilidade e tempo presente devem ocorrer simultaneamente.

De acordo com a Agência Nacional de Aviação Civil (ANAC), existem aproximadamente 2530 aeroportos no território brasileiro, entre públicos (28,4%) e privados (71,6%), homologados até meados de 2013. No entanto, o número de estações meteorológicas de superfície (EMS) que serve aos aeroportos é muito menor. A REDEMET disponibiliza em seu site uma lista de EMS, que somadas, correspondem a 157 EMS que prestam serviço de reporte METAR/SPECI, de forma que apenas 49 dessas operam 24 horas (Fig. 3.3).

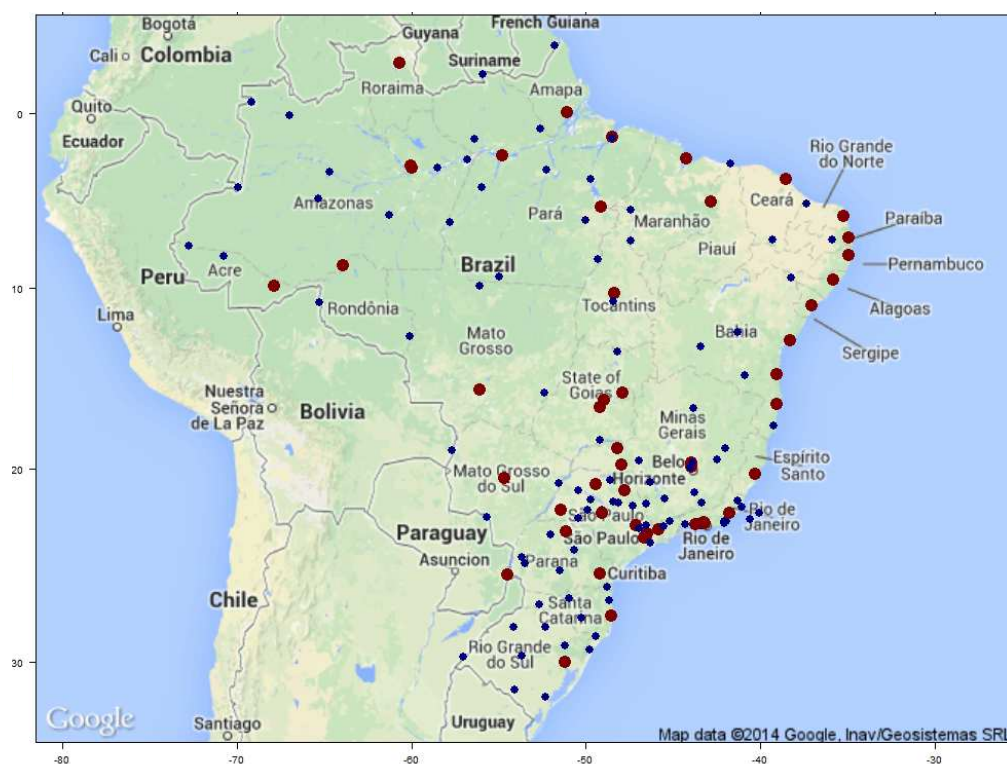


Figura 3.3: Rede de estações meteorológicas de superfície operacional dos órgãos de meteorologia do Sistema de Controle do Espaço Aéreo Brasileiro (SISCEAB). Pontos vermelhos indicam aeroportos com funcionamento integral (24hs) e pontos azuis indicam aeroportos com funcionamento parcial.

As estações ou aeroportos que não operam 24 horas, normalmente funcionam por um período de 12 horas, o qual não inclui o período noturno, impedindo, dessa forma, a real



representação da ocorrência de nevoeiro no território brasileiro, uma vez que parte dos nevoeiros se forma e dissipa durante o período noturno.

O volume de informação é proporcionalmente afetado pelo início das operações e pelo horário de funcionamento dos aeroportos. Conseqüentemente, o número de nevoeiros identificados também é afetado. O intervalo de tempo de dados METAR/SPECI compreende os anos de 2003 e 2012, totalizando 10 anos de dados meteorológicos.

### 3.2 *Dados de Estação de Altitude*

No Brasil, os lançamentos das radiossondas são operados por diversas entidades, como: Departamento de Controle de Espaço Aéreo (DECEA), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Sistema de Vigilância da Amazônia (SIVAM), Empresa de Infra-Estrutura Aeroportuária (INFRAERO), Departamento de Pesquisa e Desenvolvimento (DEPED) e Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil.

A radiossondagem é realizada por meio de lançamento de balões com sensores e transmissores. Uma radiossondagem compreende a medição de variáveis meteorológicas, como temperatura, umidade do ar e pressão atmosférica. As medições são realizadas desde a superfície até o nível em que o balão se romper. Além das variáveis mencionadas, dados de direção e velocidade do vento são calculados a partir do posicionamento do balão em função do tempo e das coordenadas vertical e horizontal, por todo o percurso do balão.

Os lançamentos das radiossondas geralmente são realizados às 0000 UTC e 1200 UTC e as localizações das estações meteorológicas de altitude podem ser vista na Figura 3.4.

### 3.3 *Modelo de Transferência Radiativa*

LibRadtran (Library for Radiative Transfer) é um sofisticado modelo numérico para cálculos de transferência radiativa (Mayer e Kylling, 2005). A versão 2.0 do modelo LibRadtran foi usado no presente trabalho. *uvspec* é o programa principal do LibRadtran, no qual diferentes tipos de aproximações geométricas, fontes de radiação e métodos de solução para a equação de transferência radiativa podem ser livremente escolhidos. Os cálculos foram realizados para uma atmosfera plano-paralela (1-D) e, para este tipo de aproximação, a curvatura da Terra é negligenciada e as camadas atmosféricas são consideradas homogêneas horizontalmente. DISORT (DIScrete ORdinate Radiative Transfer) foi o

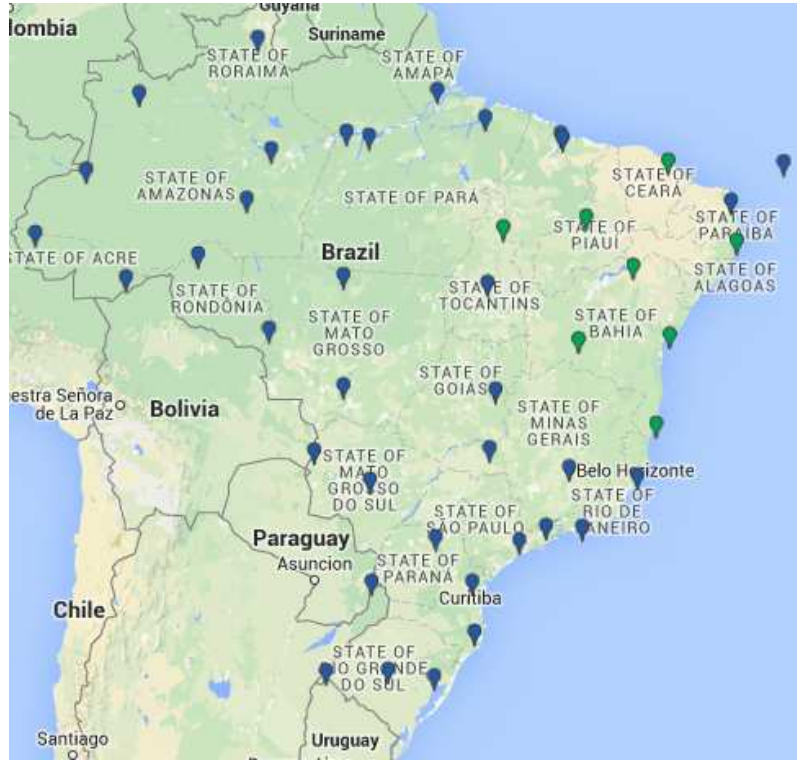


Figura 3.4: Rede de estações meteorológicas de altitude.

método usado para a solução da equação de transferência radiativa (Stamnes et al., 2000; Stamnes et al., 1988).

A Equação 3.1 corresponde à equação geral de transferência radiativa monocromática para uma geometria plano-paralela. O primeiro termo do lado direito da igualdade corresponde à atenuação do feixe de radiação que atravessa o meio, o segundo termo corresponde ao espalhamento múltiplo da radiação de todos os hemisférios na direção do sensor e o terceiro termo corresponde à radiação térmica emitida pela atmosfera.

$$\begin{aligned}
 -\mu \frac{dI(z, \mu, \phi)}{\beta_{ext} dz} = & I(z, \mu, \phi) \\
 & - \frac{\omega(z)}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\phi' \int_{-1}^1 d\mu' p(z, \mu, \phi, \mu', \phi') I(z, \mu', \phi') \\
 & - (1 - \omega(z)) B[T(z)]
 \end{aligned} \tag{3.1}$$

Onde  $\beta_{ext}$  é o coeficiente de extinção,  $\omega(z)$  é o albedo simples e  $B[T(z)]$  é a função de Planck. A validação do modelo LibRadtran foi feita por comparação com outros modelos de transferência radiativa e dados observados (Mayer e Kylling, 2005). Merk et al. (2011)

compararam o LibRadtran com o modelo Streamer e foi identificado que a principal diferença entre os modelos estava na resolução espectral das bandas do sensor SEVIRI. Na comparação, o LibRadtran se ajustou melhor as funções respostas do sensor SEVIRI e, por essa razão, menores bias de temperatura de brilho foram encontrados.

Outro ponto decisivo para a escolha do modelo LibRadtran para as simulações de transferência radiativa foi a inclusão de parametrização de absorção para as bandas espectrais do sensor SEVIRI. A parametrização chamada de REPTRAN (Representative wavelengths absorption parameterization) foi desenvolvida e implementada por [Gasteiger et al. \(2014\)](#). Em seu trabalho, foi verificado que o desvio médio da temperatura de brilho de REPTRAN variou entre 0,09 K e 0,39 K, quando comparado com modelo de alta resolução espectral.

### 3.4 Propriedades Microfísicas das Nuvens

O raio efetivo das gotículas de nuvens corresponde a uma média ponderada pela distribuição do tamanho das gotículas. O raio efetivo é definido como a razão entre o terceiro e o segundo momento da distribuição do tamanho (Eq. 3.2). Para uma nuvem com microfísica verticalmente heterogênea, o raio efetivo pode ser escrito da seguinte forma:

$$r_{eff} = \frac{\int \int N(r)r^3 dr dz}{\int \int N(r)r^2 dr dz} \quad (3.2)$$

Onde  $N(r)$  é a concentração e  $r$  é o raio das gotículas. A definição de raio efetivo permite estimá-lo em função da água líquida total da nuvem (LWP) e da profundidade ótica da nuvem. A LWP é definida como a integral vertical do conteúdo de água líquida da nuvem (Eq. 3.3).

$$LWP = \int LWC dz = \frac{4\pi}{3} \rho_w \int \int N(r)r^3 dr dz \quad (3.3)$$

Onde  $\rho_w$  é a densidade da água. A profundidade ótica da nuvem é definida como a integral vertical do coeficiente de extinção da nuvem (Eq 3.5).

$$\tau = \int \beta_{ext} dz = \pi \int \int Q_{ext}(r, \lambda) N(r) r^2 dr dz \quad (3.4)$$

Em que  $Q_{ext}(r, \lambda)$  é fator eficiência de extinção. Para tamanhos de gotículas tão maiores quanto o comprimento de onda ( $r \geq \lambda$ ),  $Q_{ext}(r, \lambda) \sim 2$ . Dessa forma, a Equação 3.2 pode ser reescrita como:

$$r_{eff} = \frac{3 LWP}{2 \rho_w \tau} \quad (3.5)$$

### 3.5 Look-Up Table

As simulações do modelo LibRadtran são sensíveis as condições atmosféricas, como temperatura do ar, concentração de gases e as propriedades óticas das nuvens. No perfil atmosférico, os gases  $O_3$ ,  $O_2$ ,  $CO_2$  e  $NO_2$  foram diretamente extraídos do perfil tropical climatológico (AFGLT) de Anderson et al. (1986). A construção da Look-Up Table (LUT) levou em consideração diversas características do nevoeiro e a lista dos argumentos usados nas simulações pode ser visto na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Lista de argumentos usados nas simulações de transferência radiativa para os canais do satélite MSG2.

Argumentos	Descrição
Geometria do satélite	zênite 36 a 84°, $\Delta\phi = 2,0^\circ$
Perfis de temperatura e nuvem	Seção 4.2
Concentração vapor água	28 a 53 $kgm^{-2}$ (verão) e 13 a 50 $kgm^{-2}$ (inverno)
Canais	3,9 $\mu m$ e 10,8 $\mu m$ (REPTRAN)
Aerossol	verão (Out-Mar) e inverno (Abr-Set)
Fração de cobertura de nuvens	0,6 a 1,0, $\Delta FC = 0,1$
Profundidade do nevoeiro	100m, 200m e 300m
Raio efetivo	3 a 20 $\mu m$ , $\Delta r_{eff} = 0,5 \mu m$
Água líquida total (LWP)	3 a 148 $gm^{-2}$ , $\Delta LWP = 1,0 gm^{-2}$

Silva et al. (2018) realizaram testes de sensibilidade com o modelo LibRadtran para descobrir o impacto das variáveis associadas aos eventos de nevoeiro na temperatura de brilho do MSG2 e, conseqüentemente, na recuperação microfísica dos nevoeiros. Os resultados indicaram que pequenas mudanças no posicionamento da nuvem em relação a camada de inversão ou na intensidade da inversão de temperatura pode consideravelmente alterar a forma da LUT (gerar convoluções) e a temperatura de brilho. Como consequência, discrepâncias na recuperação microfísica do nevoeiro podem acontecer. Merk et al. (2011)

descobriram que a temperatura da superfície e a geometria do satélite também causam significativo impacto na temperatura de brilho. Além disso, foi verificado que quanto mais fria a superfície terrestre menor o intervalo de temperatura de brilho para uma dada combinação de espessura ótica e raio efetivo da LUT.

A Figura 3.5 mostra as LUTs construídas para diferentes estações do ano. As LUTs apresentadas foram consistentes com os resultados obtidos por [Silva et al. \(2018\)](#) e [Merk et al. \(2011\)](#). Para ambas as LUTs, o intervalo de temperatura de brilho no canal IR\_108 foi muito menor que o intervalo do canal IR\_039.

A árvore de decisão para o acionamento da LUT pode ser visto na Figura 3.6. A inicialização da recuperação microfísica das nuvens baixas depende da identificação de píxeis classificados como contaminados com nuvem baixa no produto de máscara de nuvens. Em seguida, alguns testes e cálculos foram realizados para encontrar uma LUT, cuja temperatura de brilho do satélite esteja contida nela. Em caso positivo, as propriedades microfísicas (raio efetivo e água líquida total da nuvem) são recuperadas. O critério de escolha adotado neste trabalho em caso de sobreposição de LUTs, foi a menor distância entre os pontos (LUT e satélite) de uma coordenada cartesiana, onde o eixo da ordenada é dada pela temperatura de brilho no comprimento de onda  $10,8 \mu\text{m}$  (IR\_108) e o eixo da abcissa no comprimento de onda  $3,9 \mu\text{m}$  (IR\_039).

## 3.6 Sensoriamento Remoto

### 3.6.1 Meteosat Segunda Geração

O satélite Meteosat Segunda Geração (MSG) é um satélite geoestacionário operado pela European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT). O satélite MSG abrange todo o território brasileiro e seus dados são disponibilizados para a comunidade científica desde 2002. A bordo do satélite está o sensor SEVIRI (Spinning-Enhanced Visible and Infrared Imager), destinado ao contínuo monitoramento da superfície terrestre e do estado da atmosfera. O satélite MSG se destaca por sua alta resolução temporal (imageamento a cada 15 minutos) e pelo grande número de canais disponíveis (12 bandas espectrais) ([Schmetz et al., 2002](#)).

No presente trabalho, apenas imagens noturnas nos comprimentos de ondas  $10,8 \mu\text{m}$  e  $3,9 \mu\text{m}$  foram usadas. Os canais infravermelhos mencionados são aplicados principal-

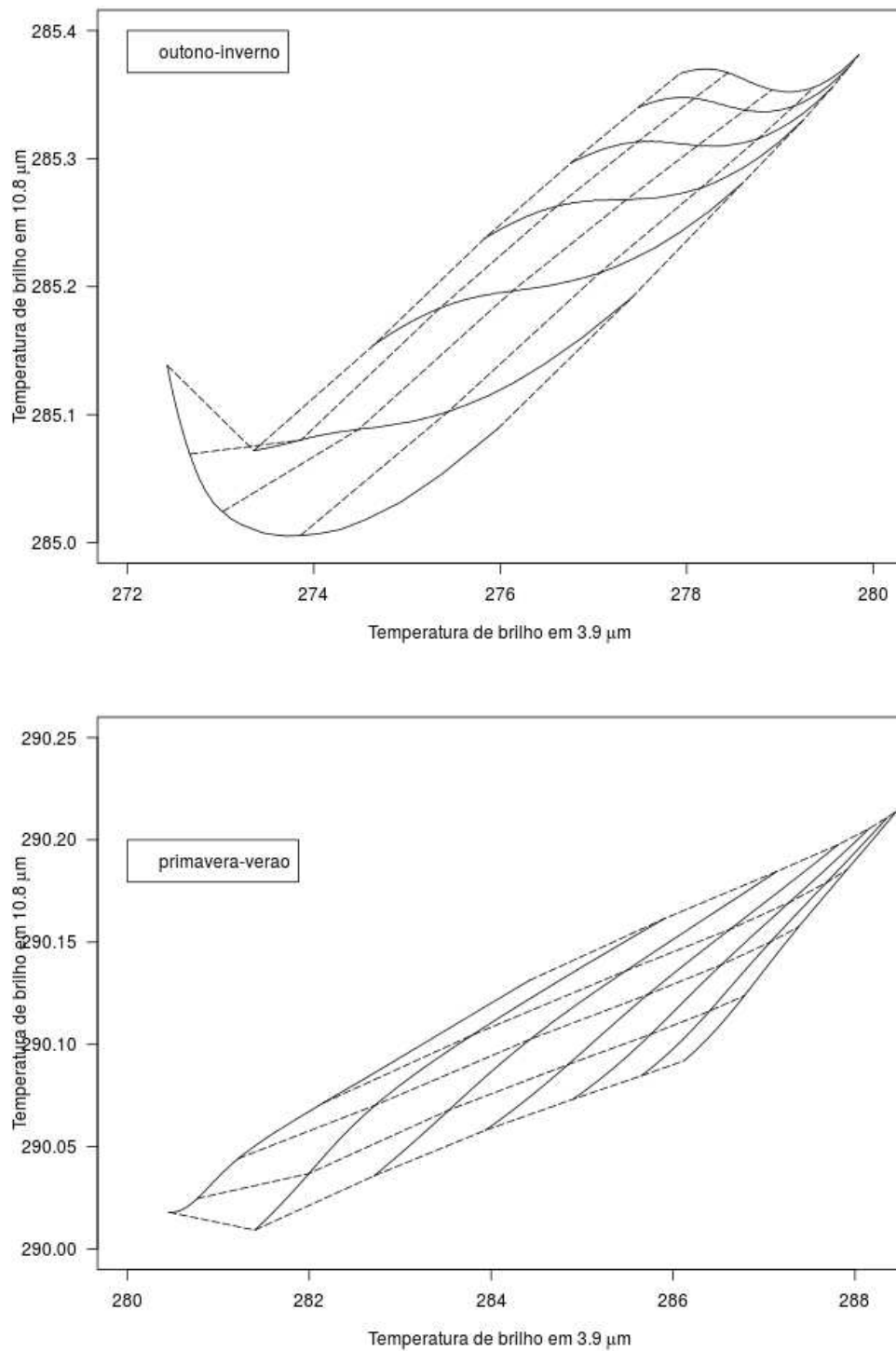


Figura 3.5: Look-Up Table para outono-inverno (superior) e primavera-verão (inferior). A temperatura da superfície para outono-inverno foi 14°C e para primavera-verão foi 24°C. O ângulo zenital foi 60°, a fração de cobertura de nuvem foi 100% e a profundidade da nuvem foi 100m.

mente na detecção de nuvens baixas, devido a maior sensibilidade das bandas espectrais à radiação emitida por alvos na baixa troposfera (Schmetz et al., 2002).

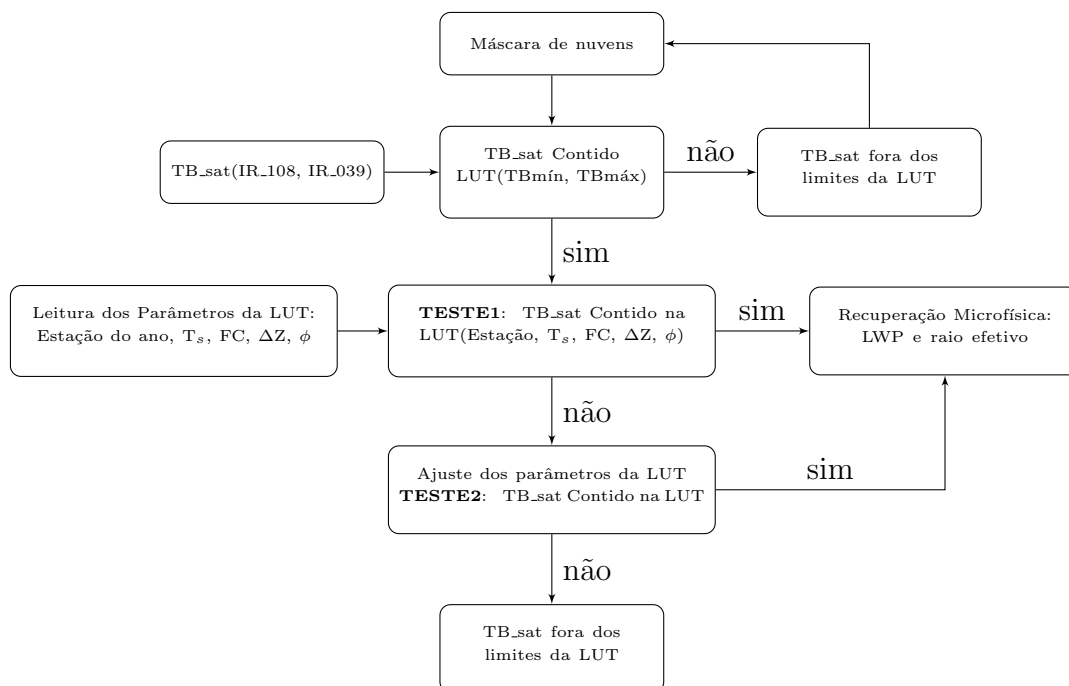


Figura 3.6: Fluxograma das etapas para acionamento da LUT e recuperação microfísica das nuvens baixas. TB\_sat corresponde a temperatura de brilho do satélite nos canais IR\_108 e IR\_039. As LUTs foram nomeadas de acordo com seus parâmetros (ver Tab. 3.1): **LUT.Estação.do.ano.T<sub>s</sub>.FC.ΔZ.φ**.

### 3.6.2 Processamento

A imagem do satélite MSG é disponibilizada pela EUMETSAT na forma de números digitais, referidas como dados de nível 1.5. Esses dados podem então ser convertidos em radiância e, subsequentemente, em temperatura de brilho para os canais infravermelhos. Todas as etapas do processamento dos dados do satélite MSG, incluindo suas equações, foram descritas em detalhes na língua portuguesa por [da Silva Junior \(2016, 2010\)](#).

### 3.6.3 Máscara de Nuvens

O produto de máscara de nuvens da [EUMETSAT/NWC-SAF \(2013\)](#), apresentado com detalhes em sua nota técnica, é obtido após uma série de testes relativamente simples. Alguns dos testes foram somente aplicados às regiões européias e africanas e, dessa forma, apenas os testes mais relevantes para o território brasileiro foram resumidos na Tabela 3.2.

O píxel foi classificado como contaminado com nuvem, quando a condição de pelo menos um dos testes for satisfeita. O valor limiar (threshold em inglês) de cada teste foi obtido por meio de cálculos de transferência radiativa. O modelo de transferência radiativa (RTTOV) foi executado com dados de radiossonda e modelo numérico (ECMWF), para

diferentes ângulos zenitais do satélite e conteúdo de vapor de água na atmosfera.

Cada teste é baseado nas propriedades radiativas das nuvens e possui sua finalidade. O TESTE 1 atua como uma primeira aproximação e possibilita identificar de forma generalizada grande parte dos píxeis contaminados com nuvem. Os TESTES 2, 3 e 4 possibilitam a identificação de nuvens altas semi-transparente, de forma a complementar uns aos outros. O TESTE 5 possibilita a identificação de nuvens baixas na fase quente. O TESTE 6 atua como um ajuste fino nas margens das nuvens para diminuir os erros causados por classificações equivocadas de píxeis contaminados por nuvens. Todos os testes foram adaptados para o período noturno. O píxel que passar em pelo menos um dos testes é classificado como contaminado com nuvem e se nenhuma das condições for satisfeita após todos os testes, o píxel é classificado como livre de nuvem.

Tabela 3.2 - Principais testes para obtenção da máscara de nuvens no período noturno.

	Canais e condições	Finalidade do teste
TESTE 1	$T_{10.8\mu m} < T_{10.8\text{threshold}}$	Nuvens em geral
TESTE 2	$T_{10.8\mu m} - T_{12.0\mu m} > T_{10.8}T_{12.0\text{threshold}}$	Cirrus fino e margens
TESTE 3	$T_{8.7\mu m} - T_{10.8\mu m} > T_{8.7}T_{10.8\text{threshold}}$	Cirrus fino
TESTE 4	$T_{3.9\mu m} - T_{10.8\mu m} > T_{3.9}T_{10.8\text{threshold\_night}}$ $T_{10.8\mu m} > 240 \text{ K}$	Nuvens altas semi-transparentes
TESTE 5	$T_{10.8\mu m} - T_{3.9\mu m} > T_{10.8}T_{3.9\text{threshold}}$ $T_{8.7\mu m} - T_{10.8\mu m} > -4.5-1.5*(-1+1/\cos\theta)$	Nuvens baixas na fase quente
TESTE 6	Textura espacial	Margem das nuvens

A taxa de acerto geral de píxeis contaminados com nuvens nos primeiros resultados da aplicação completa dos testes era próxima de 90% (Reuter et al., 2009). Com os devidos aprimoramentos, a probabilidade de detecção alcançou valores próximos de 96% (EUMETSAT/NWC-SAF, 2013).

### 3.6.4 Detecção de Nuvens Baixas

A técnica de subtração de canais (IR<sub>108</sub>-IR<sub>039</sub>) é comumente aplicada para detecção de nuvens baixas durante à noite, pois durante o dia o canal IR<sub>039</sub> é afetado pela radiação solar, gerando altos valores de temperatura de brilho e, dessa forma, tornando a metodologia inadequada (Cermak e Bendix, 2007).

Essa técnica explora a diferença das propriedades de emissividade para as gotículas de água em ambos os canais. A emissividade do canal IR<sub>039</sub> é encontrada para ser menor que a emissividade do canal IR<sub>108</sub>, isso significa que para uma nuvem baixa e oticamente espessa, a temperatura de brilho para IR<sub>108</sub> é maior que a do canal IR<sub>039</sub>, resultando em diferença positiva para IR<sub>108</sub>-IR<sub>039</sub> (Schreiner et al., 2007; Ellrod, 1995).



Este método foi amplamente utilizado em diferentes plataformas, como NOAA AVHRR, Terra/Aqua MODIS e GOES. Nessas plataformas, a aplicação de um limiar por meio da diferença de temperatura brilho separa claramente as áreas com nuvens baixas de regiões livres de nuvem, neve ou outros tipos de nuvens (Cermak e Bendix, 2007). Segundo os autores supracitados, o método da diferença entre as temperaturas de brilho, a princípio, também funcionaria no METEOSAT SEVIRI, mas o canal IR\_039 possui uma largura espectral muito grande e parcialmente compreende a banda de absorção do  $CO_2$ , centrada por volta de  $4,2 \mu m$ . Em razão disso, uma metodologia diferenciada foi desenvolvida pelos autores para detecção operacional de nuvens baixas por meio do METEOSAT SEVIRI.

Conforme pode ser visto na Figura 3.7, o método para determinação do limiar (diferença entre as temperaturas de brilho nos comprimentos de onda 10,8 e  $3,9 \mu m$ ) varia para cada plataforma e para cada região de estudo (ex.: MSG SEVIRI: Cermak e Bendix (2007); GOES: Ellrod (1995); AVHRR: Eyre et al. (1984); FY-1D: Yitong et al. (2008)).

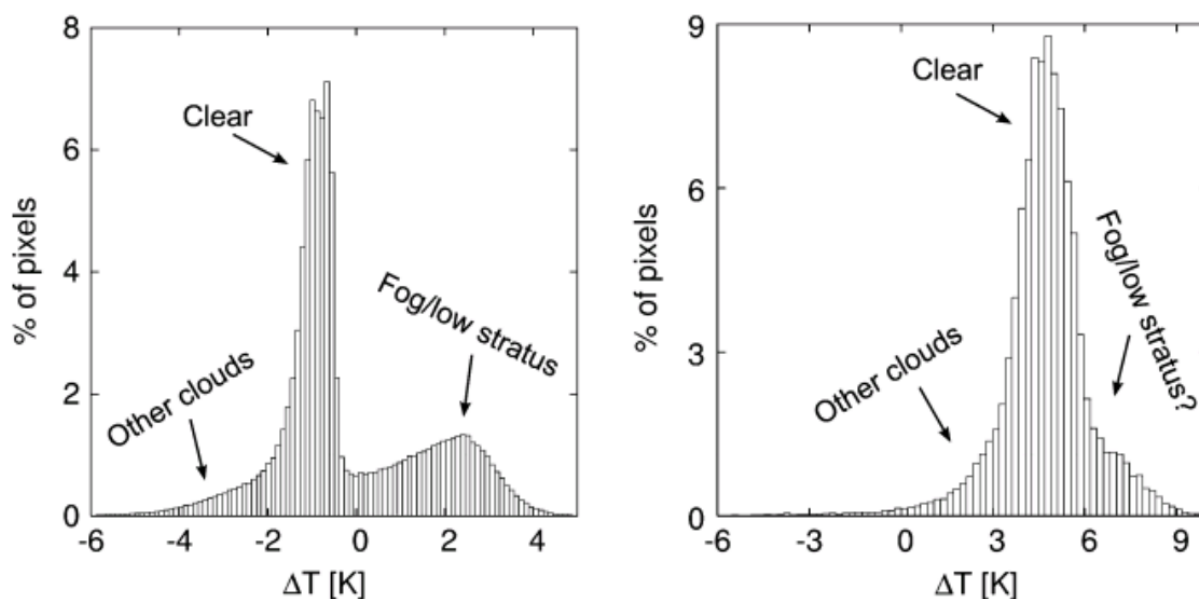


Figura 3.7: Diferença de temperatura de brilho ( $\Delta T = T_{10,8} - T_{3,9}$ ) para MODIS (esquerda) e SEVIRI (direita) sobre a Europa Central no dia 10/02/2006 as 20:45UTC.

Fonte: Cermak e Bendix (2007)

### 3.6.5 Detecção de Nevoeiro

Conforme pode ser notado na figura 3.8, algumas limitações existem no sensoriamento remoto do nevoeiro ao tentar distinguí-lo de outras nuvens estratiformes, pois do ponto de vista do satélite, ambas as nuvens possuem sinais semelhantes. A detecção do nevoeiro re-

quer conhecimento da geometria da nuvem, como por exemplo, informação tri-dimensional sobre a nuvem, incluindo seus limites superior ( $Z_T$ ) e inferior ( $Z_B$ ), espessura geométrica ( $\Delta Z$ ) e elevação da superfície (ZDEM) (Cermak e Bendix, 2011).

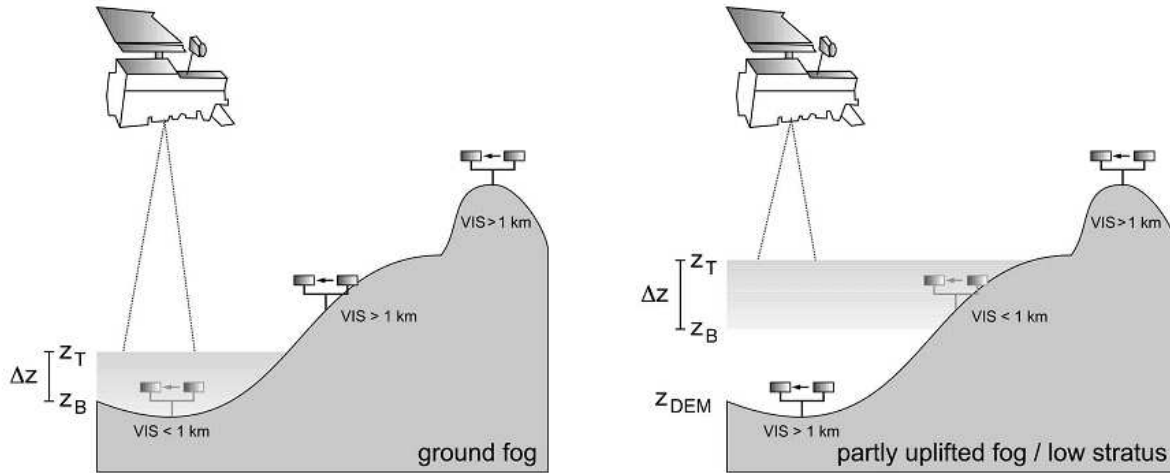


Figura 3.8: Esquema de algumas variáveis necessárias para detecção de nevoeiro por satélite.

Fonte: Bendix et al. (2005)

### 3.6.5.1 Estimativa do Topo da Nuvem Baixa

A distinção entre nuvens estratos baixo e nevoeiro por satélite somente é possível se as alturas do topo e da base da nuvem forem conhecidas. Cermak e Bendix (2011, 2008) apresentaram um método baseado na termodinâmica e na microfísica para determinar a altura do topo e da base da nuvem. A Equação 3.6, baseada na taxa de decréscimo vertical de temperatura (TDVT), consiste em estimar altura do topo da nuvem ( $Z_t$ ) a partir da diferença de temperatura de brilho entre um píxel contaminado com nuvem e um píxel livre de nuvem. A equação abaixo se diferenciou daquela apresentada por Cermak e Bendix (2008), devido ao fato de considerar duas TDVTs, uma para o píxel contaminado com nuvem e outra para o píxel livre de nuvem, ao invés de apenas uma (TDVT atmosférica).

$$Z_t - Z_s^{cc} = \frac{T_{ch}^{cc} - [T_{ch}^{cf} - (Z_s^{cc} - Z_s^{cf})\Gamma_{ch}^{cf}]}{\Gamma_{ch}^{cc}} \quad (3.6)$$

Onde:

$T_{ch}^{cf}$  é a temperatura de brilho no píxel livre de nuvem em um determinado canal;

$T_{ch}^{cc}$  é a temperatura de brilho no píxel contaminado com nuvem em um determinado canal;

$\Gamma_{ch}^{cf}$  é a taxa de decréscimo vertical de temperatura no píxel livre de nuvem;

$\Gamma_{ch}^{cc}$  é a taxa de decréscimo vertical de temperatura no píxel contaminado com nuvem;

$Z_s^{cf}$  é a altitude do píxel livre de nuvem;

$Z_s^{cc}$  é a altitude do píxel contaminado com nuvem.

Na Equação 3.6, o termo  $(Z_s^{cc} - Z_s^{cf})\Gamma_{ch}^{cf}$  representa a compensação de desnível entre os píxeis com nuvem e sem nuvem. A compensação de desnível consiste em corrigir a temperatura do píxel sem nuvem para o nível do píxel com nuvem, na hipótese de o píxel livre de nuvem estar em uma altitude diferente do píxel com nuvem ( $Z_s^{cf} \neq Z_s^{cc}$ ). A presente versão da equação de estimativa do topo do nevoeiro não levou em consideração a existência de inversão térmica.

O procedimento para correção da temperatura de brilho, devido ao desnível entre os píxeis com e sem nuvem, envolve três possíveis cenários (Figura 3.9). Em todas as hipóteses, é considerada que a temperatura do ar apenas diminui com a altura, assim como em uma atmosfera padrão. Quando os píxeis com e sem nuvem estão na mesma altitude ( $Z_s^{cf} = Z_s^{cc}$ ), nenhum termo adicional será necessário para estimar  $Z_t$ , além da diferença de temperatura de brilho e da TDVT do píxel com nuvem (Figura 3.9 - superior). Quando a altitude do píxel sem nuvem estiver acima do píxel com nuvem ( $Z_s^{cf} > Z_s^{cc}$ ), a temperatura de brilho do píxel livre de nuvem deverá ser aumentada proporcionalmente à distância entre os níveis (Figura 3.9 - central). Quando o oposto da situação anterior ( $Z_s^{cf} < Z_s^{cc}$ ) for encontrado, a temperatura de brilho deverá ser diminuída proporcionalmente à distância entre os níveis (Figura 3.9 - inferior). Essa aproximação tem como objetivo estimar a temperatura de brilho que o píxel contaminado com nuvem teria se o sinal da nuvem fosse removido.

O negligenciamento do termo que representa o desnivelamento entre píxeis com e sem nuvem pode gerar subestimativas de até 15% e superestimativas de até 35% nos cálculos de altura do topo da nuvem (Figura 3.10).

Cermak e Bendix (2011) desenvolveram um método para estimar a altura da base da nuvem por meio de aproximações adiabáticas. O método consiste em computar o conteúdo de água líquida (LWC) na camada entre a base da nuvem e o topo da nuvem. O LWC é, então, integrado na camada e comparado com o conteúdo de água líquida total (LWP) recuperado via satélite. Esse processo é realizado iterativamente e o valor da altura da base

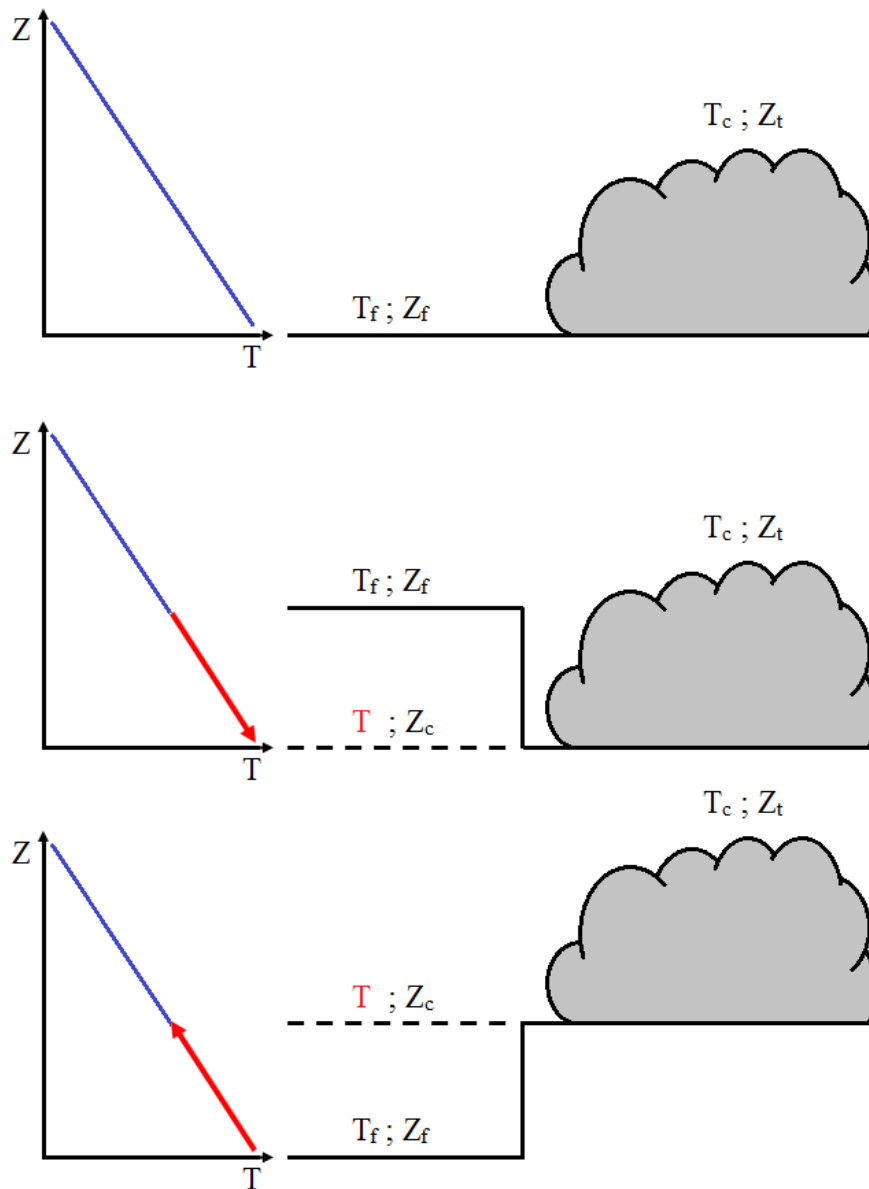


Figura 3.9: Ilustração das três possíveis condições encontradas na correção de temperatura de brilho do píxel sem nuvem. Altitude do píxel sem nuvem e com nuvem está no mesmo nível (superior), altitude do píxel sem nuvem acima do píxel com nuvem (central) e altitude do píxel sem nuvem abaixo do píxel com nuvem (inferior).

da nuvem é variado arbitrariamente até que LWP do modelo adiabático concorde com o LWP recuperado na imagem do satélite. Devido a complexidade da técnica e a necessidade de dados auxiliares para computar LWC, a estimativa da base da nuvem não foi realizada no presente trabalho.

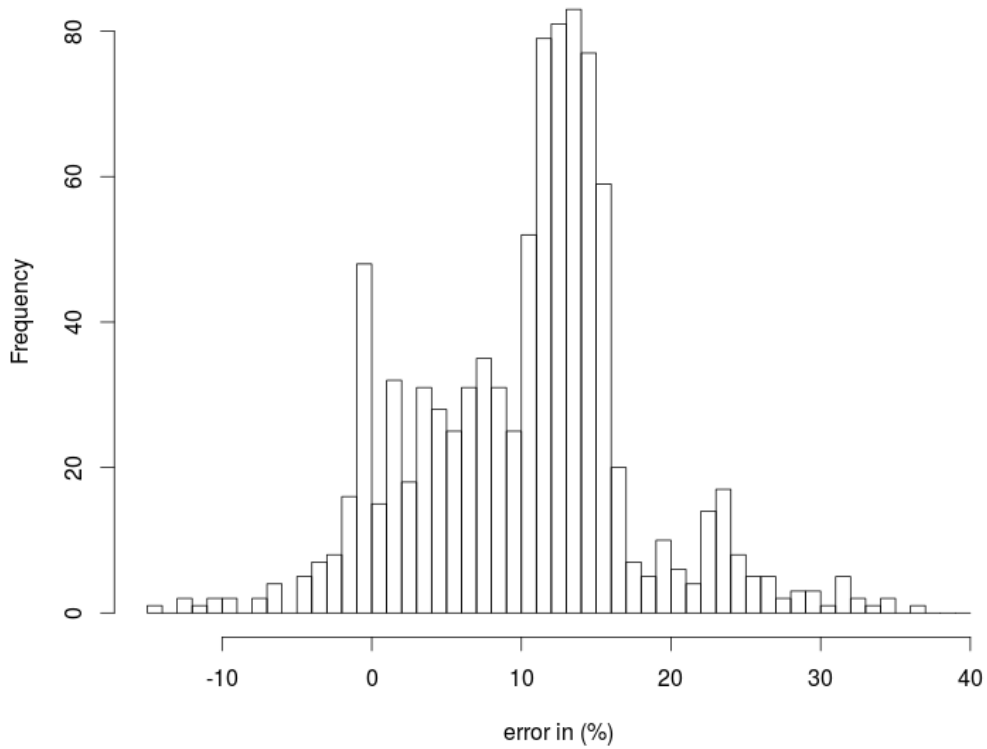


Figura 3.10: Distribuição de frequência do Erro associado com o negligenciamento da taxa de decréscimo vertical de temperatura (TDVT) dos pontos classificados como livre de nuvens, para o dia 4 de julho de 2010 às 06 UTC.

### 3.6.5.2 Cálculo da Taxa de Decréscimo Vertical de Temperatura

Nesta seção, serão apresentados os procedimentos para determinação das TDVTs para o píxel contaminado com nuvem e para o píxel livre de nuvem da Equação 3.6. A TDVT para o píxel contaminado com nuvem deve levar em consideração a temperatura no topo da nuvem ( $T_{ch}^{top}$ ), a temperatura na base da nuvem ou superfície ( $T_{ch}^{base}$ ), a altitude do topo da nuvem ( $Z_t$ ) e a altitude da base da nuvem ou superfície ( $Z_s$ ), conforme Equação 3.7.

$$\Gamma_{ch}^{cc} = \frac{T_{ch}^{top} - T_{ch}^{base}}{Z_t - Z_s} \quad (3.7)$$

Todas as variáveis da Equação 3.7 foram obtidas por meio de simulações numéricas. As simulações do modelo PAFOG forneceram as condições de entrada necessárias para a inicialização do modelo LibRadtran. Dessa forma, as temperaturas do topo e da base da nuvem correspondem aos resultados do modelo LibRadtran de temperatura de brilho com e sem nuvem, respectivamente. As altitudes do topo e da base da nuvem foram simuladas pelo modelo PAFOG.

A TDVT para o píxel livre de nuvem (Eq. 3.8) foi obtida ao rearranjar os termos da Equação 3.6. Conforme pode ser notado, o processo de obtenção de TDVT do píxel sem nuvem leva em consideração a temperatura de brilho mensurada no satélite e a altitude dos píxeis classificados como contaminado e livre de nuvem.

$$\Gamma_{ch}^{cf} = \frac{(Z_t - Z_s^{cc})\Gamma_{ch}^{cc} + T_{ch}^{cf} - T_{ch}^{cc}}{(Z_s^{cf} - Z_s^{cc})} \quad (3.8)$$

No intuito de reduzir ao máximo os erros associados à estimativa do topo da nuvem baixa, devido à combinação entre dados observados (temperatura de brilho do satélite) e simulados (altitude do topo do nevoeiro do PAFOG) na Equação 3.8, foram utilizadas apenas as simulações com os maiores coeficientes de correlação (ver Tab. 4.8). Além disso, foram utilizados apenas os dados de temperatura de brilho e altitude do topo do nevoeiro que coincidiram com os horários das observações de baixa visibilidade no aeroporto.

### 3.7 Modelo Numérico de Nuvens Baixas

Diversos modelos numéricos foram ou desenvolvidos (ex.: COBEL e PAFOG) ou adaptados (ex.: COAMPS, BRAMS, ETA e MM5) para previsão de visibilidade horizontal. No seguimento previsão de nevoeiro/visibilidade, diversos autores usaram, de alguma forma, o PAFOG como referência para os demais modelos, como [Alberts et al. \(2009\)](#), [Gultepe et al. \(2006\)](#), [Michaelides \(2005\)](#), [Muller et al. \(2007, 2010\)](#) e [Shi et al. \(2012, 2010\)](#).

No Brasil, o PAFOG foi utilizado em duas oportunidades. Em ambas, o modelo foi avaliado utilizando condições iniciais extraídas de outros modelos numéricos (GLOBAL T126L28 e WRF). Nesses trabalhos, foi identificada razoável resposta do modelo, mesmo inserindo dados não reais, com baixa resolução espacial e alguns parâmetros constantes, como solo e vegetação ([Silva, 2012](#); [Silva et al., 2011](#)). Diante dos resultados obtidos, [Silva \(2012\)](#) estimou que há a possibilidade de adaptar o PAFOG para o território brasileiro, de forma que ele possa gerar melhores resultados, se as condições iniciais forem extraídas de fontes mais confiáveis.

PAFOG é um modelo unidimensional desenvolvido para previsão de nevoeiro do tipo radiativo ([Bott e Trautmann, 2002](#)). O modelo PAFOG consiste em quatro módulos: 1) módulo dinâmico que descreve os processos de camada limite. 2) módulo microfísico que

calcula a concentração total de gotículas de nuvens ou nevoeiro por meio do tipo de aerossol da região. 3) Módulo radiativo que resolve a extinção dos gases, hidrometeoros líquidos e sólidos, assim como as partículas de aerossol são consideradas. 4) módulo de vegetação que descreve a interação entre os processos de superfície terrestre e a atmosfera adjacente. Na Tabela 3.3 se encontram as referências dos esquemas físicos.

Tabela 3.3 - Referência dos principais esquemas físicos do modelo PAFOG.

Processo Físico	Referência
Dinâmica	Bott et al. (1990)
Turbulência	Fechamento 2.5 de Mellor e Yamada (1974, 1982)
Microfísica	Nickerson et al. (1986) e Chaumerliac et al. (1987)
Radiação	$\delta$ -two stream de Zdunkowski et al. (1982)
Vegetação	Siebert et al. (1992a,b)

### 3.7.1 Módulo Dinâmico

A parte dinâmica consiste de um conjunto de equações prognósticas para o campo do vento horizontal ( $u$ ,  $v$ ), temperatura potencial ( $\theta$ ) e umidade específica ( $q$ ). Os processos de turbulência na camada limite são resolvidos a partir de equações prognósticas para energia cinética turbulenta.

### 3.7.2 Módulo Microfísico

Os processos de microfísica de nuvens são tratados por meio de duas equações prognósticas para conteúdo de água líquida (LWC) e concentração total do número de gotículas de nuvem ( $N_c$ ). A distribuição do tamanho das gotículas é descrito por uma função log-normal de forma 3.9:

$$N_c = \frac{N_c}{\gamma_c D \sqrt{2\pi}} \exp \left[ -\frac{1}{2\gamma_c^2} \ln^2 \left( \frac{D}{D_0} \right) \right] \quad (3.9)$$

Onde,  $D$  é o diâmetro da gotícula,  $D_0$  é o valor médio de  $D$  e o  $\gamma_c$  é o desvio padrão da distribuição da gotícula. De acordo com Chaumerliac et al. (1987), o valor de  $\gamma_c$  depende do tipo de aerossol particular que pode variar entre 0,28 (aerossol marítimo) e 0,15 (aerossol continental). Na presente versão do modelo, este valor é 0,2.

Em caso de supersaturação ( $S$ ), o número de gotículas de nuvens ativadas (Eq. 3.10) é calculado de acordo com a relação de Twomey (1959):

$$N_{act} = N_a S^k \quad (3.10)$$

Onde,  $N_a$  é a concentração total do número de partículas de aerossol com raio maior que  $0,05 \mu\text{m}$ .  $S$  é a supersaturação (Sakakibara, 1979; Chaumerliac et al., 1987) e  $k$  depende do tipo de aerossol. Quatro tipos de aerossóis podem ser escolhidos (Jaenicke, 1993): rural ( $N_a = 10000 \text{ cm}^{-3}$ ,  $k = 0,9$ ), urbano ( $N_a = 50000 \text{ cm}^{-3}$ ,  $k = 0,9$ ), marítimo ( $N_a = 200 \text{ cm}^{-3}$ ,  $k = 0,7$ ) ou troposférico ( $N_a = 100 \text{ cm}^{-3}$ ,  $k = 0,7$ ). Na presente versão do modelo, a formação de chuvisco ainda não foi incluída.

### 3.7.3 Módulo Radiação

Nas aproximações dos cálculos de radiação, o intervalo do espectro eletromagnético solar ( $0,28\text{-}6 \mu\text{m}$ ) é dividido em quatro partes e em cada parte a extinção dos gases, hidrometeoros líquido e sólido, assim como partículas de aerossol são considerados. A região do infravermelho ( $3,5\text{-}100 \mu\text{m}$ ) e a janela atmosférica ( $8,75\text{-}12,25 \mu\text{m}$ ) são resolvidos separadamente, concernente a extinção dos gases. Somente comprimentos de onda maior que  $100 \mu\text{m}$  (região do infravermelho), a absorção dos gases, aerossol e gotículas de água são tratados pelo método da emissividade.

### 3.7.4 Módulo Vegetação

O módulo de vegetação descreve a interação entre os processos de superfície terrestre e sua atmosfera adjacente. Parâmetros de entrada para o módulo de vegetação (Tabela 3.4) foram usados para calcular a temperatura e a umidade específica dentro da cobertura da vegetação, bem como a temperatura e a umidade específica de saturação da folhagem. Com exceção da altura da vegetação, todos os parâmetros da Tabela 3.4 foram extraídos dos parâmetros forçantes de ISLSCP (International Satellite Land-Surface Climatology Project), na resolução espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$  (Hall et al., 2006), para todos os aeroportos usados nas simulações.

As informações sobre os tipos de solo podem ser visto em Pielke (1984). Para o solo existem duas equações prognósticas que calculam a temperatura do solo e o conteúdo de umidade volumétrica dentro do solo e três equações de balanço para a superfície do solo



Tabela 3.4 - Parâmetros de entrada para o modelo de vegetação.

Parâmetro	Referência
Altura da vegetação	0,15 m
Fator de cobertura	
Índice de área foliar	
Albedo da Folhagem	
Armazenamento máximo de água na folhagem	ISLSCP Initiative II
Resistência do estômato máxima	
Fator de crescimento sazonal	
Albedo da superfície terrestre	

que resolvem a temperatura e a umidade específica.

Inúmeros estudos de sensibilidade com PAFOG mostraram que a evolução do nevoeiro reage consideravelmente com a escolha particular de cada variável (Bott e Trautmann, 2002).

### 3.7.5 Parametrização de Visibilidade

Na presente versão do PAFOG, a visibilidade (VIS) é parametrizada levando em consideração a influência do espalhamento pelas moléculas de ar, umidade relativa e das variáveis microfísicas LWC e Nd (Eq. 3.11), conforme explicado por Thoma et al. (2012):

$$VIS = \frac{3,912}{\beta_{sca,R} + \beta_{ext,a} + \beta_{ext,d}} \quad (3.11)$$

Onde  $\beta_{sca,R}$  é o coeficiente de espalhamento e trata o espalhamento Rayleigh pelas moléculas do ar, com  $\beta_{sca,R} = 1,227 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ .  $\beta_{ext,a}$  descreve a extinção pelas partículas de aerossol e depende da umidade relativa (UR), calculada em função da seção transversal de extinção ( $\sigma_{ext,a}$ ) das partículas de aerossol.

$$\beta_{ext,a}(UR) = N_a \sigma_{ext,a}(UR) \quad (3.12)$$

Em situações de nevoeiro, VIS é principalmente influenciada pelas variáveis LWC e Nd. Onde  $\beta_{ext,d}$  é o coeficiente de extinção das gotículas das nuvens e  $\alpha$  (considerado igual 0,2) é o desvio padrão da distribuição do tamanho das gotículas.

$$\beta_{ext,d} = Q_{ext} N_d \frac{\pi}{4} \left( \frac{6LWC}{\pi \rho_w N_d} \right)^{2/3} \exp(-\alpha^2) \quad (3.13)$$

Conforme todo o exposto, as variáveis LWC e  $N_d$  são muito importantes para o estudo de nevoeiros e não possuem formulação baseada em variáveis meteorológicas, comumente registradas em estações meteorológicas de superfície. Dessa forma, a estimativa dessas variáveis via dados de satélite é de grande importância para estudo das nuvens e aplicação na modelagem numérica do tempo.

### 3.7.6 Principais Dificuldades de Modelagem Unidimensional

A visibilidade baixa durante eventos de nevoeiro é um resultado de complexos processos radiativos, turbulentos, microfísicos, termodinâmicos, dinâmico, aerossol, bem como interações entre camada limite planetária (CLP) e superfície adjacente (Gultepe et al., 2006; Thoma et al., 2012). Dessa forma, a previsão numérica de nevoeiro se torna uma tarefa muito difícil e o processo de formação de nevoeiro não pode ser resolvido com aproximações 1D. O problema dos modelos unidimensionais é que eles não são capazes de resolver os termos de forçantes horizontais, como processos de advecção (Thoma et al., 2012).

A previsão de visibilidade deve ser realizada com maior precisão (>30%) para reduzir os custos de acidentes relacionados com visibilidade baixa e atrasos em aeroportos (Pagowski et al., 2004).

De acordo com Gultepe et al. (2007), a aproximação mais simples para previsão numérica de nevoeiro é a utilização de modelos unidimensionais, como o PAFOG, por exemplo. Nesses modelos, os processos dinâmicos, como advecção ou subsidência de grande escala, normalmente não são considerados. Em eventos, onde os processos radiativos são dominantes, as previsões desses eventos são relativamente boas. No entanto, o oposto também é verdade. Ele também explica que as principais razões para tal deficiência nas previsões de nevoeiro são:

1. A hipótese da homogeneidade horizontal das variáveis termodinâmicas, a qual não é válida. Essa consideração resulta em grandes erros na evolução no tempo das variáveis do nevoeiro.

- 
2. As nuvens não são corretamente representadas. Nevoeiros de radiação são caracterizados por um distinto resfriamento nas camadas mais baixas durante o período noturno, e tal processo depende fortemente da cobertura de nuvem, pois o resfriamento radiativo aumenta com a diminuição da cobertura de nuvens.
  3. Os fluxos de umidade e calor não são tratados adequadamente em condições de superfície heterogênea, uma vez que esses fluxos são dependentes das características da superfície, tais como vegetação, tipo de solo, umidade do solo e temperatura do solo, que obviamente são considerados homogêneos horizontalmente em modelos 1D. A evolução do nevoeiro de radiação, por exemplo, depende desses fluxos.
  4. A turbulência atmosférica também não é tratada adequadamente, particularmente sob condições de forte inversão térmica.



## Resultados e Discussões

### 4.1 *Dados de Estações Meteorológicas*

#### 4.1.1 *Análise Espacial e Temporal de Nevoeiros*

As regiões mais afetadas pela ocorrência de nevoeiro pode ser vista no mapa da distribuição espacial do número de dias com nevoeiro (Fig. 4.1). Nota-se que as regiões Norte, Sudeste e Sul foram as mais afetadas por visibilidade baixa. Em alguns aeroportos nessas regiões foram registrados 70 dias ou mais de nevoeiro por ano, como SBTK (Tarauacá, AC), SBJF (Juíz de Fora, MG) e SBCT (Curitiba, PR). O Nordeste foi a região onde menos se registrou nevoeiros, em média 1-2 dias por ano na região litorânea, com exceção de Ilhéus, no sul da Bahia.

A Figura 4.2 mostra o mapa da quantidade anual de horas de observações de nevoeiros. A quantificação do número de horas foi feita ao contabilizar o intervalo entre a observação atual de nevoeiro e a observação seguinte. A quantidade de horas tem impacto direto nas operações de transporte em geral. Dessa forma, quanto maior o tempo de persistência do nevoeiro em um local, maiores serão os riscos de acidentes e fatalidades. Os aeroportos com maior número de horas de nevoeiro observado para as regiões Norte, Nordeste, Centro-Oeste, Sudeste e Sul foram, respectivamente, SBCJ (92 horas), SBPS (27 horas), SBPP (151 horas), SBJF (254 horas) e SBCT (338 horas).

A quantidade média anual de dias e horas pode ser vista na Tabela 4.1. Embora o Norte seja uma das regiões com maior frequência de ocorrência de nevoeiros, a média anual de horas foi cerca de 2,5 vezes menor que na região Sul. A duração média diária para um evento de nevoeiro foi calculada em 1 hora e 19 minutos, mas em situações favoráveis, o nevoeiro pode persistir por 11 horas seguidas, como o caso ocorrido em Maio de 2004.

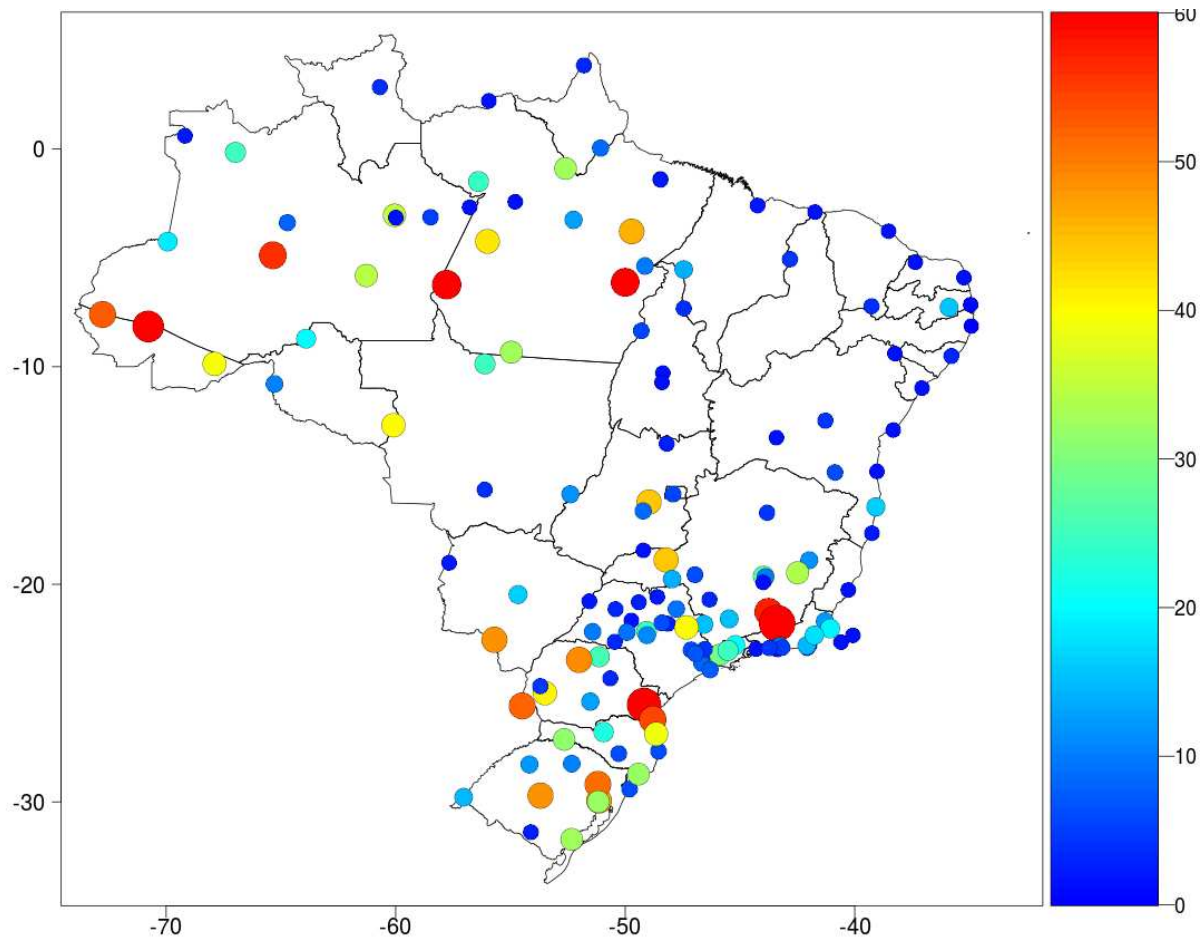


Figura 4.1: Número anual de dias com nevoeiros ocorridos no Brasil entre 2003 e 2012.

A região Nordeste foi pouco afetada pela ocorrência de nevoeiros. [Silva \(2012\)](#) encontrou que a névoa úmida foi o principal fenômeno redutor de visibilidade para o aeroporto de Maceió (SBMO) e que, de fato, nevoeiros são raros no local.

O Sudeste teve a segunda menor frequência de ocorrência e quantidade de horas observadas de nevoeiro. A possível explicação para isso pode ser a inclusão de aeroportos com funcionamento parcial nos cálculos da média por região. Além disso, [Da Rocha et al. \(2015\)](#) encontrou que topografia acidentada pode influenciar no número de dias e horas de nevoeiros e isso também pode ter contribuído para redução da média anual de dias e horas na região.

Ao dividir o número de horas pelo número de dias, percebe-se que os eventos de nevoeiros tenderam a ter um tempo médio diário de persistência mais curto em latitudes mais baixas e mais longo em direção ao sul do país (Fig. 4.3). Nenhuma relação linear entre as variáveis (dias ou horas) e a altitude da estação foi encontrada.

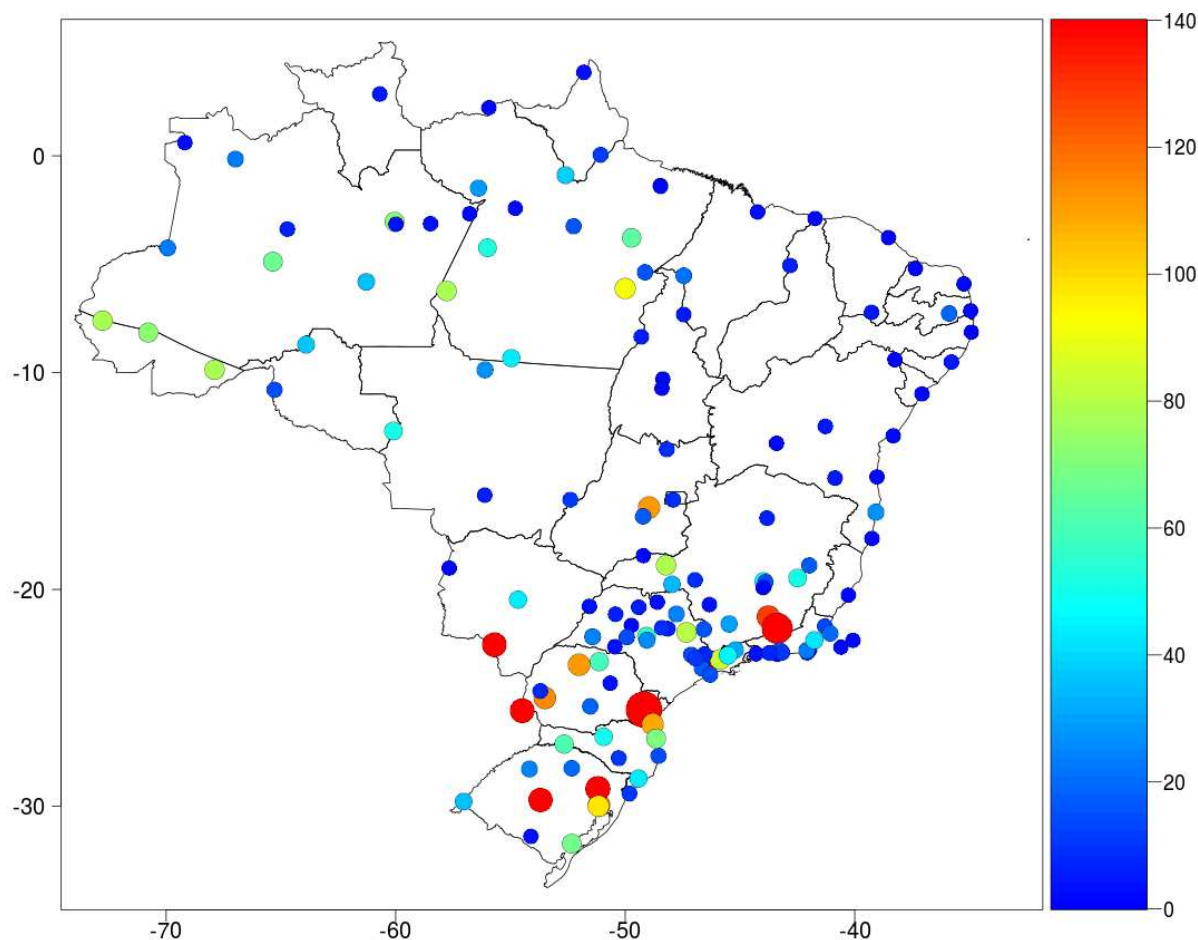


Figura 4.2: Número anual de horas com nevoeiros ocorridos no Brasil entre 2003 e 2012.

No Brasil, nevoeiro pode ser observado durante todo o ano, conforme pode ser visto na Figura 4.4. A análise por estações do ano permitiu identificar duas regiões que se distinguem por um notável aumento no número de dias com nevoeiro. Os Estados de Mato Grosso, Goiás, Tocantins e parte do setor oriental de Pará e Rondônia tiveram seu período de maior frequência de ocorrência de nevoeiro entre Outubro e Março (primavera-verão), enquanto que nas demais regiões o nevoeiro foi mais frequentemente observado entre Abril e Setembro (outono-inverno).

O pico de ocorrência de nevoeiro no Norte ocorreu em Abril, com até 6 dias de nevoeiro nesse mês, e no Nordeste ocorreu em Junho, com até 2 dias de nevoeiro nesse mês. Na região Central do Brasil, o nevoeiro ocorreu com maior frequência em Março (até 7 dias). Nas regiões Sudeste e Sul, os respectivos picos de ocorrência de nevoeiro ocorreram em Junho (até 8 dias) e Maio (até 10 dias).

No Brasil, nevoeiros foram frequentemente observados no período noturno e início da

Tabela 4.1 - Média anual de dias e horas com nevoeiro para as Regiões do Brasil.

Região	Dias	Horas
Norte	22,2	29,3
Nordeste	3,8	4,9
Centro-Oeste	15,3	34,9
Sudeste	14,0	29,0
Sul	30,1	75,4

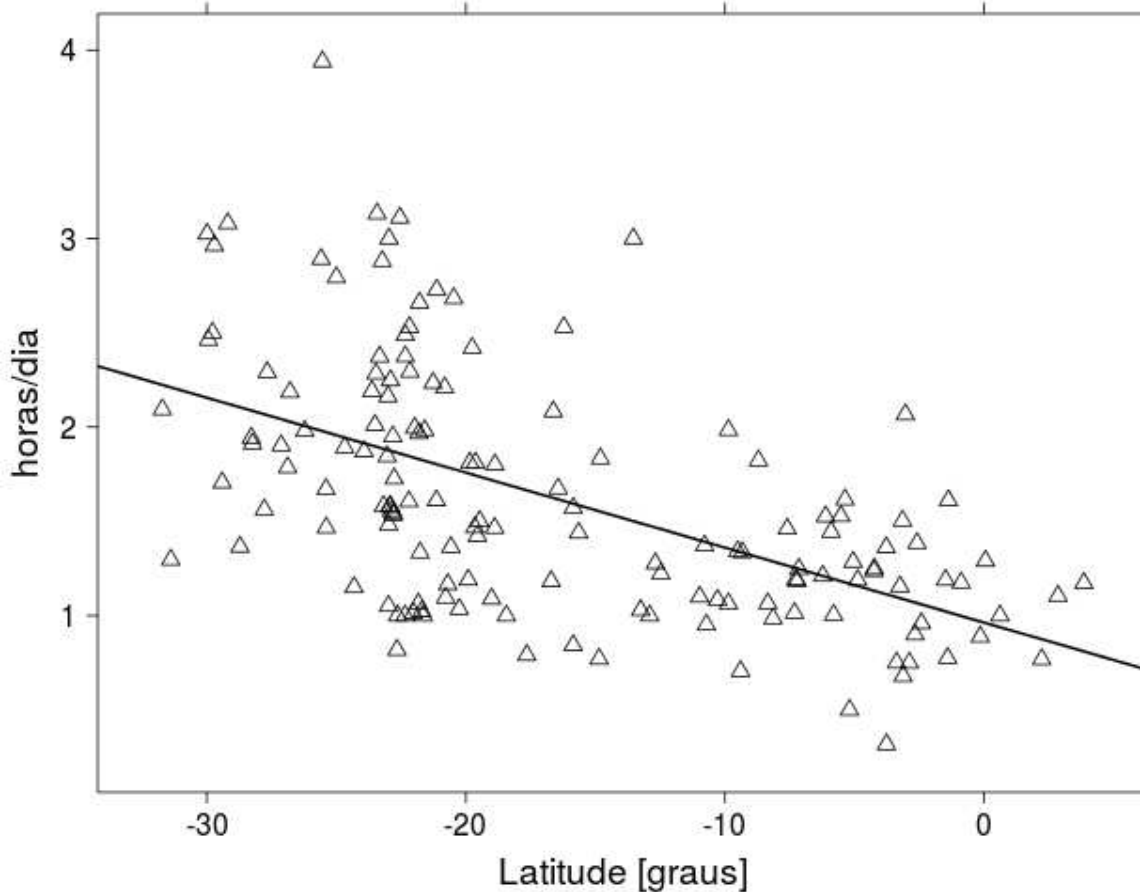


Figura 4.3: Relação entre a persistência média diária dos nevoeiros e a latitude.

manhã, dificilmente sendo observado após as 1200 UTC, conforme pode ser visto na Figura 4.5. Devido ao fato de o nevoeiro ser majoritariamente noturno, supõe-se que o tipo predominante seja radiativo, dissipando-se nas primeiras horas após o nascer do sol.

Cotton et al. (2011) sugeriu que a intensificação do nevoeiro após o nascer do sol pode ser causada pelo transporte de água líquida do topo para superfície, como resultado do aumento da turbulência devido ao aquecimento da superfície. Evaporação do orvalho e umidade do solo também fornecem umidade adicional. Além disso, o alto ângulo zenital proporciona uma maior extinção da luz solar, o que pode causar uma sensação de visibilidade mais baixa.



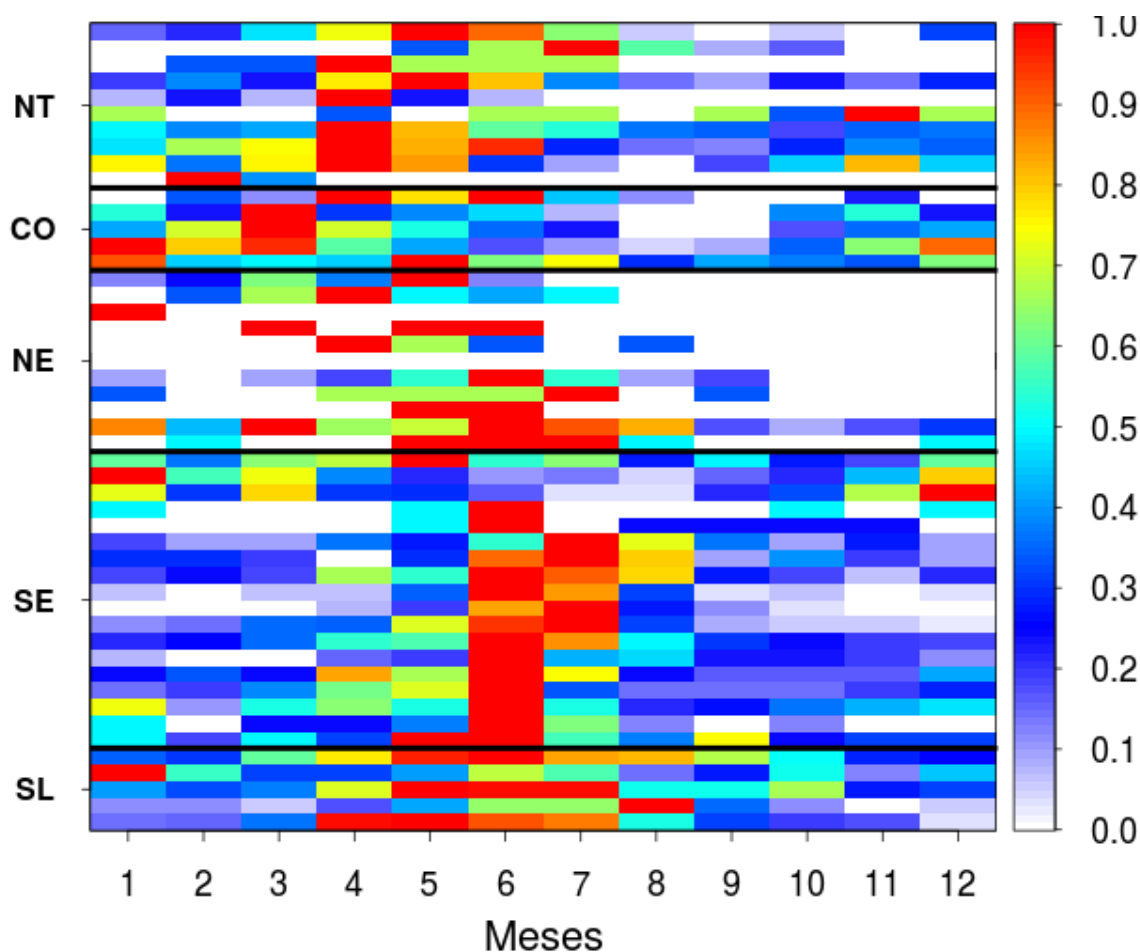


Figura 4.4: Frequência mensal de observações de nevoeiro normalizada para os aeroportos com funcionamento integral no período entre 2003 e 2012. No eixo-y, as linhas horizontais espessas separam as regiões em NT (Norte), CO (Centro-Oeste), NE (Nordeste), SE (Sudeste) e SL (Sul).

O mapa do campo de observações de nuvens da mensagem METAR pode ser visto na Figura 4.6. A construção do mapa foi feita apenas com observações verticais, cujo o tempo presente foi nevoeiro. As Observações verticais podem ser divididas basicamente em duas categorias: 1) Céu visível acima do banco de nevoeiro e 2) Céu invisível (OBS na legenda da imagem). A situação de céu visível ainda pode ser subdividida em duas categorias: 1) Nuvens acima do banco de nevoeiro (CLD na legenda da imagem) e 2) Céu claro (SKC).

De acordo com Cotton et al. (2011), a presença de nuvens acima do banco de nevoeiro diminui o resfriamento radiativo no topo do nevoeiro e aumenta a temperatura na camada. A persistência desse processo pode alterar a estrutura do nevoeiro ou até mesmo dissipá-lo. Esse processo é intensificado quanto mais próxima a base da nuvem acima estiver do topo do nevoeiro.

De maneira geral, em 58% das observações de nevoeiro foi possível identificar algum

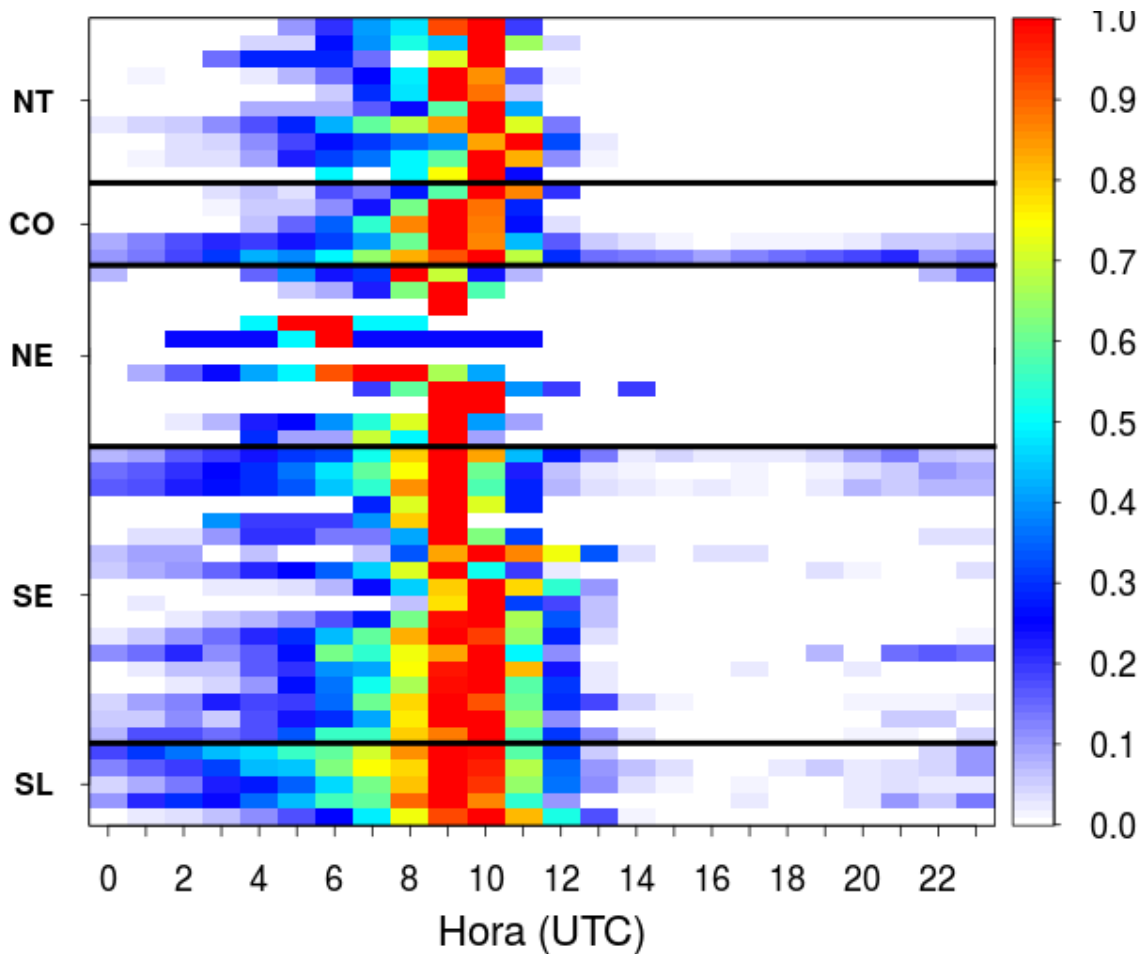


Figura 4.5: Frequência horária de observações de nevoeiro normalizada para os aeroportos com funcionamento integral no período entre 2003 e 2012. No eixo-y, as linhas horizontais espessas separam as regiões em NT (Norte), CO (Centro-Oeste), NE (Nordeste), SE (Sudeste) e SL (Sul).

tipo de nuvem acima do banco de nevoeiro. Do ponto de vista de sensoriamento remoto, a consequência prática foi que possivelmente o nevoeiro não pôde ser detectado, mas sim a nuvem acima dele. Em 13% das observações, foi possível ver através do nevoeiro, o que sugere nevoeiro ópticamente fino. Zhou e Ferrier (2008) encontraram que nevoeiros rasos geralmente possuem baixa resistência aos processos turbulentos e tendem a se dissipar mais facilmente em caso de aumento na velocidade do vento, por exemplo. Além disso, em situações de nevoeiro fino, uma técnica mais sofisticada para detecção de nuvens semi-transparentes se torna necessário.

Nas regiões Norte e nordeste, a situação de céu visível ocorreu em cerca de 76% das observações de nevoeiro. A advecção de nuvens acima do nevoeiro e nevoeiro fino ou raso parecem ser um dos motivos que levaram a baixa quantidade de horas de observação de nevoeiro nessas duas regiões.

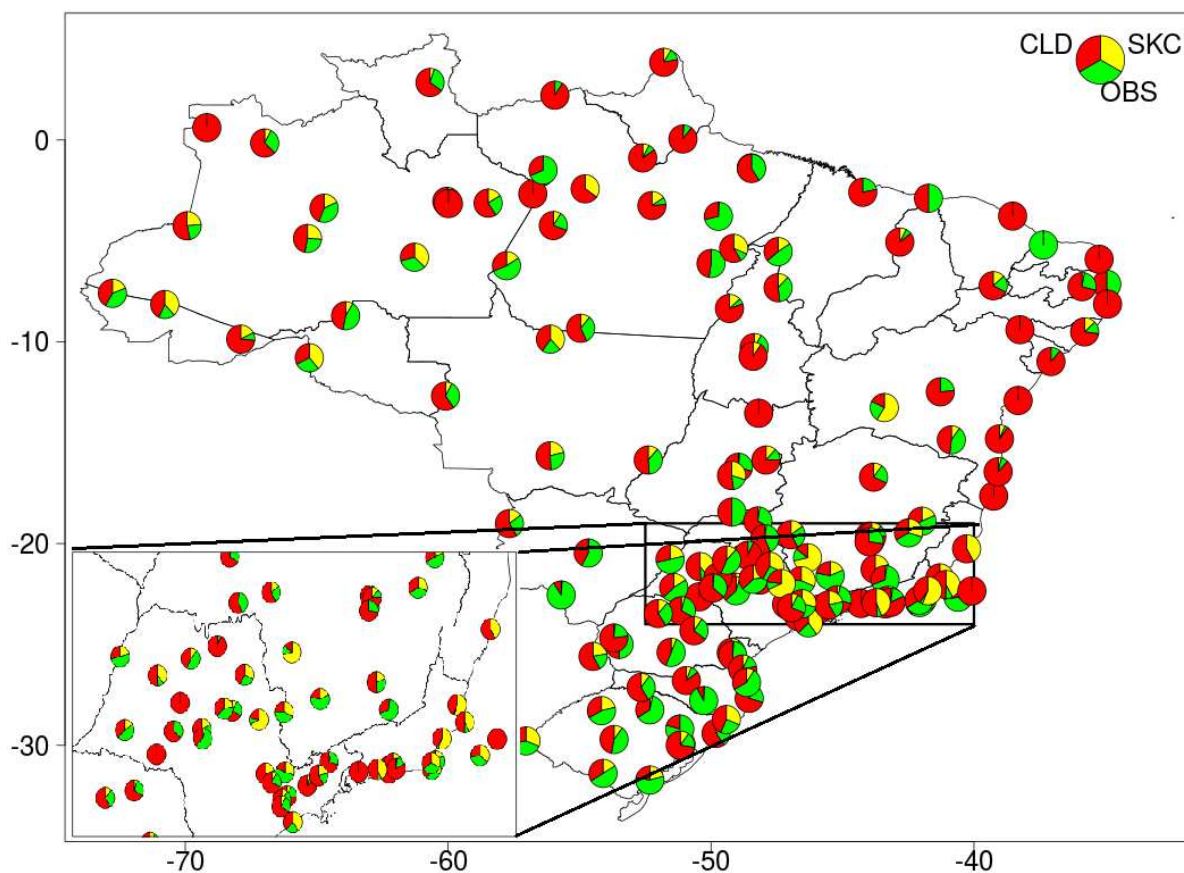


Figura 4.6: Frequência de ocorrência do campo de nuvens da mensagem METAR para observações com nevoeiro, entre 2003 e 2014. SKC significa céu claro ou nuvens não significantes para as operações do aeroporto, OBS significa céu obscurecido pelo nevoeiro e CLD significa nuvens acima do banco de nevoeiro.

#### 4.1.2 Estações Meteorológicas de Altitude

O Brasil possui uma grande extensão territorial com características climatológicas distintas e os nevoeiros encontram condições favoráveis a sua formação ao longo de todo o ano. Dessa forma, diferentes situações atmosféricas podem estar associadas com a formação do nevoeiro. Por essa razão, diferentes elementos da radiossonda foram verificados separadamente com o intuito de identificar um perfil padrão atmosférico para inicialização do modelo de transferência radiativa (LibRadtran), como: profundidade da camada de inversão de temperatura, pressão e temperatura na superfície terrestre, intensidade da inversão, altura e temperatura na base da inversão.

A distribuição de frequência relativa de alguns elementos da radiossonda para dias com nevoeiro pode ser visto na Figura 4.7. A ocorrência de nevoeiro esteve associada com diferentes intensidades de inversão de temperatura. As intensidades das inversões geralmente

foram mais fortes nas estações de outono-inverno que nos meses de primavera-verão. Em cerca de 60% dos casos, a intensidade da inversão foi menor ou igual a 3°C, mas intensidades tão altas quanto 10°C foram encontradas no outono-inverno, de forma que essas foram raras. Temperaturas relativamente mais baixas foram frequentemente observadas no outono-inverno. Temperaturas abaixo de 5°C foi observado em 1% dos casos. Nota-se que na maior parte dos casos, tanto no outono-inverno quanto na primavera-verão, a base da inversão foi observada na superfície. A Profundidade da camada de inversão geralmente foram maiores no outono-inverno. Inversões mais profundas geralmente são mais difíceis de dissolver, o que contribui para permanência de nuvens baixas sobre a região.

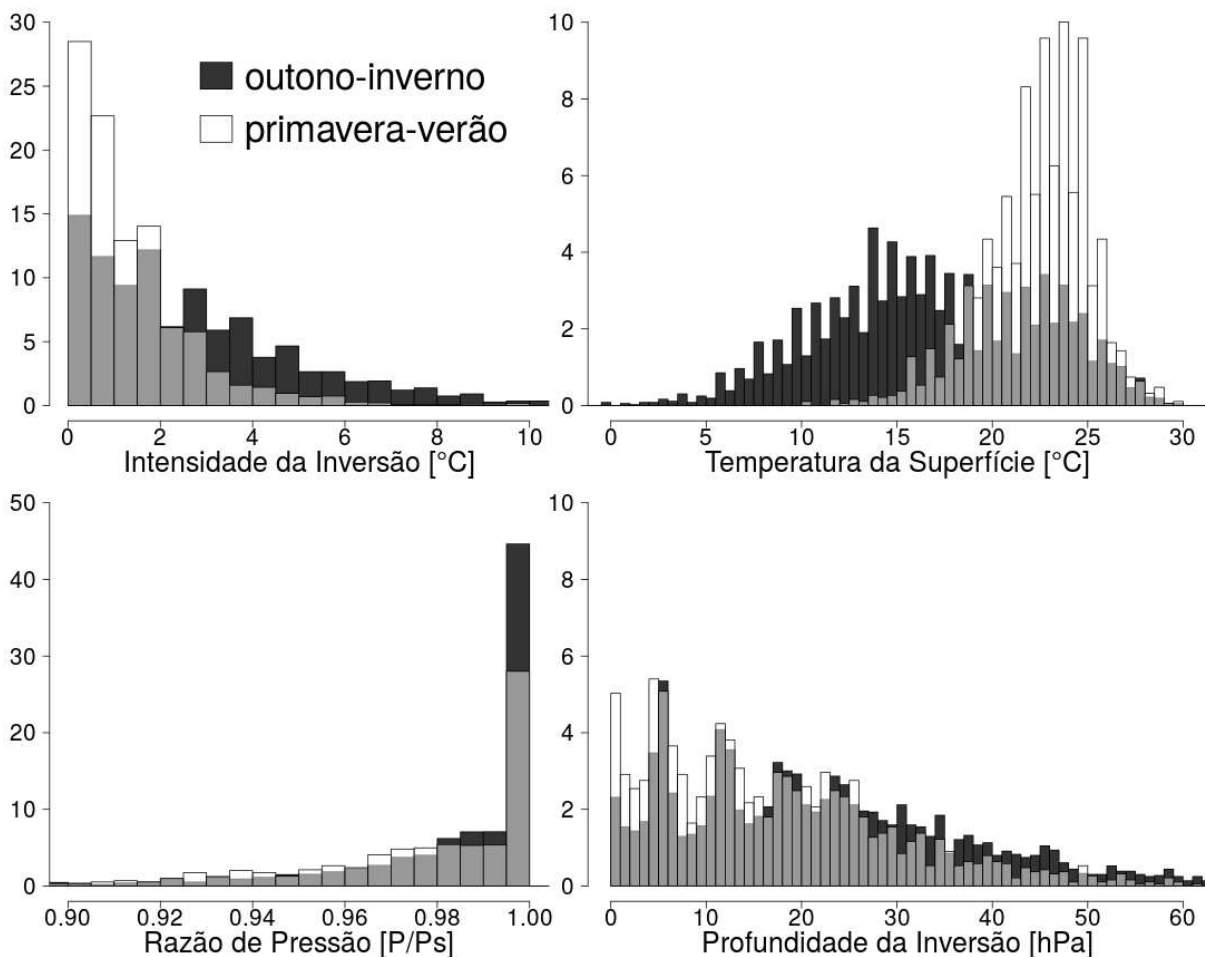


Figura 4.7: Distribuição de frequência relativa (em %) de intensidade da inversão (°C), temperatura do ar a superfície (°C), Razão entre pressão na base da inversão e na superfície e profundidade da camada de inversão (hPa). A cor cinza corresponde a área de sobreposição.

A Tabela 4.2 mostra a evolução de alguns elementos da radiossonda no estágio de dissipação ou após a dissipação do nevoeiro, quando comparada com a radiossonda que precedeu sua formação. As radiossondas que precederam a formação do nevoeiro geral-

mente apresentaram uma rasa inversão de temperatura com base em superfície. Na maior parte dos casos, notou-se que as radiossondas das 1200 UTC apresentaram temperatura do ar próximo a superfície mais fria. O aquecimento solar da superfície causou um aumento na instabilidade da camada e, conseqüentemente, uma elevação da base da inversão de temperatura. O deslocamento vertical da camada de inversão para níveis mais altos geralmente veio acompanhada de intensificação e aprofundamento da inversão.

*Tabela 4.2* - Variação percentual de elementos da radiossonda para dias com nevoeiro para todo o Brasil, entre 2010 e 2014. Os elementos da radiossonda correspondem a: Ps (Pressão da superfície), Pb (Razão de pressão entre base da inversão e superfície), Ts (Temperatura da superfície), Dp (Profundidade da camada de inversão), Tb (Temperatura da base da inversão) e Dt (Intensidade da inversão).

Variável	Aumentou	Diminuiu	Invariável
Ps	69,5%	13,4%	17,1%
Pb	21,2%	59,4%	19,4%
Ts	26,0%	70,0%	4,0%
Dp	64,0%	33,4%	2,6%
Tb	16,6%	63,4%	20,0%
Dt	55,6%	40,9%	3,5%

## 4.2 Perfis Verticais Padrões Associados aos Nevoeiros

Cada episódio de nevoeiro possui suas próprias características ao longo de seu ciclo de vida, devido aos processos térmicos, radiativos e dinâmicos (Liu et al., 2011). Nevoeiro geralmente se forma em dias de céu claro, ventos calmos, alta umidade e inversão de temperatura próximo a superfície (Dupont et al., 2015).

A recuperação das propriedades microfísicas das nuvens normalmente é baseada em perfis verticais de uma atmosfera padrão, cuja temperatura apenas decresce com altura (Merk et al., 2011). Além disso, a estrutura vertical microfísica não é explicitada e, por essa razão, a presente projeto visa implementar a heterogeneidade vertical microfísica do nevoeiro e a inversão térmica próxima à superfície nos perfis verticais para os cálculos de transferência radiativa.

A construção do perfil vertical de temperatura e umidade do ar foi feita com as radiossondagens realizadas em dias com nevoeiro. Os perfis verticais associados aos eventos de nevoeiros possuíram características distintas para cada região do Brasil (ver Apêndice A). Uma característica comum em todas as regiões foi uma camada mais úmida encontrada nos baixos níveis para a radiossonda das 1200 UTC, tanto nos meses de outono-inverno quanto na primavera-verão. Outra característica comum encontrada nas radiossondas das 1200

UTC foi a inexistência de inversão térmica (primavera-verão) e as distintas profundidades e intensidades da camada instável (outono-inverno).

O perfil vertical padrão encontrado para dias com nevoeiro no Brasil pode ser visto na Figura 4.8. O novo perfil padrão foi resultado da média entre os perfis de todas as regiões do Brasil. Conforme pode ser notado, o novo perfil de umidade padrão teve a camada abaixo de 900 hPa mais úmida que o perfil tropical padrão (AFGLT) e novo perfil de temperatura teve uma leve inversão de temperatura no outono-inverno, que não havia no perfil tropical padrão.

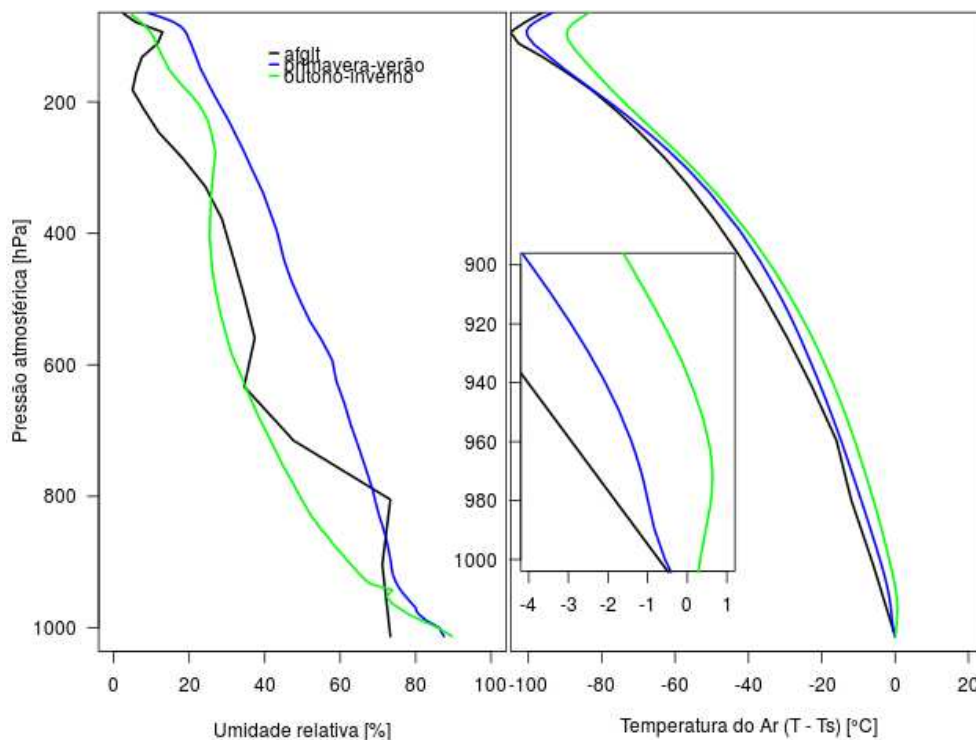


Figura 4.8: Perfis verticais de temperatura e umidade do ar. Para dias com nevoeiro: Azul (primavera-verão); Verde (outono-inverno). Perfil padrão tropical (AFGLT) em Preto. Os novos perfis foram usados nas simulações de transferência radiativa.

O perfil vertical microfísico foi encontrado a partir de uma série de simulações numéricas para dias com nevoeiro no Aeroporto de Guarulhos, São Paulo. Certamente, mais experimentos numéricos devem ser realizados para outras regiões do Brasil a fim de obter o mesmo resultado. A fim de explorar o maior número de cenários possíveis, foram realizadas 42 simulações com o modelo PAFOG entre os anos de 2010 e 2014, para eventos de nevoeiro com duração maior ou igual a quatro horas. Todas as simulações do modelo foram inicializadas com a radiossonda de Campo de Marte a 0000 UTC.

A Figura 4.9 mostra os perfis de conteúdo de água líquida e tamanho das gotículas

na camada do nevoeiro. A forma da distribuição vertical das propriedades microfísicas encontrada nas simulações corresponde a linha sólida. Medições e simulações da microfísica do nevoeiro geralmente apresentam os núcleos de máxima LWC e tamanho das gotículas na parte superior do nevoeiro (Korolev et al., 2007; Egli et al., 2015; Bendix et al., 2005). No entanto, os núcleos de máxima também podem ser encontrados na parte inferior. Bott et al. (1990) e Zhou e Ferrier (2008) estudaram os fatores que influenciavam a distribuição vertical microfísica de nevoeiros na fase madura e foi verificado que a deposição gravitacional das gotículas teve papel importante em alterar o núcleo de máxima do topo para a base do nevoeiro.

Os valores para conteúdo de água líquida e raio efetivo não foram menores que  $1 \mu\text{gm}^{-3}$  e  $1 \mu\text{m}$ , respectivamente, nas simulações de transferência radiativa.

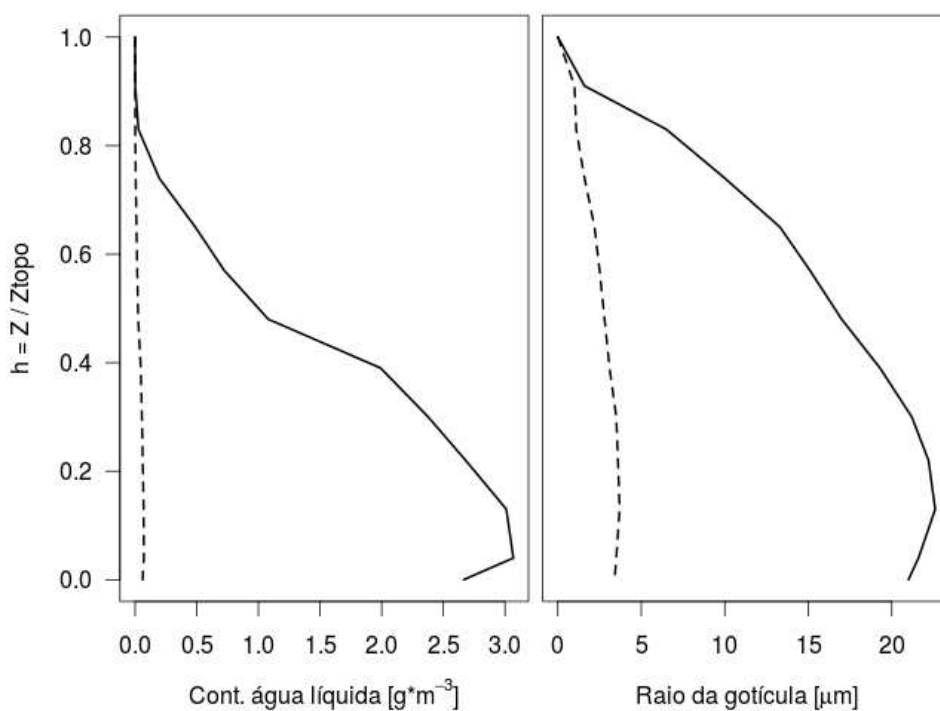


Figura 4.9: Distribuição vertical de conteúdo de água líquida e raio da gotícula usados nas simulações de transferência radiativa. As linhas pontilhadas correspondem aos perfis de LWC e raio mínimo e as linhas sólidas aos perfis de LWC e raio máximo.

### 4.3 Dados de Satélite

#### 4.3.1 Análise da Aplicabilidade da Máscara de Nuvens

Dentro do escopo do presente projeto de pesquisa, o produto máscara de nuvens da EUMETSAT/NWC-SAF teve como principal limitação a identificação de nuvens baixas. De acordo com a nota técnica, em regiões mais aquecidas e com alto ângulo zenital do satélite, o píxel pode ser equivocadamente classificado como livre de nuvem.

As Figuras 4.10, 4.11, 4.12 e 4.13 mostram a aplicação dos TESTES 1, 2, 3 e 5 para os píxeis referentes aos aeroportos de Guarulhos (SBGR), Curitiba (SBCT), Confins (SBCF) e Galeão (SBGL), respectivamente. Os testes foram aplicados em sequência, ou seja, qualquer teste que obter sua condição satisfeita classificará o píxel como contaminado com nuvem e não precisará passar pelos outros testes. Caso nenhuma das condições seja satisfeita, o píxel será classificado como livre de nuvem. Embora os valores limiares sejam determinados em função do ângulo zenital do satélite e do conteúdo de vapor de água na atmosfera por meio de uma LUT, foram adotados valores fixos para os testes. O valor limiar adotado no TESTE 1 foi 9°C, no TESTE 2 foi 0°C, no TESTE 3 foi -1°C e no TESTE 5 foi 3°C.

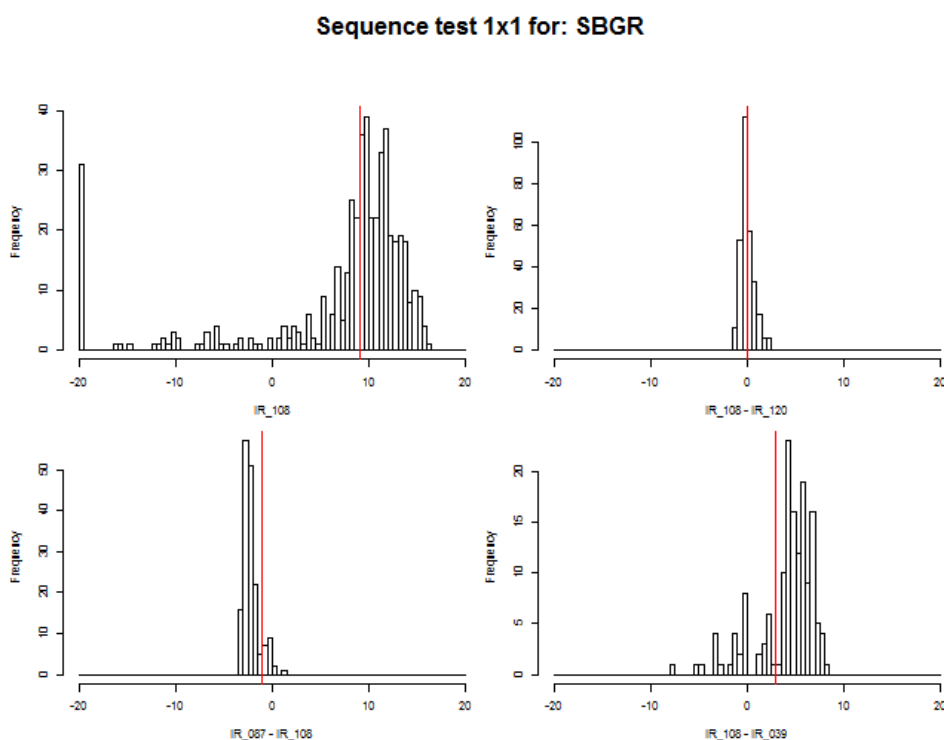
A aplicação dos testes foi feita nos dados do satélite correspondente aos horários das observações de nevoeiro em superfície pelos aeroportos acima mencionados, entre os anos de 2010 e 2014. Dessa forma, toda a série de dados deveria ser classificada como contaminada com nuvem. A aplicação de parte dos testes para máscara de nuvem possibilitou identificar 93% das observações como píxel contaminado por nuvem para o Aeroporto de Guarulhos, 93% das observações para o Aeroporto de Curitiba, 99% para Confins e 96% para Galeão. As frequências relativas para o Aeroporto de Guarulhos foram: 38% para TESTE 1, 26% para TESTE 2, 4% para TESTE 3 e 25% para TESTE 5. Para o Aeroporto de Curitiba, as frequências relativas foram: 50% para TESTE 1, 25% para TESTE 2, 5% para TESTE 3 e 13% para TESTE 5. Para o Aeroporto de Confins, na mesma ordem, as frequências relativas foram: 92%, 6%, 1% e 0%. E para o Aeroporto de Galeão foram: 8%, 42%, 6% e 40%.

Conforme pode ser notado, a aplicação parcial dos testes não foi suficiente para classificar todas as observações como contaminada com nuvem. No entanto, maior parte dos aeroportos teve todas as suas observações corretamente classificadas como contaminada



com nuvem com menos de quatro testes. Nos demais aeroportos, a probabilidade de detecção de píxeis contaminados com nuvens foi acima de 90%.

De maneira geral, a aplicação parcial dos testes permitiu conhecer melhor a eficiência do produto máscara de nuvens. Ao Separar por regiões, verificou-se que 77% dos aeroportos no Centro-Oeste, 41% no Sudeste e 19% no Sul tiveram todas suas observações corretamente classificadas como contaminada com nuvem com menos de quatro testes.



*Figura 4.10:* Teste sequencial aplicado às observações de nevoeiro para o píxel referente ao Aeroporto de Guarulhos (SBGR), entre os anos 2010 e 2014. a) TESTE 1, b) TESTE 2, c) TESTE 3 e d) TESTE 5. A linha vermelha indica o valor limiar no qual o píxel é classificado contaminado com nuvem.  $T_{10.8}T_{12.0}T_{10.8}T_{12.0}$ threshold=9°C;  $T_{10.8}T_{12.0}$ threshold=0°C;  $T_{8.7}T_{10.8}$ threshold=-1°C;  $T_{10.8}T_{3.9}$ threshold=3°C.

O produto final da máscara de nuvens da EUMETSAT/NWC-SAF está apresentado na Figura 4.14. A alta probabilidade de detecção do produto pode ser confirmada em uma simples análise visual, onde píxeis classificados como contaminados com nuvens de fato representam regiões mais claras e píxeis livre de nuvens com regiões escuras nas imagens de satélite. Nuvens baixas aparecem em tons escuros de cinza na imagem do satélite e podem ser facilmente confundidas com a superfície terrestre, devido ao baixo contraste na temperatura de brilho. Na Figura 4.14, nuvens baixas foram detectadas no setor leste de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Minas Gerais.

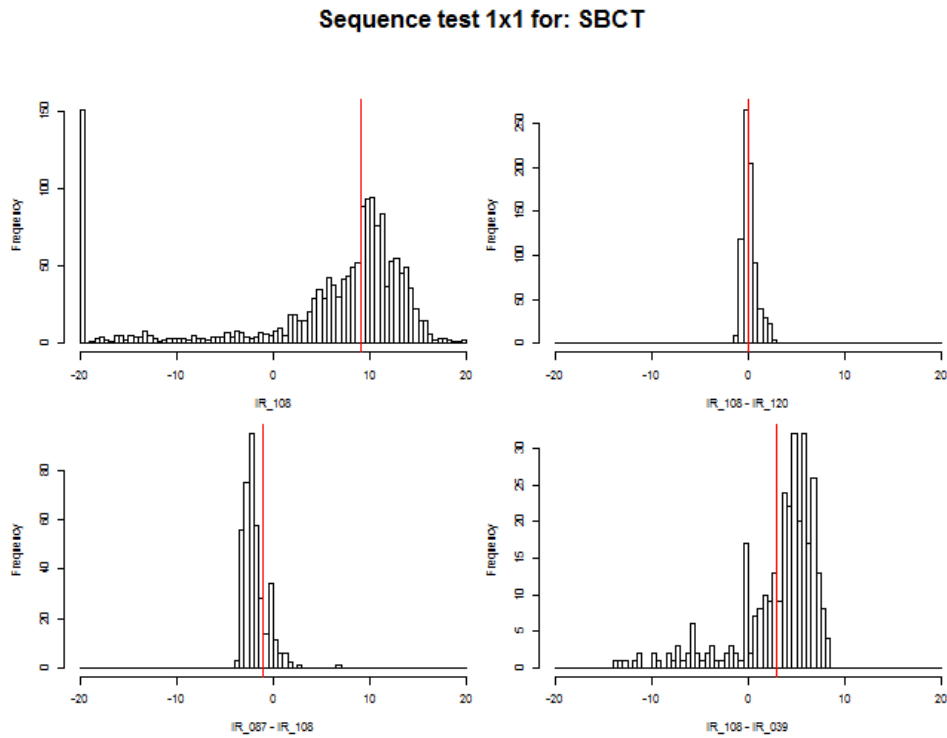


Figura 4.11: Mesmo que Figura 4.10, para o píxel referente ao Aeroporto de Curitiba (SBCT).

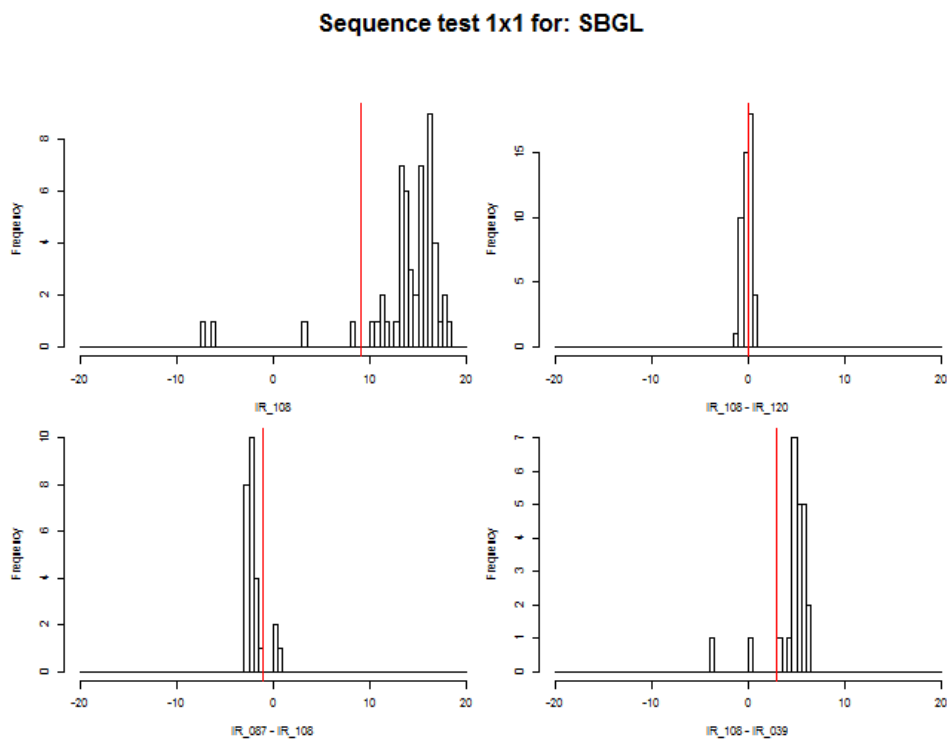


Figura 4.12: Mesmo que Figura 4.10, para o píxel referente ao Aeroporto de Galeão (SBGL).

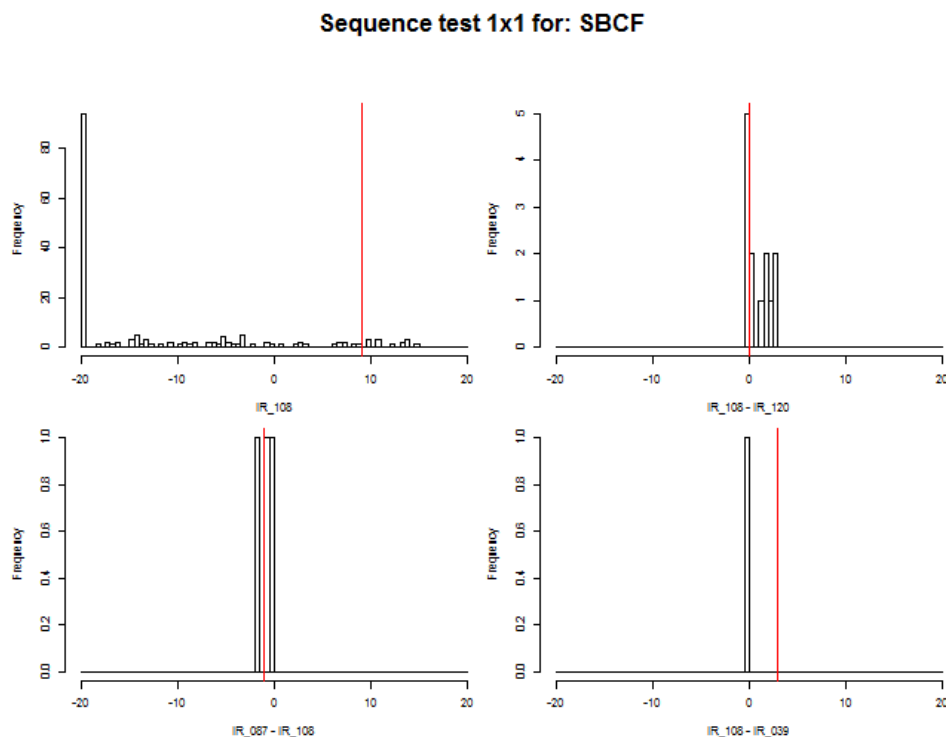


Figura 4.13: Mesmo que Figura 4.10, para o píxel referente ao Aeroporto de Confins (SBCF).

### 4.3.2 Distribuição Espacial de Nuvens Estratos

A detecção de nuvens baixas via satélite aqui serão referidas apenas como estratos baixo, uma vez que nuvens acima do banco de nevoeiro e nevoeiro óticamente fino foram comumente observados, conforme foi visto na Figura 4.6.

A Figura 4.15 mostra o limiar da diferença média de temperatura de brilho para detecção de nuvens estratos baixo, nos meses de outono-inverno. Conforme pode ser notado, a diferença de temperatura de brilho aumenta radialmente ao se afastar do subponto do satélite e isso se deve ao aumento do caminho ótico. Dessa forma, considerar um valor único e fixo de diferença de temperatura de brilho para a identificação de nuvens baixas se torna inadequado. A nuvem estratos baixo foi, então, considerada detectada quando a diferença de temperatura de brilho ( $IR_{108}$  menos  $IR_{039}$ ) para cada imagem do satélite for maior que a aquela encontrada na LUT.

A Figura 4.16 mostra a distribuição espacial de frequência de ocorrência de nuvens estratos baixo, para as estações de outono-inverno, entre 2010 e 2014. Nota-se que a incidência de nuvens estratos na costa leste brasileira se sobressaiu as demais regiões. O limiar da diferença de temperatura de brilho elevado pode ter contribuído para uma baixa

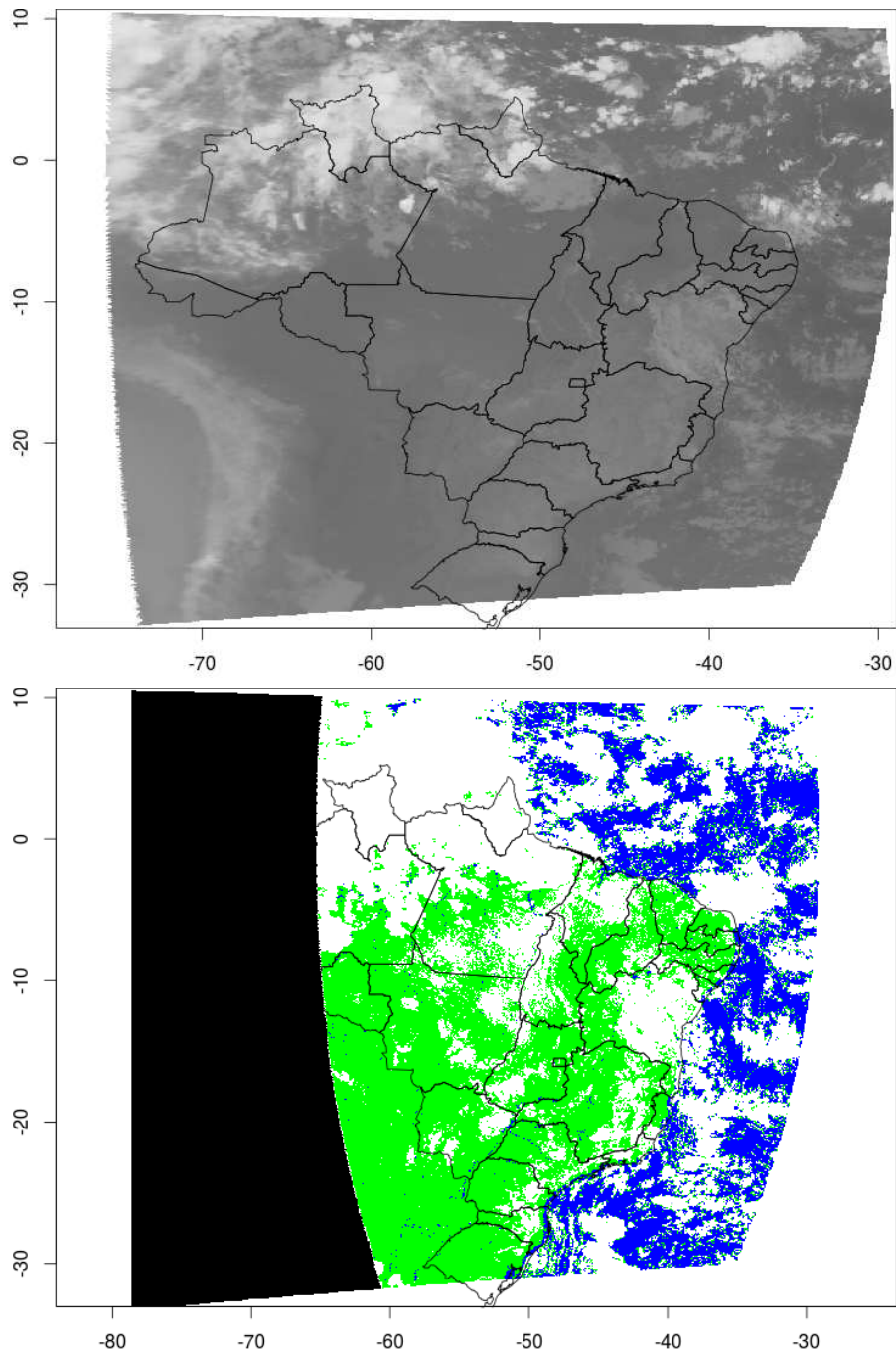


Figura 4.14: Imagem de satélite no canal IR\_108 (superior) e máscara de nuvem (inferior), para o dia 04/07/2010 as 0700 UTC. Píxel livre de nuvem sobre o continente em verde e sobre o oceano em azul e nuvens em branco.

frequência de nuvens baixas nas demais regiões do Brasil, como no Rio Grande do Sul, por exemplo. Conforme pode ser notado, o pico de maior frequência ocorreu no Espírito Santo (5492 imagens) e outro pico de máxima frequência ocorreu sobre a Região Metropolitana de São Paulo, que concentrou 5310 (10,6%) imagens.

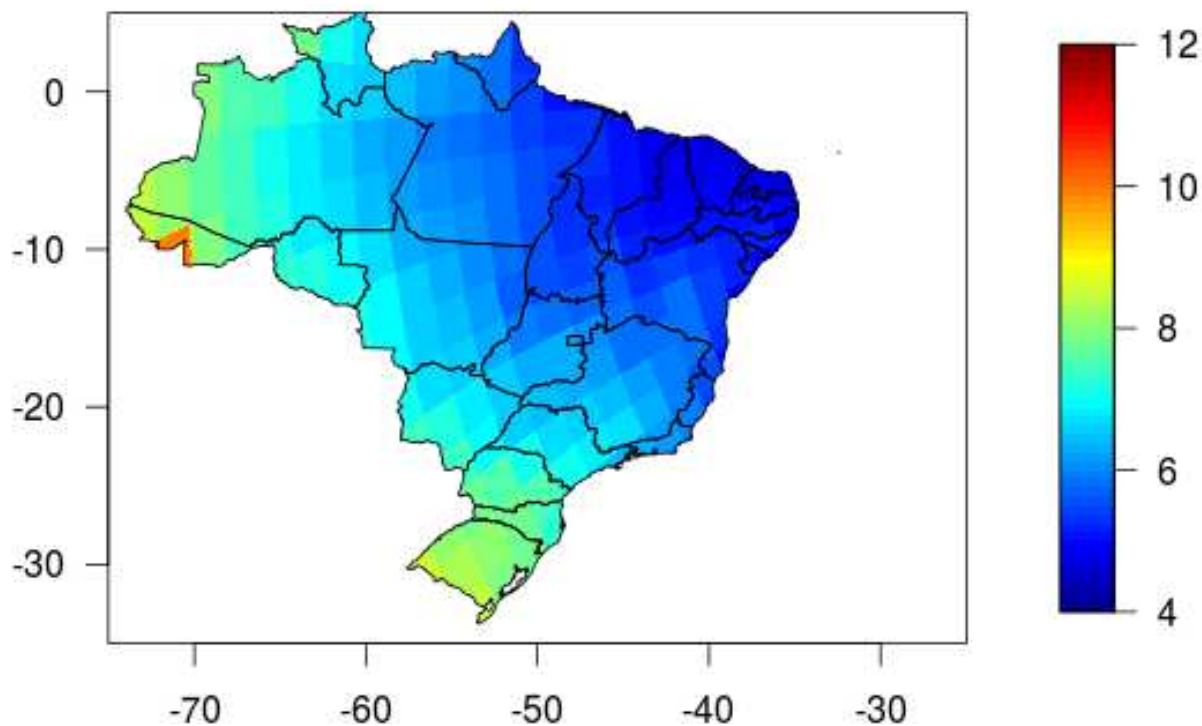


Figura 4.15: Limiar médio da diferença de temperatura de brilho entre os canais IR\_108 e IR\_039, para detecção de nevoeiro e nuvens estratos baixo durante o período noturno, nas estações de outono-inverno.

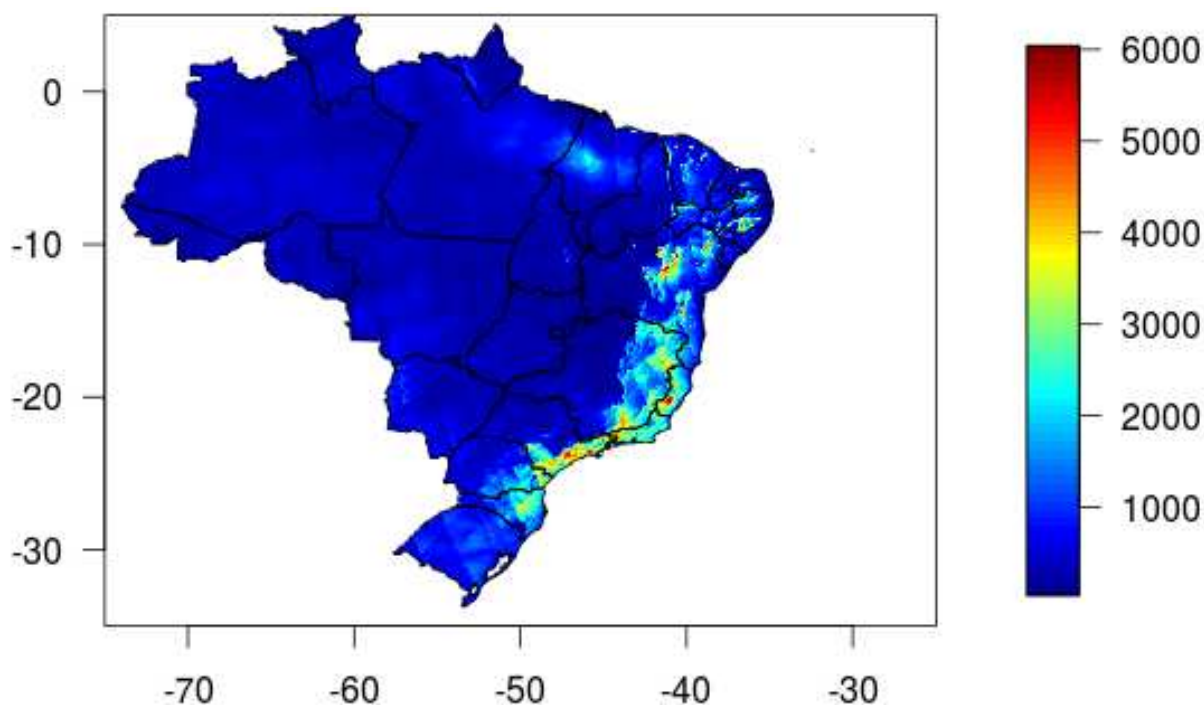


Figura 4.16: Número total de imagens noturnas do satélite METEOSAT em que nevoeiros e nuvens estratos baixos foram detectados, no período entre Abril e Setembro, de 2010 a 2014. O período noturno mencionado se estendeu das 2100 as 1000 UTC.

### 4.3.3 Microfísica de Estratos Baixo para RMSP

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) teve um dos maiores picos de ocorrência de nuvens estratos no Brasil. São Paulo também possui um terreno acidentado com serras, planaltos e vales (Fig. 4.17). Esses fatores combinados tornam São Paulo uma região interessante para análise das propriedades microfísicas de nuvens estratos baixo.

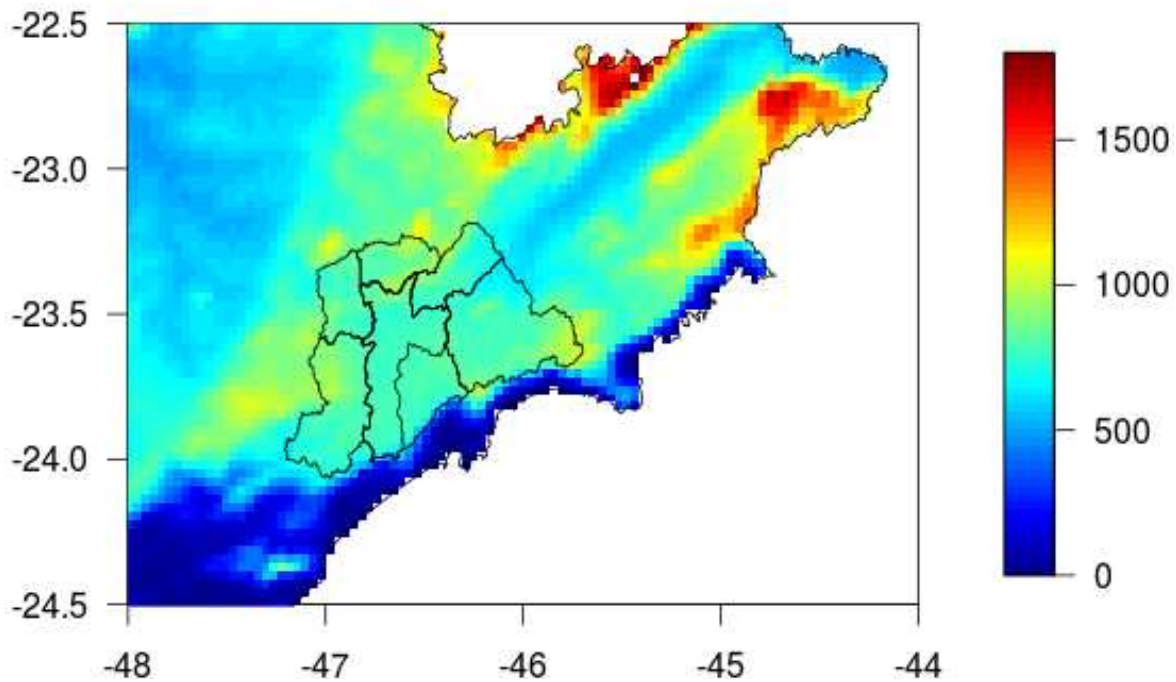


Figura 4.17: Topografia em metros da região em torno da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP).

A Figura 4.18 mostra o tamanho médio das gotículas de nuvens estratos para a estação de inverno. Nota-se que a região costeira (Serra do Mar) se destaca por ter nuvens com gotículas notavelmente maiores, quando comparada com as demais áreas no recorte da imagem. De maneira geral, as nuvens estratos sobre a RMSP possuíram gotículas relativamente menores, especialmente sobre alguns pontos da cidade de São Paulo. Também pode ser notado um corredor de nuvens com gotículas menores que se estende ao longo do Vale do Rio Paraíba. Nos morros que cercam o Vale do Rio Paraíba geralmente foram encontradas gotículas relativamente maiores, quando comparado com o tamanho das gotículas sobre o vale.

A LWP para o mesmo período pode ser vista na Figura 4.19. Além de gotículas maiores, as nuvens estratos ao longo da Serra do Mar possuíram maior quantidade de LWP, especialmente ao sul da RMSP. Os valores mínimos de LWP geralmente foram encontrados

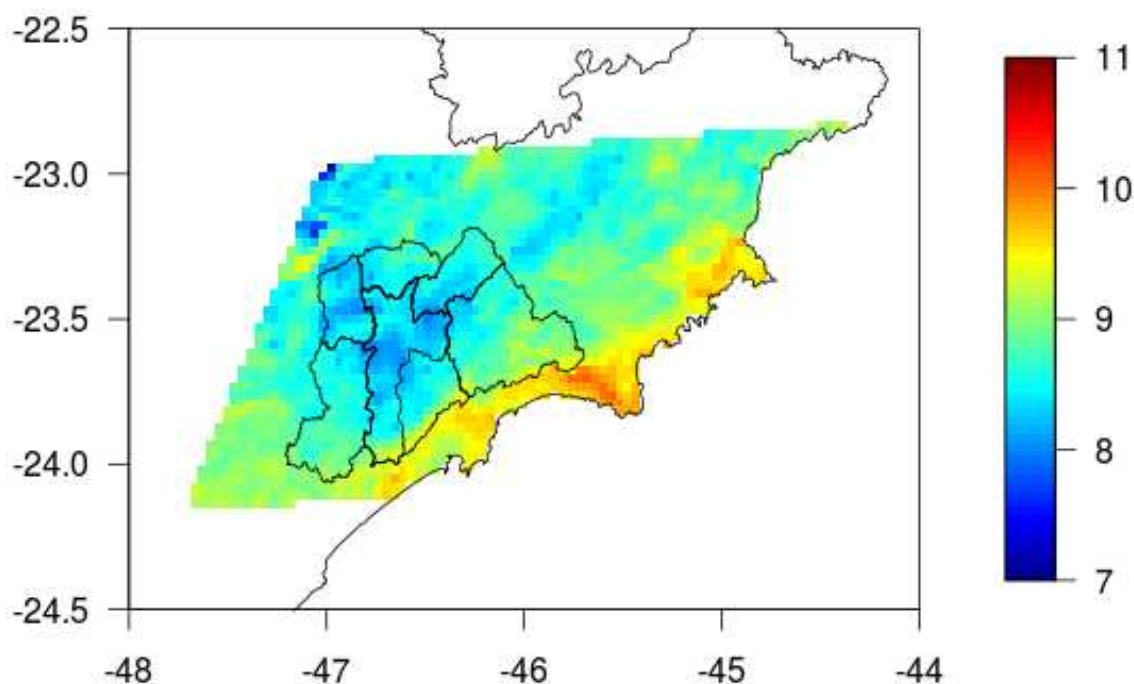


Figura 4.18: Raio efetivo médio ( $\mu\text{m}$ ) de nevoeiro e nuvens estratos baixo nas estações de outono (superior) e inverno (inferior), entre os anos de 2010 e 2014.

em regiões de topografia elevada. Com exceção da região mais ao leste da RMSP, os valores médios de LWP sobre o planalto paulistano geralmente foi acima de  $33 \text{ gm}^{-2}$ . Uma faixa estreita de baixo LWP foi encontrada ao longo do Vale do Rio Paraíba. Os morros que cercam o vale apresentou LWP relativamente maior.

A Figura 4.20 mostra a profundidade ótica média para as nuvens baixas. Embora as nuvens estratos sobre a RMSP tenham gotículas geralmente menores, valores mais altos de LWP proporcionaram profundidade ótica entre 6 e 7. A baixa quantidade de LWP nas regiões de topografia elevada proporcionou nuvens óticamente menos espessas. Nessas regiões, estima-se que o topo da montanha esteja entre o topo e a base da nuvem estratos e isso faz com que nuvem pareça verticalmente fina para o satélite. Ao longo da Serra do Mar, os estratos baixo tiveram profundidades óticas distintas, de forma que nuvens mais espessas foram encontradas na faixa mais ao sul e nuvens mais finas ao norte. No Vale do Rio Paraíba, as nuvens estratos geralmente apresentaram profundidade ótica 15% menor que na cidade de São Paulo.

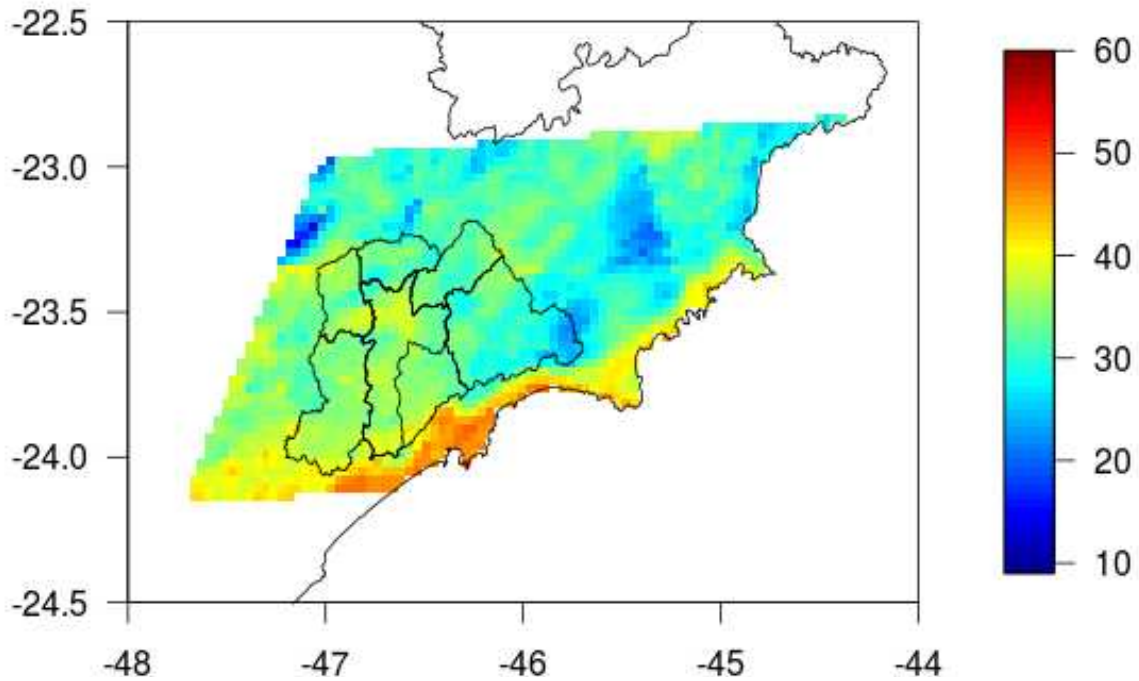


Figura 4.19: Conteúdo de água líquida total médio da nuvem ( $\text{gm}^{-2}$ ) de nevoeiro e nuvens estratos baixo nas estações de outono (superior) e inverno (inferior), entre os anos de 2010 e 2014.

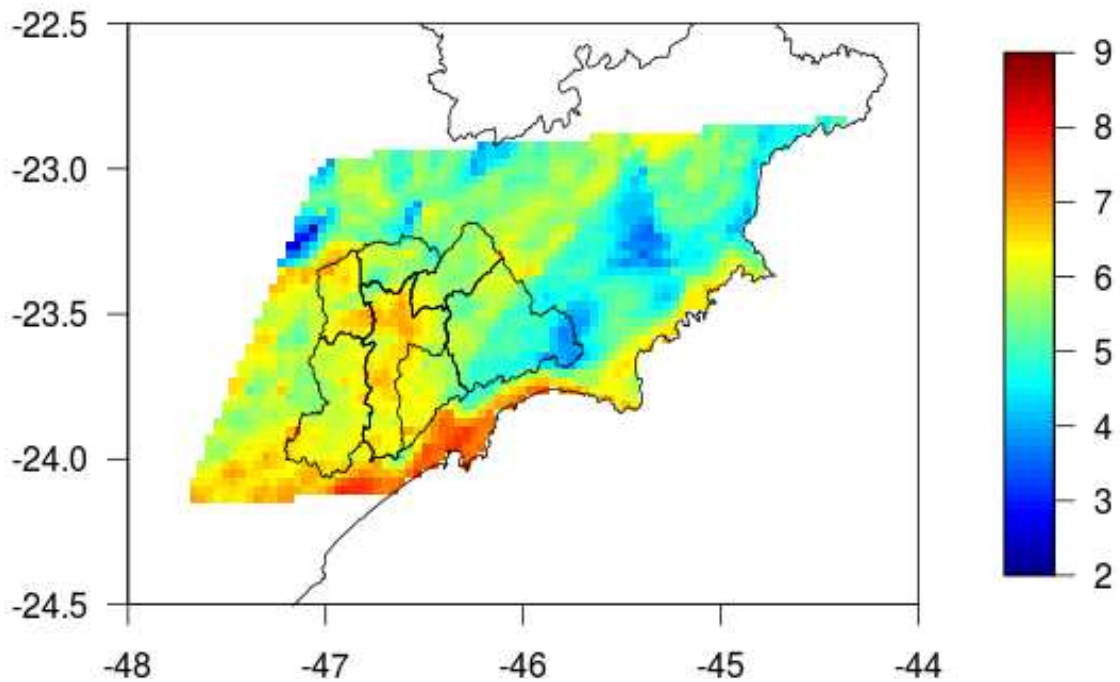


Figura 4.20: Profundidade óptica média de nevoeiro e nuvens estratos baixo nas estações de outono (superior) e inverno (inferior), entre os anos de 2010 e 2014.

#### 4.3.4 Cálculo da Estimativa da Altitude do Topo da Nuvem Baixa

Os cálculos de TDVT para píxel contaminado com nuvem (Eq. 3.7) mostraram que não houve uma relação direta entre profundidade do nevoeiro e temperatura de brilho. A



temperatura de brilho mensurada no satélite é influenciada pela profundidade ótica dos gases presentes na atmosfera e das nuvens que, por sua vez, dependem das propriedades microfísicas e macrofísicas, que se traduzem em tamanho das gotículas, quantidade de água, concentração de gotículas e profundidade geométrica. Dessa forma, uma distribuição dispersa de  $TDVT_{cc}$  é esperada (Fig. 4.21).

Os cálculos de TDVT foram realizados com as principais janelas atmosféricas do espectro infravermelho: IR\_039, IR\_087, IR\_108 e IR\_120, respectivamente Figura 4.21a, 4.21b, 4.21c e 4.21d. Nota-se que conforme o comprimento de onda aumentou, a distribuição de  $TDVT_{cc}$  ficou menos dispersa.

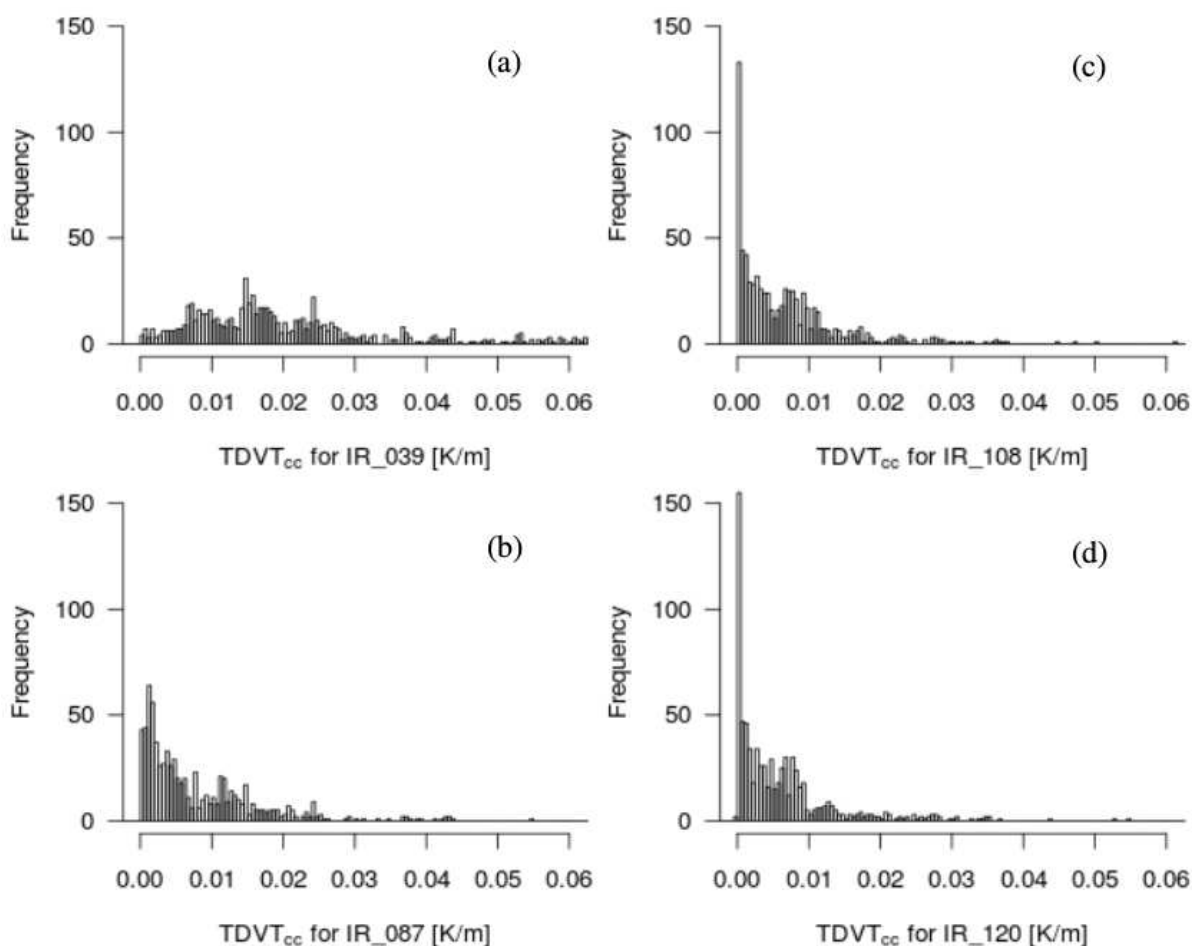


Figura 4.21: Distribuição de frequência de  $TDVT_{cc}$  para as quatro janelas atmosféricas do espectro infravermelho. a) IR\_039, b) IR\_087, c) IR\_108 e d) IR\_120.

Devido a grande dispersão na distribuição de  $TDVT_{cc}$ , a adoção de um valor fixo não seria a solução mais adequada, pois diversas diferenças de temperatura de brilho podem ser encontradas para uma mesma profundidade do nevoeiro e vice-versa. Isso poderia resultar em uma classificação de nevoeiro equivocada, principalmente para os extremos (valores

muito altos ou muito baixos) de diferenças de temperatura de brilho, conforme pode ser visto na Figura 4.22.

No intuito de contornar essa situação, foram realizadas dez combinações de subtração de canais para cada  $TDVT_{cc}$  e, em seguida, um ajuste polinomial. A Figura 4.22 mostra a combinação de canais que resultou na melhor curva ajustada para cada  $TDVT_{cc}$ . Percebe-se que para cada faixa de diferença de temperatura de brilho há um distinto e mais adequado valor de  $TDVT_{cc}$ .

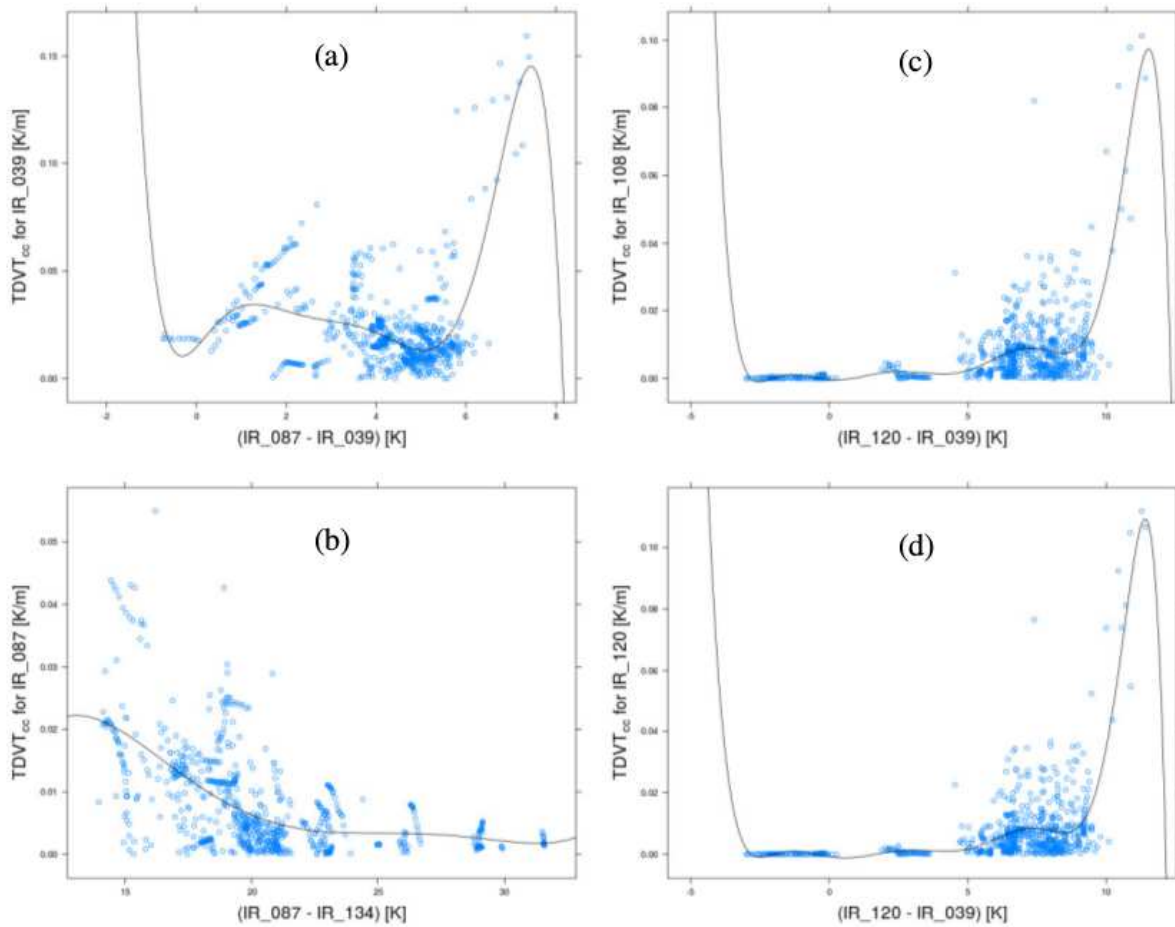


Figura 4.22: Curva de melhor ajuste entre subtração de canais e  $TDVT_{cc}$  para as quatro janelas atmosféricas do espectro infravermelho. a) IR\_039, b) IR\_087, c) IR\_108 e d) IR\_120.

Com base nos resultados apresentados na Tabela 4.3, verificou-se que a  $TDVT_{cc}$  do canal IR\_120 obteve o melhor desempenho na recuperação do topo da nuvem baixa e, por essa razão, o canal mencionado foi utilizado em todas as variáveis da Equação 3.8.

Os principais resultados das melhores curvas ajustadas da Figura 4.22 estão apresentados na Tabela 4.3. Conforme pode ser visto, o RMSE foi menor que SD em todos as  $TDVT_{cc}$ , o que indica acurácia aceitável. Verifica-se também que o maior coeficiente de

correlação de Pearson foi obtido com a subtração dos canais IR\_120 e IR\_039 e com o TDVT<sub>cc</sub> do canal IR\_120 (Fig. 4.22d).

Tabela 4.3 - Análise de skill e coeficientes da equação polinomial encontrada para as Figuras 4.22a, 4.22b, 4.22c e 4.22d.

	Figura 4.22a	Figura 4.22b	Figura 4.22c	Figura 4.22d
<b>R</b>	0,682	0,603	0,712	0,765
<b>RMSE</b>	0,014	0,006	0,007	0,007
<b>SD</b>	0,019	0,008	0,010	0,011
<b>Ordem polinômio</b>	7	5	9	10
Coeficientes da equação polinomial				
<b>A</b>	-2.186722e-05	1.611997e-07	-1.095330e-08	-1.862626e-09
<b>B</b>	4.989939e-04	-1.906555e-05	3.741278e-07	6.514769e-08
<b>C</b>	-4.319597e-03	8.786043e-04	-4.451527e-06	-8.057432e-07
<b>D</b>	1.771584e-02	-1.957992e-02	1.862372e-05	3.614687e-06
<b>E</b>	-3.351793e-02	2.083578e-01	2.133642e-05	3.578640e-06
<b>F</b>	1.665273e-02	-8.230696e-01	-3.026301e-04	-6.662726e-05
<b>G</b>	2.199154e-02		2.405758e-04	7.075245e-05
<b>H</b>	1.444354e-02		1.209528e-03	3.538948e-04
<b>I</b>			-6.196753e-04	-3.165342e-04
<b>J</b>			-3.412875e-04	-5.448019e-04
<b>L</b>				1.353624e-04

Os resultados encontrados para a Equação 3.8 estão apresentados na Figura 4.23. Percebe-se que os requisitos necessários para a aplicação da equação reduziram significativamente o tamanho da amostra de dados. Por outro lado, maior parte dos resultados tendeu a se agrupar em uma faixa limitada da distribuição de frequência.

A aplicação de uma função polinomial para suprir a grande dispersão na distribuição de TDVT<sub>cf</sub> também se tornou necessário nesse caso. Além das dez combinações de subtração de canais, também foram realizadas combinações de píxeis com e sem nuvem, ou seja, cada canal do satélite está associado a um píxel distinto, ora contaminado com nuvem e ora livre de nuvem. Para uma determinada subtração de canal (A - B), é possível obter quatro combinações de píxeis, que são: 1) Acc - Bcc ; 2) Acc - Bcf ; 3) Acf - Bcc e 4) Acf - Bcf . Dessa forma, um total de 40 combinações entre canais e píxeis foram realizadas.

A Figura 4.24 mostra as combinações de canais e píxeis que resultaram na melhor curva ajustada. Nota-se que, devido à grande dispersão dos dados, as funções somente podem ser aplicadas em pequenos intervalos de subtração de canais.

Os intervalos de diferença de temperatura de brilho encontrados para as funções apresentadas na Figura 4.24 estão apresentadas na Tabela 4.4:

Os principais resultados das melhores curvas ajustadas da Figura 4.24 estão apresentados na Tabela 4.5. Conforme pode ser visto, o RMSE foi menor que SD em todos as TDVT<sub>cf</sub>, o que indica acurácia aceitável. Verifica-se também que o maior coeficiente de

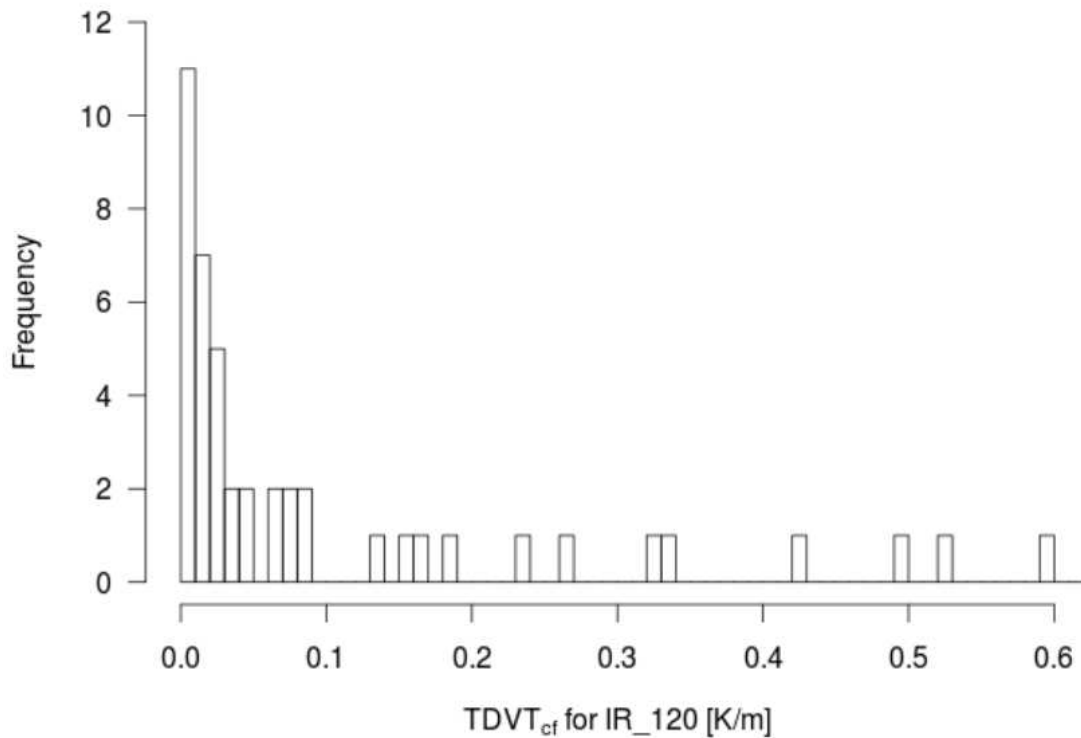


Figura 4.23: Distribuição de frequência da taxa de decréscimo vertical de temperatura para o pixel livre de nuvem (TDVTcf), para o canal IR\_120.

Tabela 4.4 - Intervalo de diferença de temperatura de brilho (DTB) da Figura 4.24.

	Intervalo da DTB
Figura 4.24a	$5,0 \leq IR_{108cc} - IR_{039cf} < 8,0$ K
Figura 4.24b	$12,5 \leq IR_{039cf} - IR_{134cf} < 15,0$ K
Figura 4.24b	$18,0 \leq IR_{039cf} - IR_{134cf} \leq 20,0$ K
Figura 4.24c	$2,4 < IR_{087cc} - IR_{039cf} \leq 4,5$ K
Figura 4.24d	$-0,4 \leq IR_{120cf} - IR_{108cc} \leq 1,2$ K

correlação de Pearson foi obtido com a subtração dos canais IR\_120cf e IR\_108cc (Fig. 4.24d).

#### 4.3.5 Análise da Estimativa da Altitude do Topo da Nuvem Baixa

A metodologia aplicada por EUMETSAT/NWC-SAF para recuperação da altitude do topo da nuvem leva em consideração dados climatológicos ou resultados de modelo numérico de temperatura e umidade. Os dados de temperatura e umidade mencionados são usados como dados de entrada em modelos de transferência radiativa, de forma a considerar o tipo de nuvem previamente definida no píxel do satélite, por meio de outras técnicas como mascaramento e tipificação de nuvens. A temperatura de brilho resultante da simulação radiativa que melhor se ajustar ao observado pelo satélite terão a temperatura do ar e a pressão atmosférica no nível do topo da nuvem recuperadas e, em seguida, ao

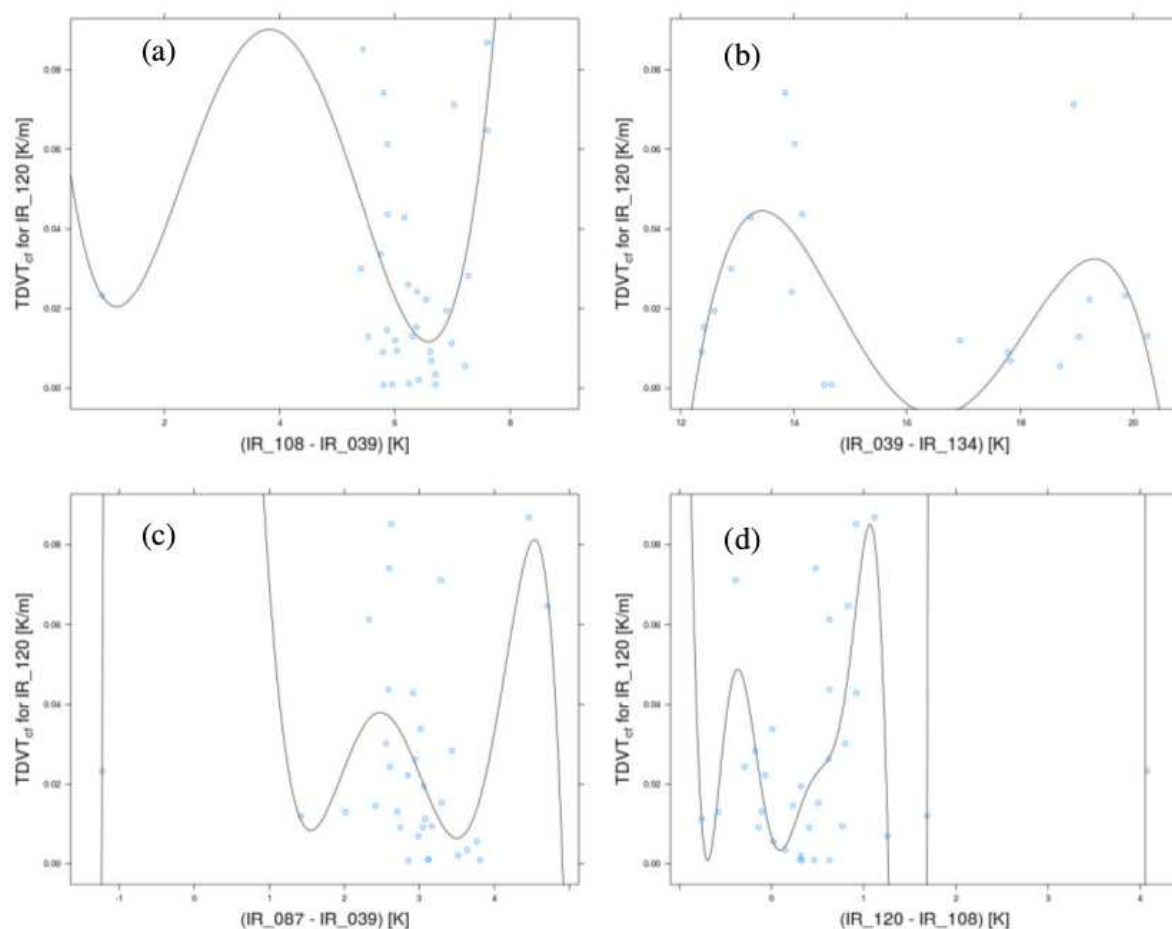


Figura 4.24: Curva de melhor ajuste entre TDVTcf e subtração de canais. A combinação de píxel para cada subtração de canal foi: a) IR.108cc - IR.039cf ; b) IR.039cf - IR.134cf ; c) IR.087cc - IR.039cf e d) IR.120cf - IR.108cc.

compará-las com os campos meteorológicos do modelo numérico de previsão, a altitude de seu topo também será recuperada.

Os resultados do produto da EUMETSAT/NWC-SAF de altitude do topo da nuvem foram validados contra dados de radar/lidar para a Europa. Foi encontrado que para nuvens opacas (semitransparente), o bias foi 120m (100m) e desvio padrão foi 1050m (1050m). O produto final possui incrementos de 320m a contar do nível da superfície do mar e uma degradação da imagem do satélite de 3x3 píxeis, com o topo da nuvem mais alta registrada.

Uma das principais limitações encontrada concerne a própria detecção de nuvens baixas e o valor do incremento adotado. Dessa forma, uma alternativa que se adeque melhor as nuvens baixas se torna necessário.

Devido a ausência de dados observados com os quais comparar, os resultados da esti-

Tabela 4.5 - Análise de skill e coeficientes da equação polinomial encontrada para as Figuras 4.24a, 4.24b, 4.24c e 4.24d.

	Figura 4.24a	Figura 4.24b	Figura 4.24c	Figura 4.24d
<b>R</b>	0,604	0,606	0,615	0,718
<b>RMSE</b>	0,020	0,017	0,019	0,017
<b>SD</b>	0,025	0,022	0,025	0,025
<b>Ordem polinômio</b>	4	4	6	10
Coeficientes da equação polinomial				
<b>A</b>	1.380996e-03	-6.059173e-04	-3.749201e-03	-1.449950e-01
<b>B</b>	-2.132459e-02	3.981081e-02	5.157194e-02	8.699782e-01
<b>C</b>	1.032602e-01	-9.704384e-01	-2.519965e-01	-8.521678e-01
<b>D</b>	-1.632829e-01	1.039591e+01	4.745691e-01	-1.810803e-00
<b>E</b>	1.016691e-01	-4.126185e+01	-3.842020e-02	2.581001e-00
<b>F</b>			-8.348476e-01	7.750712e-01
<b>G</b>			6.725612e-01	-1.812935e-00
<b>H</b>				1.434843e-01
<b>I</b>				3.960192e-01
<b>J</b>				-7.206222e-02
<b>L</b>				6.659174e-03

mativa da altitude do topo da nuvem baixa foram comparados com simulações numéricas de nuvem baixa (modelo PAFOG).

Segundo Pielke (2002), a acurácia de um modelo é demonstrada quando  $SD_{sim} \cong SD_{obs}$  e  $RMSE < SD_{obs}$ . Além desses testes, espera-se que a relação linear (R) entre observado e simulado se aproxime de 1 e que o desvio da simulação ou bias (ME) se aproxime de zero.

A Tabela 4.6 mostra os resultados estatísticos da estimativa da altitude do topo da nuvem baixa ao usar diferentes funções encontradas para taxa de decréscimo vertical de temperatura do píxel livre de nuvem (TVVTcf). Nota-se que o coeficiente de correlação linear foi baixo para todas as funções, o que indica forte dispersão entre simulado e estimado. De maneira geral, percebe-se que as funções possuíram baixo desempenho na estimativa do topo da nuvem, mas quando estatisticamente comparado contra o produto EUMETSAT/NWC-SAF, as funções apresentam valores de bias e desvio padrão consideravelmente menores.

Tabela 4.6 - Análise de skill para a estimativa da altitude do topo da nuvem baixa.

Função	R	RMSE	ME	$SD_{CALC}$	$SD_{PAFOG}$
TVVTcf 1	0,069	117	33	81	90
TVVTcf 2	0,157	162	16	206	90
TVVTcf 3	-0,064	150	30	148	90

A Figura 4.25 mostra o resultado da estimativa da altitude do topo da nuvem baixa para os aeroportos de Bacacheri e de Foz de Iguaçu, Paraná, em um episódio de nevoeiro. As temperaturas de brilho utilizadas nas datas apresentadas estiveram próximas do observado no satélite, o que indica uma razoável concordância na altitude do topo

da nuvem entre simulado e observado. Nota-se que estimado e simulado estiveram em razoável acordo ao longo de toda a série para ambos os aeroportos, enquanto que o produto EUMETSAT/NWC-SAF apresentou altitudes elevadas. Uma explicação para topo das nuvens mais elevados pode ser a presença de nuvens estratiformes sobre o banco do nevoeiro.

#### 4.3.6 Relação entre Visibilidade Horizontal e DTB

A Figura 4.26 mostra a relação entre visibilidade horizontal e diferença de temperatura de brilho, para os aeroportos de Curitiba e Guarulhos. Nota-se que mesmo utilizando apenas cenas onde a existência do nevoeiro já era conhecida pelos dados observados a superfície, não foi possível identificar uma relação satisfatória entre a visibilidade observada e a diferença de temperatura de brilho nos canais IR\_108 e IR\_039. Isso significa que além de não ser possível distinguir nuvens estratos baixo de nevoeiro com o uso da técnica de subtração de canais, também não há uma relação satisfatória entre a mesma e a intensidade do nevoeiro. Sendo assim, não foi possível determinar um valor de corte a partir da diferença de temperatura de brilho para separar regiões onde houve apenas nevoeiro.

Outro ponto importante a ser notado na Figura 4.26 foi a presença de nuvens altas encobrendo a camada de nevoeiro (diferença negativa). O aeroporto de Curitiba foi mais acometido por sobreposição de nuvens que o aeroporto de Guarulhos.

Um estudo para encontrar a diferença de temperatura de brilho adequada para detecção de nevoeiro no norte da Índia foi feito por Rizwan Ahmed e Manju (2014) e, ao relacionar os dados de visibilidade horizontal com a diferença de temperatura de brilho, também foi encontrada uma grande dispersão entre as variáveis.

### 4.4 Análise de Desempenho do Modelo PAFOG

Os aeroportos e as radiossondas utilizadas para simulação de nevoeiro estão apresentados na Tabela 4.7. Os critérios adotados para inicialização do modelo foram: a menor distância possível entre radiossonda e aeroporto para episódios de nevoeiro com duração maior ou igual a quatro horas. A maioria dos aeroportos que se enquadraram nos critérios mencionados está localizada no setor centro-sul do Brasil.

Um total de 44 casos de nevoeiro foram simulados e a análise de erro dos melhores

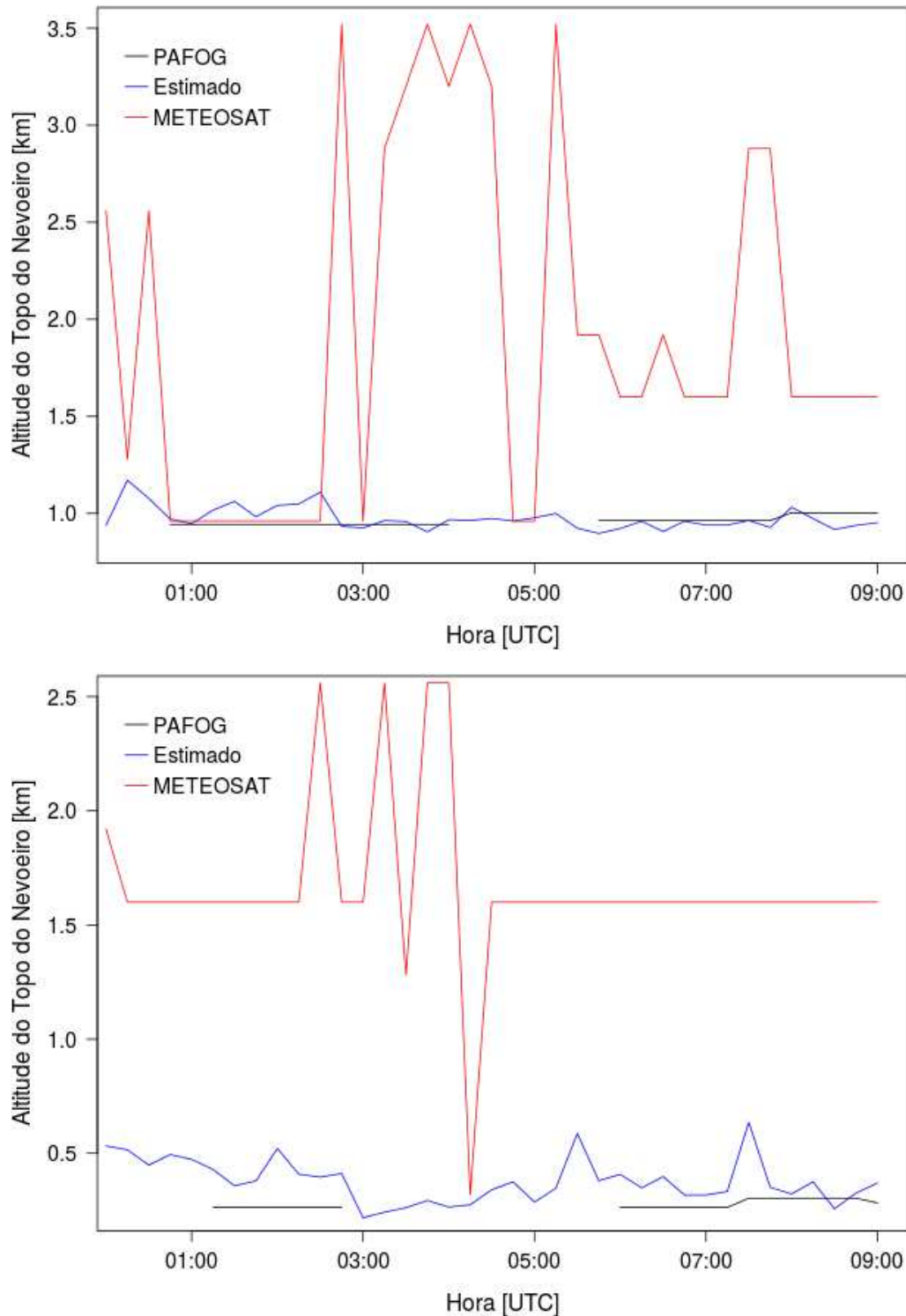


Figura 4.25: Altitude do topo da nuvem para um evento de nevoeiro no aeroporto de Bacacheri, em 20/07/2012, (superior) e Foz do Iguaçu, em 28/05/2014, (inferior).

resultados está apresentada na Tabela 4.8. Para o par de dados (radiossonda x simulado) foram analisados o coeficiente de correlação ( $R$ ), a raiz quadrada do erro médio quadrático (RMSE), o erro médio ou bias (ME) e o desvio padrão (SD). O par de dados acima



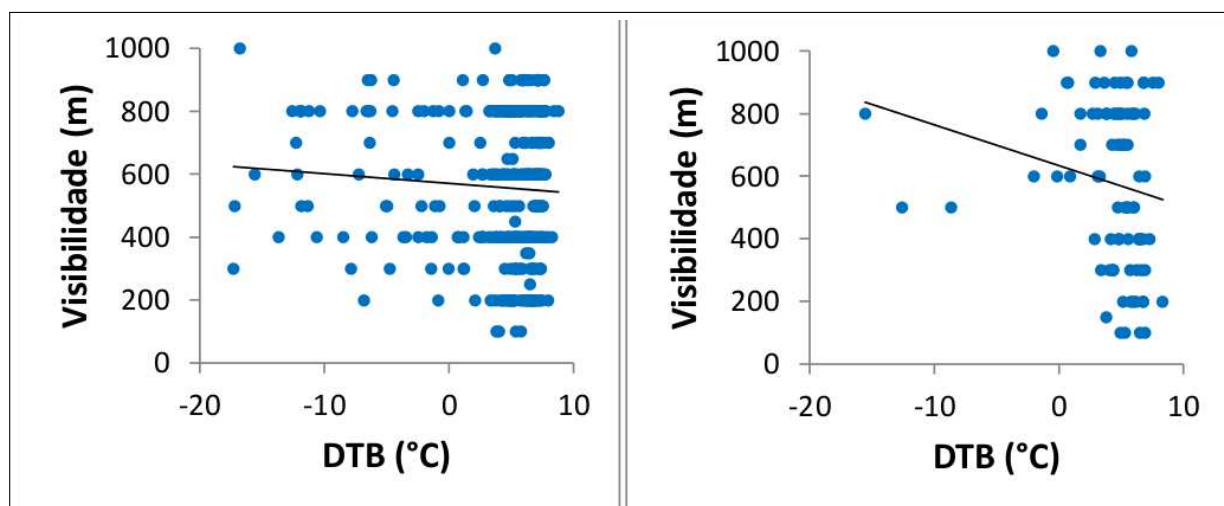


Figura 4.26: Relação entre Visibilidade horizontal e diferença de temperatura de brilho ( $^{\circ}\text{C}$ ) nos canais  $10,8$  e  $3,9 \mu\text{m}$  para os aeroportos de Curitiba (esquerda) e Guarulhos (direita).

Tabela 4.7 - Relação das estações meteorológicas de superfície (EMS) e de altitude (EMA) utilizadas para simulação de nevoeiro, com suas respectivas distâncias.

UF	EMS	EMA	DIST	UF	EMS	EMA	DIST
RJ	SBAF	83746	14,4	SP	SBMT	83779	1,5
DF	SBBR	83378	1,5	RN	SBNT	82599	1,5
RS	SBCO	83971	7,7	RS	SBPA	83971	1,4
PR	SBCT	83840	2,4	RO	SBPV	82824	7,0
AC	SBCZ	82705	11,5	AC	SBRB	82917	17,5
AM	SBEG	82332	14,5	RJ	SBRJ	83746	13,6
PR	SBFI	83827	11,9	RS	SBSM	83937	1,4
RJ	SBGL	83746	0,0	SP	SBSP	83779	14,7
PR	SBLO	83768	0,0	MG	SBUL	83525	1,1

mencionado corresponde ao perfil vertical de temperatura e de umidade relativa do ar as 1200 UTC.

Os resultados das simulações do PAFOG mostram que os desvios padrões dos perfis de temperatura e umidade relativa simulados possuem valores próximos dos observados. Os biases das simulações mostram que o modelo não possui uma tendência definida. Os valores de bias para temperatura geralmente estiveram entre  $\pm 2^{\circ}\text{C}$  e para umidade estiveram entre  $\pm 10\%$ .

Em média, ao considerar todas as simulações, O valor de correlação linear para umidade foi 0,826 e para temperatura foi 0,806. Dessa forma, verificou-se que aproximadamente  $3/4$  das simulações de umidade e  $2/3$  das simulações de temperatura obtiveram correlação acima de suas respectivas médias. O RMSE foi menor que o  $SD_{obs}$  em aproximadamente  $4/5$  das simulações de umidade e  $2/3$  das simulações de temperatura. A razão média entre RMSE e  $SD_{obs}$ , considerando todas as simulações, para umidade foi 0,73 e para temperatura foi 0,82.

Tabela 4.8 - Análise de skill para os perfis de temperatura / umidade relativa do ar as 1200 UTC.

EMS (data)	R	RMSE	ME	SD <sub>OBS</sub>	SD <sub>PAFOG</sub>
SBUL (20140528)	0,829 / 0,984	2,629 / 7,451	2,210 / -3,656	2,479 / 26,055	2,414 / 30,370
SBFI (20120719)	0,782 / 0,984	2,120 / 7,364	1,477 / -4,175	1,644 / 34,136	2,420 / 32,376
SBCT (20120720)	0,742 / 0,982	2,560 / 5,748	1,619 / -2,334	2,313 / 26,850	2,967 / 28,069
SBMT (20130717)	0,888 / 0,959	1,854 / 10,111	1,354 / -4,837	2,763 / 31,565	2,498 / 30,781
SBCT (20110708)	0,657 / 0,937	2,875 / 13,163	1,054 / -6,803	1,834 / 32,541	3,508 / 30,740
SBSM (20130608)	0,874 / 0,931	1,174 / 10,869	0,058 / 2,450	1,796 / 27,988	2,360 / 29,211
SBRJ (20140704)	0,983 / 0,905	0,824 / 9,265	0,395 / 2,156	4,049 / 19,923	3,992 / 21,294
SBPA (20100501)	0,651 / 0,893	2,097 / 24,195	-0,892 / 16,044	1,544 / 38,333	2,509 / 40,088
SBCT (20140818)	0,946 / 0,888	1,384 / 16,099	0,690 / 1,457	3,700 / 33,928	3,378 / 26,092
SBLO (20130613)	0,945 / 0,877	0,871 / 12,762	0,460 / 9,914	2,242 / 16,260	2,268 / 12,186
SBCT (20130614)	0,806 / 0,866	2,074 / 20,742	1,309 / -7,176	2,721 / 38,693	2,340 / 36,612
SBSM (20120612)	0,612 / 0,863	1,950 / 20,574	0,483 / -9,050	1,787 / 34,419	2,361 / 36,303
SBGL (20120629)	0,945 / 0,861	2,335 / 17,325	1,668 / -3,885	3,975 / 13,919	2,745 / 27,401
SBFI (20140528)	0,640 / 0,860	2,732 / 20,875	1,836 / -8,094	2,045 / 37,873	2,598 / 34,009
SBRJ (20130718)	0,947 / 0,853	1,821 / 19,494	-0,820 / 10,016	3,930 / 23,661	2,677 / 31,606
SBFI (20100526)	0,562 / 0,852	1,805 / 22,670	-0,174 / -7,797	1,632 / 37,864	2,115 / 40,353
SBGL (20130718)	0,937 / 0,841	1,886 / 19,547	-0,782 / 9,642	3,930 / 23,661	2,640 / 31,212
SBMT (20110601)	0,437 / 0,835	4,727 / 20,529	3,584 / -5,000	3,243 / 28,907	2,451 / 36,242
SBSM (20140621)	0,912 / 0,822	1,623 / 24,131	0,882 / -11,293	2,500 / 37,426	3,185 / 33,132
SBCO (20130702)	0,981 / 0,818	1,472 / 17,853	-1,196 / 8,736	3,207 / 22,199	3,755 / 27,181
SBPA (20130702)	0,975 / 0,816	1,486 / 17,812	-1,134 / 8,624	3,207 / 22,199	3,781 / 27,130
SBRJ (20120629)	0,873 / 0,812	3,278 / 21,823	2,478 / -10,288	3,975 / 13,919	2,523 / 28,852
SBAF (20110716)	0,894 / 0,796	1,727 / 18,212	-0,630 / 8,899	3,273 / 21,013	2,245 / 26,397
SBCO (20140621)	0,723 / 0,781	1,621 / 24,405	-0,906 / -1,765	1,950 / 36,073	1,514 / 37,646
SBMT (20120612)	0,900 / 0,763	0,944 / 7,139	-0,169 / 3,040	1,864 / 9,581	2,139 / 9,234
SBSM (20110519)	0,975 / 0,735	1,093 / 11,590	-0,366 / 7,636	4,639 / 11,370	4,640 / 12,507
SBPA (20140527)	0,710 / 0,726	3,038 / 20,133	2,431 / 2,177	2,366 / 21,507	2,441 / 29,229
SBSP (20120613)	0,965 / 0,708	2,596 / 31,622	-2,085 / 21,718	3,016 / 31,543	4,252 / 16,290
SBSP (20100808)	0,249 / 0,620	4,337 / 31,043	2,448 / -16,999	2,977 / 19,684	2,889 / 33,244
SBNT (20110610)	0,845 / 0,240	2,432 / 16,357	-0,901 / -5,502	4,053 / 13,669	2,744 / 11,215

## 4.5 Estudo de Casos de Nevoeiros

### 4.5.1 O caso de 17 de Julho de 2013

A evolução temporal das variáveis de superfície para o evento de nevoeiro ocorrido no aeroporto de Guarulhos (SBGR) pode ser vista na Figura 4.27. O episódio de nevoeiro teve sua primeira observação registrada as 0118 UTC e foi precedido por uma névoa úmida com redução gradativa da visibilidade horizontal de 4 km, as 2200 UTC do dia anterior, para 2500 metros momentos antes do início do nevoeiro. O processo de formação do nevoeiro ocorreu rapidamente e, em apenas 18 minutos, a visibilidade foi reduzida de 2500 metros para 800 metros. A taxa média de queda da temperatura do ar foi de aproximadamente 1°C/h antes da formação do nevoeiro e de 0,16°C/h durante seu desenvolvimento. Anteriormente a formação do nevoeiro e ao longo de seu ciclo de vida, a velocidade do vento se manteve abaixo de 3 ms<sup>-1</sup> com mudança de direção de sudeste (pré-nevoeiro) para nordeste-leste (durante o nevoeiro). Nota-se que a simulação numérica concordou razoavelmente bem com as variáveis de superfície.

A Figura 4.28 mostra a cobertura de nuvens e seus limites (topo e base). Nas horas

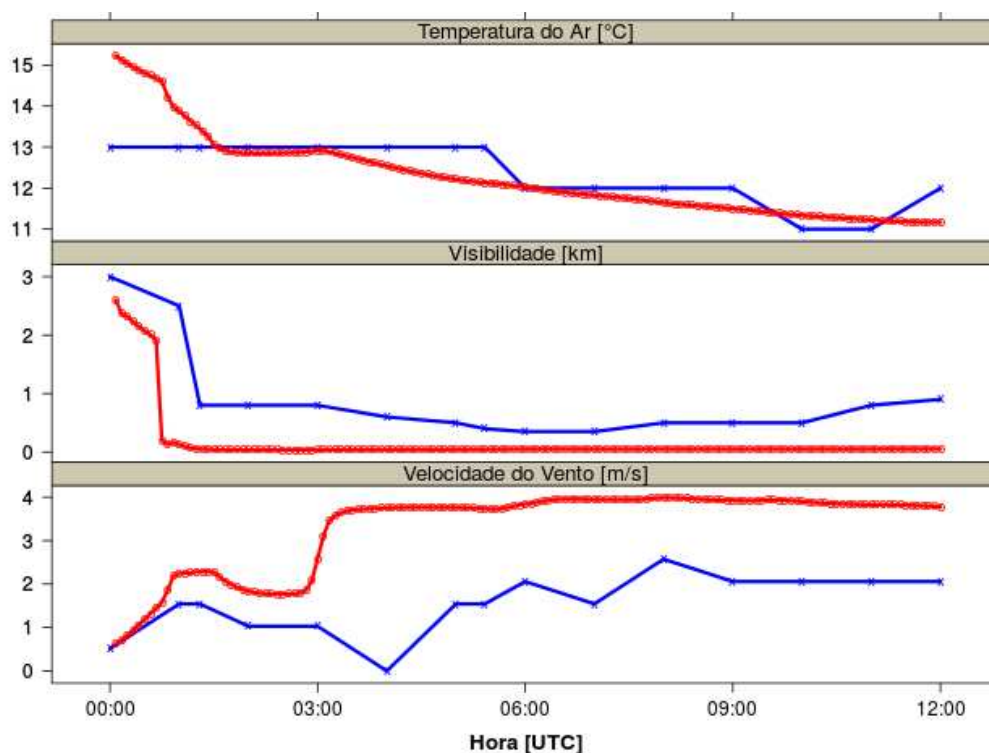


Figura 4.27: Série temporal de temperatura do ar, visibilidade horizontal e velocidade do vento, para o aeroporto SBGR no dia 17/07/2013. Simulado (vermelho): no primeiro nível do modelo acima da superfície; observado (azul): 2m de altura.

que precederam a formação do nevoeiro, poucas nuvens baixas com base a 120m foram observadas. Nas primeiras horas após o início do nevoeiro ainda foi possível observar uma camada de nuvens acima do banco de nevoeiro (céu nublado/encoberto), cuja base abaixou para 30-60 metros acima da superfície. A partir das 0500 UTC, o céu se tornou obscurecido com visibilidade vertical de 30 metros. Com base nos resultados do modelo PAFOG, o nevoeiro se formou pelo abaixamento da base da nuvem estratiforme. No intervalo de 20 minutos, a base da nuvem estratos, que estava a 70 metros de altura, alcançou a superfície terrestre e deu origem ao nevoeiro. Além disso, a simulação mostrou que o nevoeiro se aprofundou continuamente desde sua formação, até alcançar profundidade máxima de 240 metros.

Cotton et al. (2011) descreveram que no caso de nevoeiro marinho, a base da inversão de temperatura deve estar acima do nível de condensação por levantamento, para que o abaixamento da base da nuvem estratos ocorra. O transporte turbulento de ar frio na direção da superfície, devido ao rápido resfriamento no topo do estratos, e a evaporação das gotículas abaixo da nuvem causam resfriamento e aumento de umidade que, consequentemente, leva ao abaixamento de sua base.

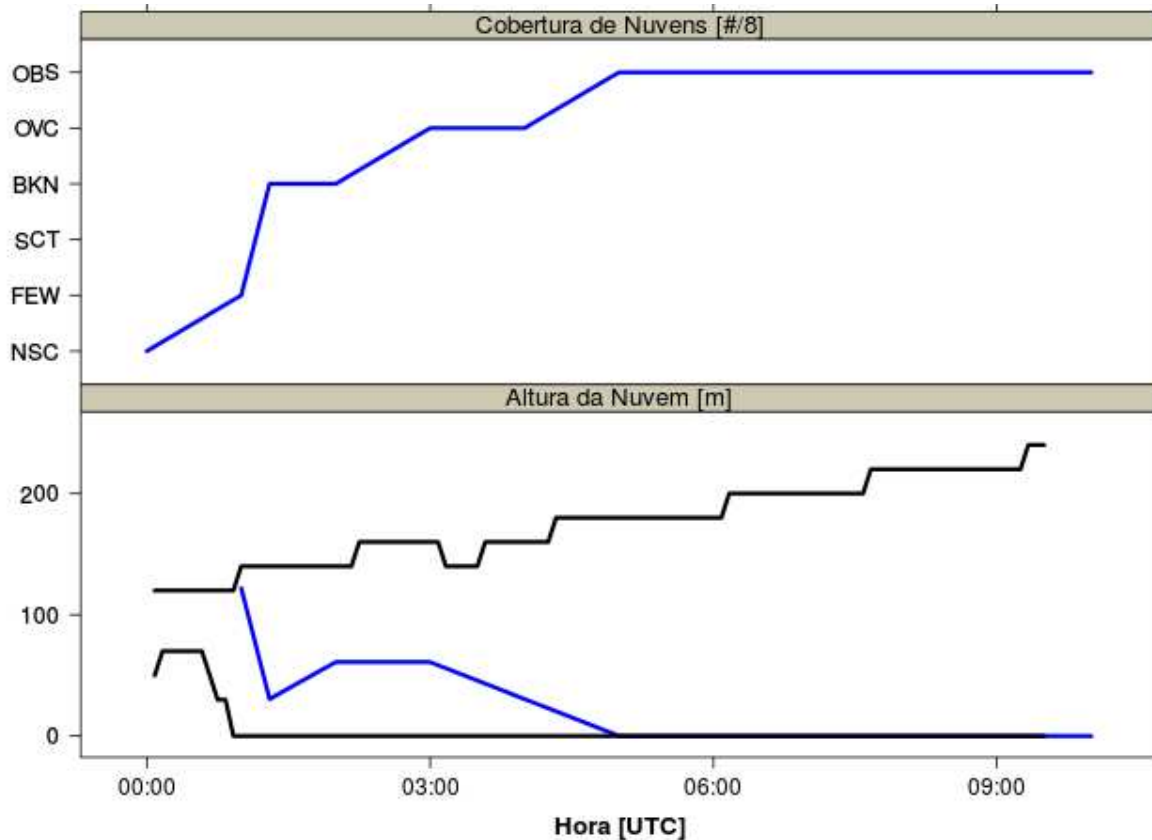


Figura 4.28: Série temporal de cobertura, topo e base da nuvem, para o Aeroporto de Guarulhos em 17/07/2013. Linha preta corresponde ao topo e base da nuvem simulado pelo modelo PAFOG e linha azul corresponde as observações de cobertura e base da nuvem.

Os dados de radiossonda mostraram que o nevoeiro se formou sob uma camada de inversão com base a 230m e profundidade de 120m. A diferença de temperatura entre topo e base da inversão foi de 2,4°C. Acima da camada de inversão foi encontrado ar relativamente mais seco e abaixo da inversão a umidade específica média da camada foi de aproximadamente 10g/kg. A simulação com PAFOG mostrou que durante a fase de abaixamento da base da nuvem, ocorreu um acentuado resfriamento na camada entre a nuvem e a superfície, o que contribuiu para uma rápida saturação do ar na camada e intensificação da inversão para 3,5°C.

A evolução temporal da temperatura de brilho mensurada no satélite e simulada com os resultados do modelo PAFOG pode ser vista na Figura 4.29. No processo de formação do nevoeiro, o rápido aumento da profundidade ótica causou uma acentuada redução na temperatura de brilho do canal IR\_039, que se refletiu em uma diferença de temperatura de brilho de 9,2°C. Ao longo do desenvolvimento do nevoeiro, a temperatura de brilho no canal IR\_039 oscilou continuamente.

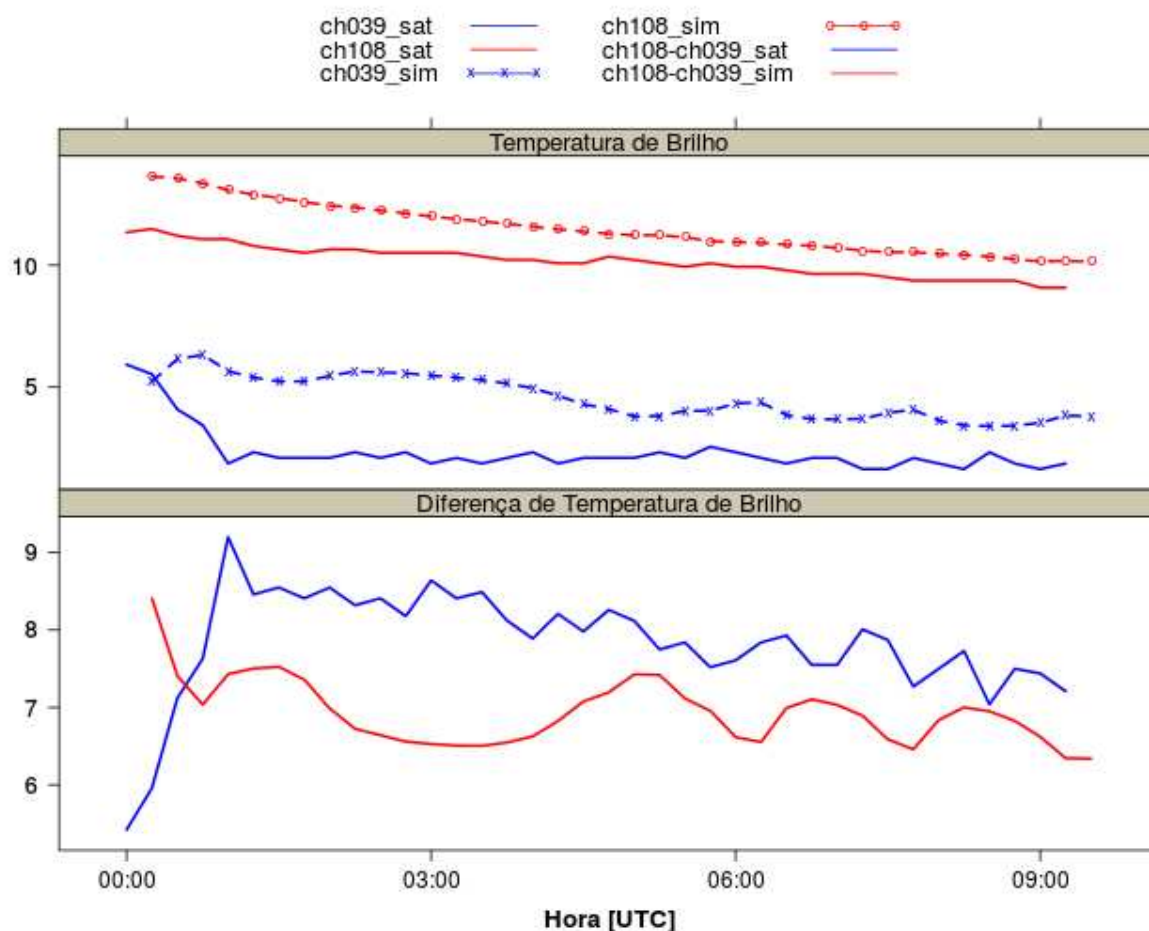


Figura 4.29: Temperatura de brilho para os canais IR039 (em azul) e IR108 (em vermelho). A medida no satélite METEOSAT (linha contínua) foi extraída do píxel referente ao Aeroporto de Guarulhos e a simulada pelo modelo LibRadtran (linha tracejada) foi baseada nas simulações do modelo PAFOG com radiossonda de Campo de Marte.

Para nuvens opticamente espessas, as propriedades microfísicas recuperadas por satélite correspondem a parte superior da nuvem (Platnick, 2001). Dessa forma, os resultados do PAFOG para as variáveis microfísicas no topo do nevoeiro, assim como a taxa de resfriamento radiativo, pode ser visto na Figura 4.30. Os horários apresentados correspondem à mínima (0615 e 0745 UTC) e máxima (0645 e 0815 UTC) diferença de temperatura de brilho simulada. Bott et al. (1990), ao incluir fluxos radiativos nos cálculos de crescimento difusional das gotas, mostrou que o resfriamento radiativo contribuiu para acelerar o crescimento das gotículas maiores. Seus resultados concordaram com diversos outros trabalhos, como Guzzi e Rizzi (1980); Roach (1976); Brown (1980). Além disso, a produção de LWC foi significativamente menor quando processos radiativos foram assumidos. Presume-se, então, que esses processos foram responsáveis pelas flutuações de temperatura de brilho observadas no canal IR\_039. A relação entre aumento de temperatura de brilho e gotículas

maiores foi dada pelo aumento da emissividade.

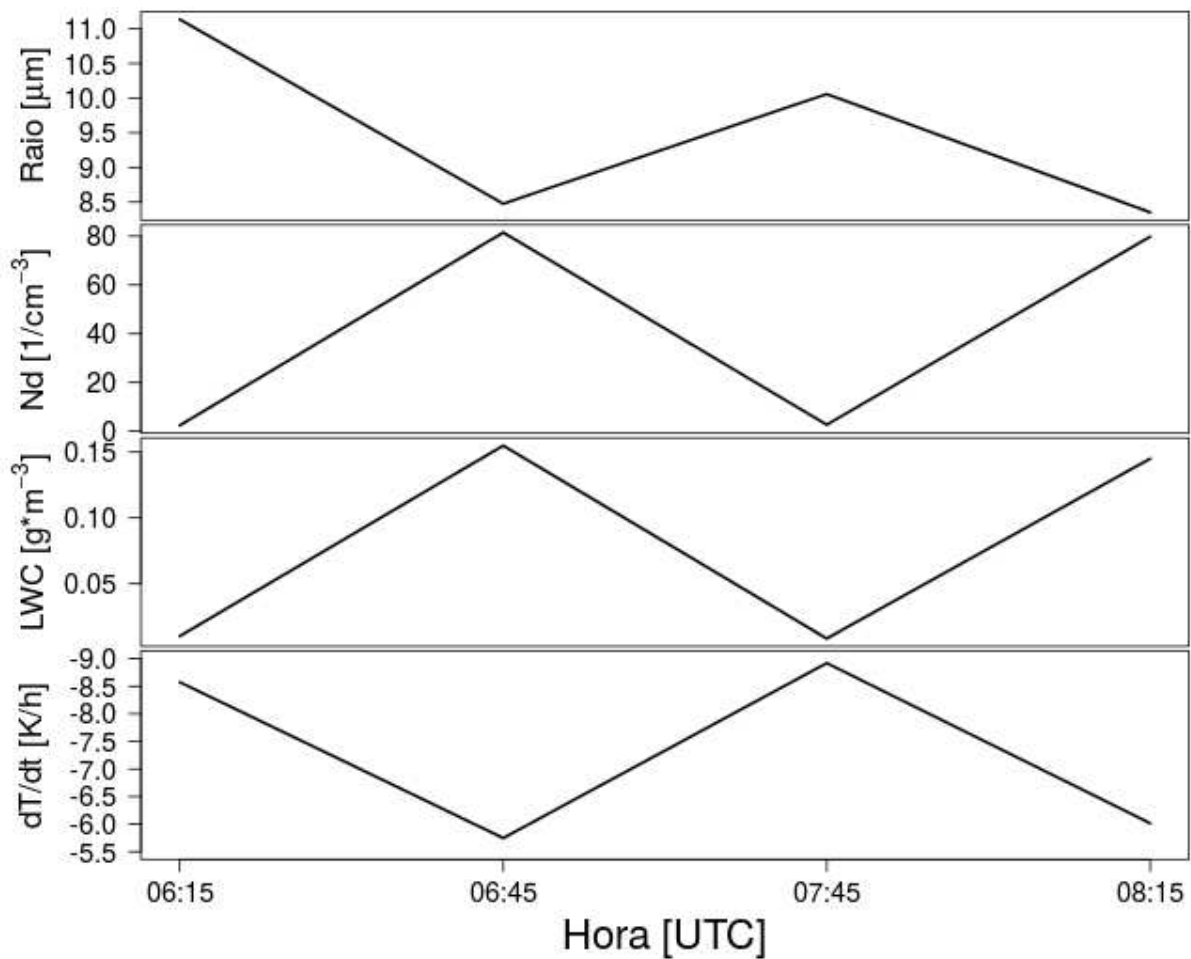


Figura 4.30: Raio, número de gotas (Nd), LWC e taxa de resfriamento radiativo para o topo do nevoeiro nos horários de máxima e mínima diferença de temperatura de brilho simulada com os resultados do PAFOG.

A Figura 4.31 mostra a dispersão da temperatura de brilho dos canais IR\_039 e IR\_108 e as principais LUTs usadas para recuperação microfísica. Percebe-se que o pequeno intervalo de temperatura de brilho da LUT no canal IR\_108 teve como resultado o acionamento de diversas LUTs. Os valores médios diários recuperados (simulados) para o raio efetivo, água líquida total da nuvem e profundidade ótica foram, respectivamente, 8,12 (9,78), 39,14 (114,52) e 5,2 (17,28). É importante mencionar a deficiência do PAFOG em representar nuvens acima do banco de nevoeiro. Por essa razão, profundidade ótica e LWP geralmente foram maiores.

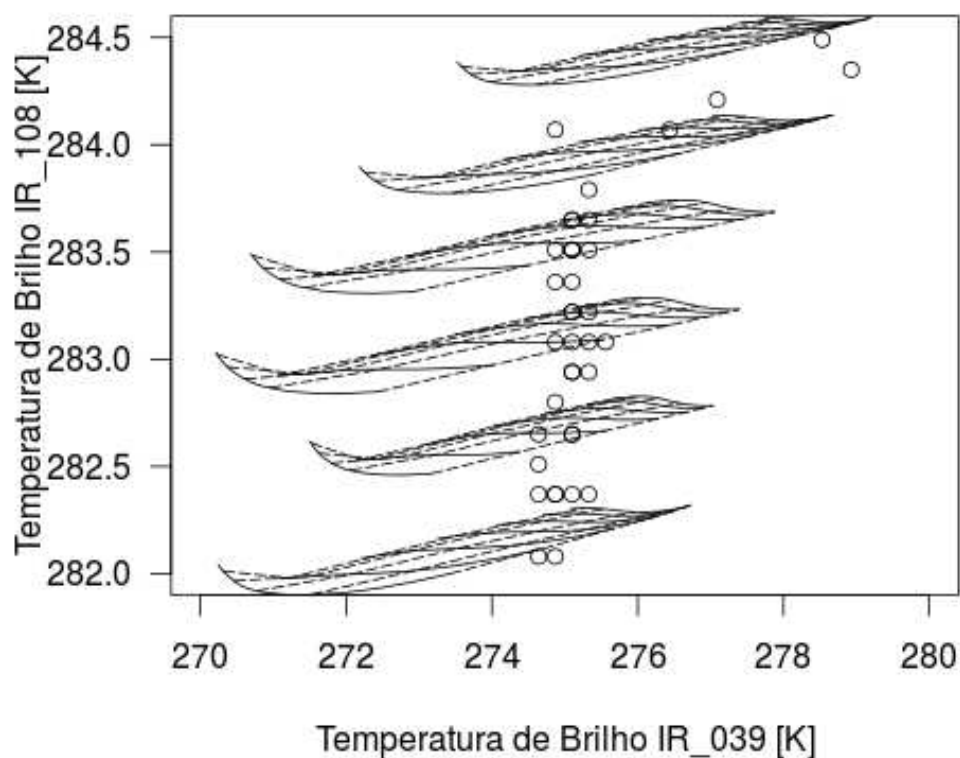


Figura 4.31: Temperatura de brilho do satélite MSG sobreposta as LUTs, para o Aeroporto de Guarulhos, entre 0000 e 0915 UTC, de 17/07/2013.

#### 4.5.2 O Caso de 28 de Maio de 2014

A evolução temporal das variáveis de superfície do aeroporto de Uberlândia (SBUL), sudoeste de Minas Gerais, pode ser vista na Figura 4.32. O nevoeiro foi observado primeiramente as 0700 UTC e teve aproximadamente 5 horas de duração. O período de pré-condicionamento do nevoeiro foi marcado por visibilidade acima de 10 km e vento de sul com velocidade entre 4 e 6  $\text{ms}^{-1}$ . A taxa média de resfriamento do ar próximo a superfície foi de 0,65°C/h. Ambientes mais úmidos necessitam de uma taxa de resfriamento do ar mais baixa para alcançar saturação do ar. Com a formação do nevoeiro, a direção do vento mudou para sudeste e a velocidade foi reduzida para 3  $\text{ms}^{-1}$ .

A Figura 4.33 mostra as observações da cobertura de nuvens e os seus limites (topo e base). Nas horas que antecederam a formação do nevoeiro, observou-se o surgimento de nuvens, que encobriam cerca de 5-7 oitavos do céu e com base a 60 metros da superfície. Os resultados da simulação numérica indicaram que o nevoeiro se formou por um lento processo de abaixamento da base da nuvem estratos.

Nos dados de radiossonda (0000 UTC) foi possível identificar que o nevoeiro foi precedido por uma inversão de temperatura com base a 360 metros acima da superfície e

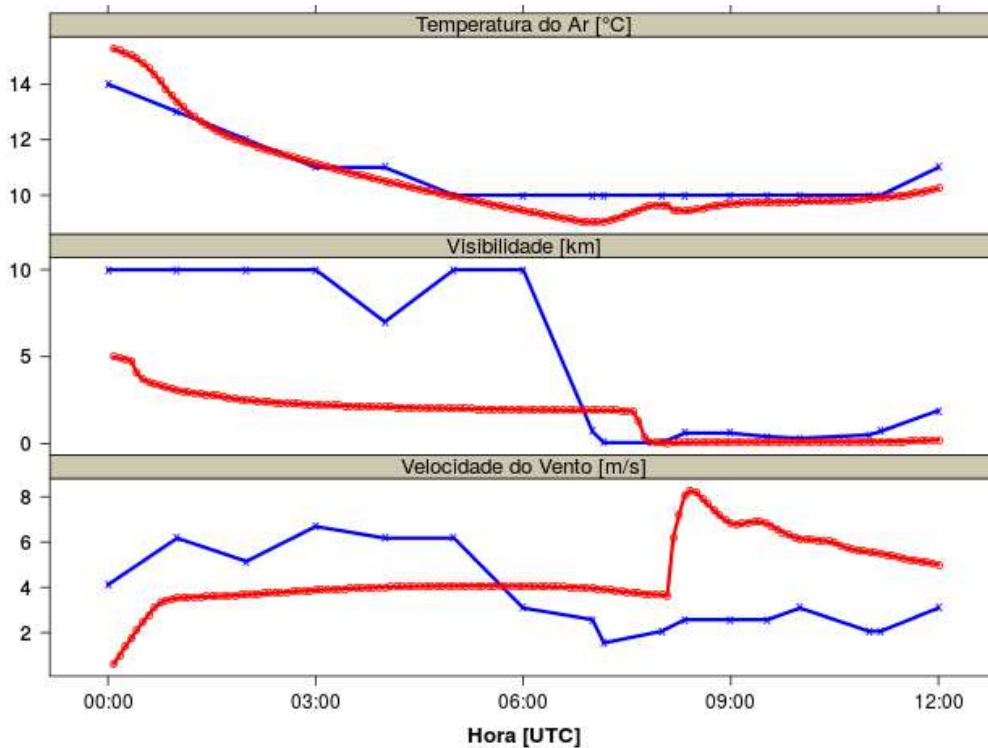


Figura 4.32: Série temporal de temperatura do ar, visibilidade horizontal e velocidade do vento, para o Aeroporto de Uberlândia no dia 28/05/2014. Simulado (vermelho): no primeiro nível do modelo acima da superfície; observado (azul): 2m de altura.

diferença de temperatura entre topo e base de 2,8°C. O resfriamento do ar que precedeu a formação do nevoeiro contribuiu para abaixamento da base da inversão até a superfície.

A Figura 4.34 mostra a temperatura de brilho mensurada pelo satélite e a simulada com os resultados do PAFOG. As variações na temperatura de brilho do satélite antes da formação do nevoeiro foram causadas pelo aparecimento de nuvens baixas (Fig. 4.33). Nesse período, o modelo PAFOG não reproduziu as nuvens baixas e por isso a temperatura de brilho calculada diminuiu monotonicamente, seguindo o resfriamento da superfície terrestre. A queda na temperatura de brilho do satélite no canal IR\_039, entre 0400 e 0600 UTC, coincidiu com a redução na cobertura de nuvens, mas a relação de causa e efeito não foi possível de ser confirmada. Os resultados do PAFOG contaram apenas com a camada de nevoeiro, enquanto que as condições reais se apresentaram com nuvens de multicamada. Dessa forma, uma divergência entre real e simulado foi naturalmente esperada.

A Figura 4.35 mostra as propriedades microfísicas simuladas pelo PAFOG e recuperadas via satélite. Conforme pode ser notado, as propriedades microfísicas das nuvens baixas que antecederam o nevoeiro não foram recuperadas, pois, nesse período, a diferença de temperatura de brilho do satélite não ultrapassou o limiar encontrado na LUT para



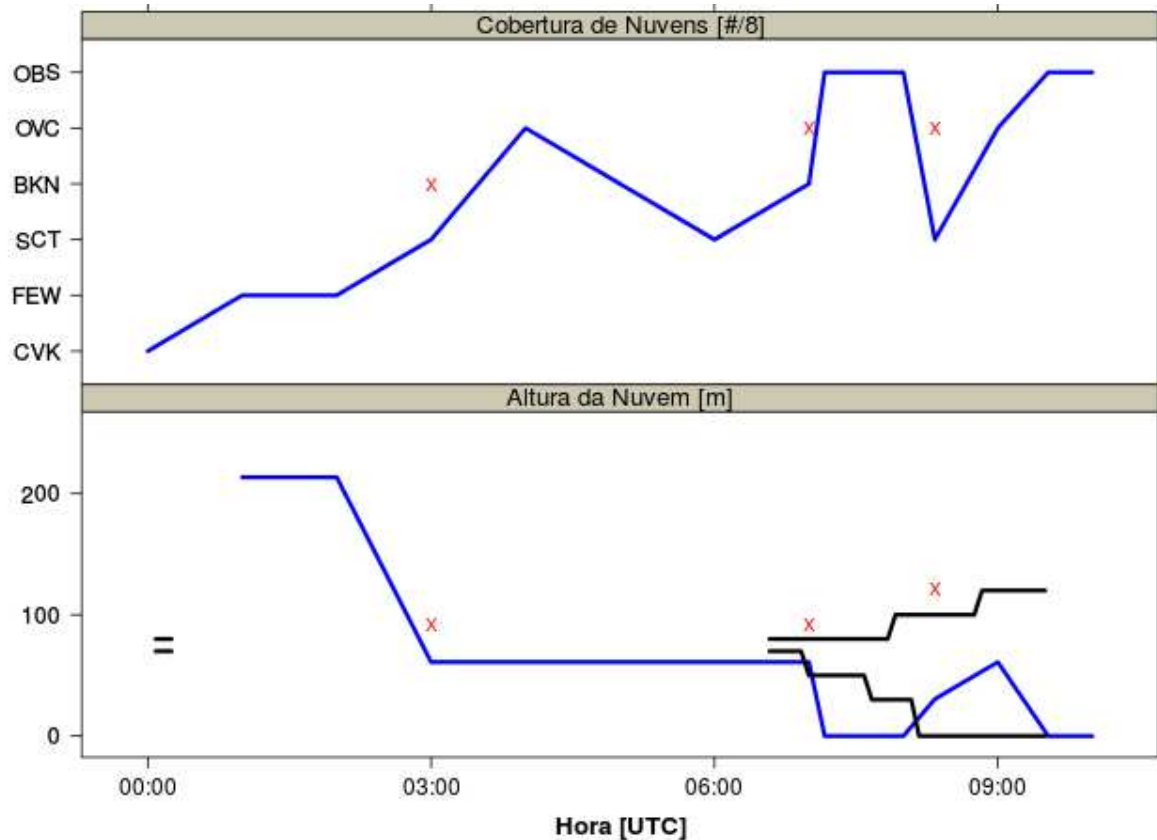


Figura 4.33: Série temporal de cobertura, topo e base da nuvem, para o Aeroporto de Uberlândia em 28/05/2014. Linha preta corresponde ao topo e base da nuvem simulado pelo modelo PAFOG, a linha azul corresponde as observações de cobertura e base da nuvem e as cruzes vermelhas a segunda camada de cobertura e base da nuvem.

caracterizar o píxel como contaminado com nuvem. A partir das 0545 UTC, o critério foi satisfeito e a recuperação foi iniciada. Conforme pode ser visto, a recuperação do raio efetivo das gotículas se aproximou do simulado, mas a profundidade ótica e o LWP foram muito menores. As oscilações abruptas e descontinuidades das variáveis foram causadas pelo frequente acionamento das LUTs. O valores médios diários recuperados (simulados) para o raio efetivo, LWP e profundidade ótica foram 10,3 (8,5), 6,6 (24,3) e 0,9 (3,8).

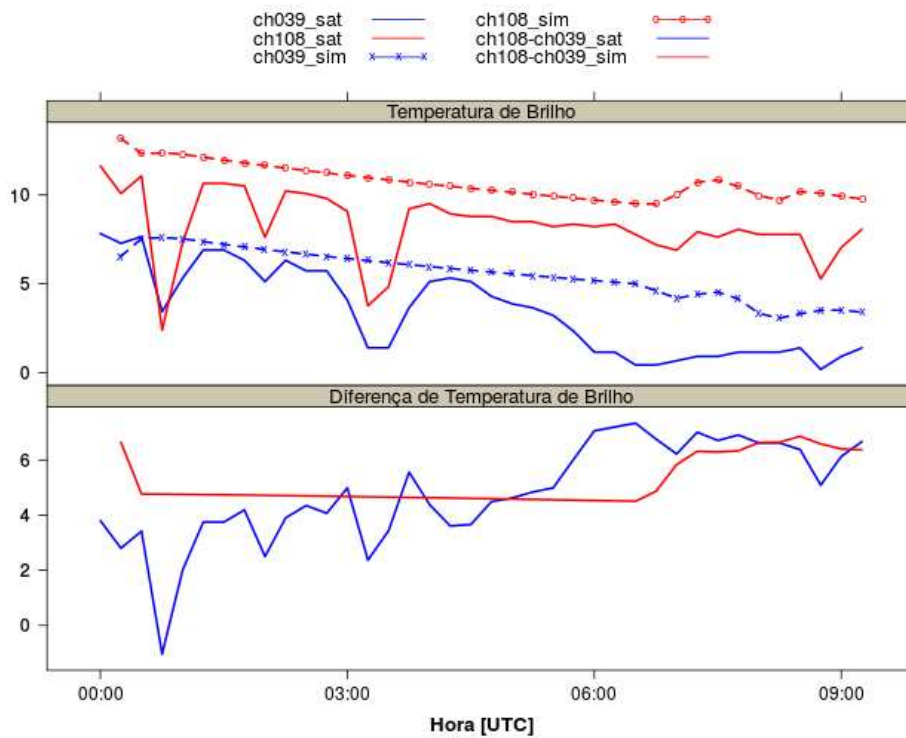


Figura 4.34: Temperatura de brilho para os canais IR039 (em azul) e IR108 (em vermelho). A medida no satélite METEOSAT (linha contínua) foi extraída do píxel referente ao Aeroporto de Uberlândia e a simulada pelo modelo LibRadtran (linha tracejada) foi baseada nas simulações do modelo PAFOG com radiossonda de Uberlândia.

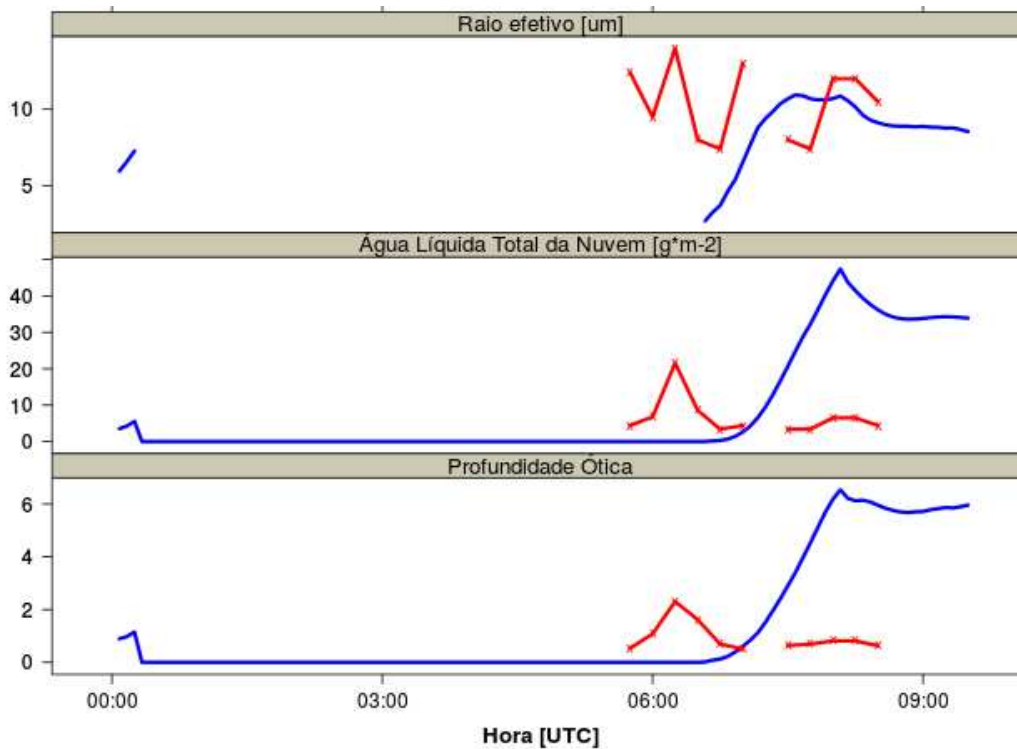


Figura 4.35: Evolução temporal das propriedades do nevoeiro simulada (PAFOG em azul) e recuperada (MSG em vermelho) para o Aeroporto de Uberlândia (SBUL), no dia 28/05/2014.

## Conclusões e Sugestões para Trabalhos Futuros

O Brasil possui uma grande extensão territorial com características climatológicas distintas e os nevoeiros encontram condições favoráveis a sua formação ao longo de todo o ano. A análise da distribuição espacial da frequência de ocorrência permitiu identificar duas regiões que se distinguiram pelo número máximo de dias com nevoeiro. A região que engloba os Estados de Mato Grosso, Goiás, Tocantins e parte do setor oriental do Pará e Rondônia tiveram seu período de maior frequência de ocorrência de nevoeiro entre Outubro e Março, enquanto que nas demais regiões o nevoeiro foi mais frequentemente observado entre Abril e Setembro.

O número de dias e horas com nevoeiro foi obtido para as diferentes regiões do Brasil. A frequência de ocorrência de nevoeiros na Região Norte alcançou valores próximos daqueles encontrados nas Regiões Sul e Sudeste, mas com número de horas de observação cerca de 2,5 vezes menor. Na Região Nordeste foi confirmado a baixa frequência de nevoeiros. Na Região Sudeste foi obtido o número de dias e horas mais baixos que na Região Centro-Oeste, mas isso pode ter ocorrido devido a inclusão de aeroportos com funcionamento parcial nos cálculos. A Região Sul concentrou o maior número de dias e horas com nevoeiro no Brasil. Outra característica encontrada foi a persistência média diária do nevoeiro, o qual mostrou que nevoeiros tendem a ser mais curtos em latitudes baixas e mais longos em direção ao sul do Brasil.

De maneira geral, os picos de ocorrência de nevoeiro nas Regiões Norte, Nordeste, Centro-Oeste, Sudeste e Sul ocorreram em Abril, Junho, Março, Junho e Maio, respectivamente. Os nevoeiros foram mais frequentemente observados durante o período noturno e início da manhã, com pico de observação entre 0900-1000 UTC. Devido ao fato de o nevoeiro ocorrer majoritariamente no período noturno, presume-se que os nevoeiros foram

predominantemente do tipo radiativo.

Alguns elementos da radiossonda revelaram a evolução temporal dos perfis verticais de temperatura e umidade para dias com nevoeiro. Na maior parte dos casos, os nevoeiros foram precedidos por uma inversão térmica ou isoterma (87%), nos baixos níveis da troposfera. A evolução temporal dos perfis permitiu identificar que a camada do nevoeiro ficou mais resfriada e umedecida. A radiossonda pós-nevoeiro revelou que em 59,4% dos dias com nevoeiro tiveram a base da inversão elevada, provavelmente devido a incidência de radiação solar, que causou aumento da instabilidade na camada. A camada de inversão geralmente se aprofundou (64%) e se intensificou (55,6%).

A análise das radiossondas por estações do ano indicou que nos meses de outono-inverno, nevoeiros mais frios, com a camada de inversão mais intensa e profunda foram mais frequentemente observados. Além disso, a existência de inversão com base na superfície foi significativamente maior nesses meses.

A análise dos dados de observação vertical da mensagem METAR indicou que foi possível identificar o que havia acima do banco de nevoeiro em 71% das observações, o que sugere nevoeiro ópticamente fino. Somente a existência de nuvens sobre o nevoeiro ocorreu em 58% das observações. A existência de nuvens sobre o nevoeiro pode ter sido um dos fatores que contribuiu para baixa persistência dos nevoeiros em latitudes mais baixas. A condição de céu obscurecido pelo nevoeiro (29%) aparenta ser a condição ideal que facilitaria sua detecção, mas não houve fontes de dados que permitissem garantir que não houvesse nuvens acima do banco de nevoeiro. Contudo, é razoável afirmar que o satélite detectou majoritariamente nuvens estratos baixo no Brasil.

A análise da aplicabilidade do produto de máscara de nuvens da EUMETSAT/NWC-SAF demonstrou que mais de 90% das observações de nevoeiro em superfície foram identificadas. O fato de as observações de nevoeiro geralmente estarem acompanhadas de nuvens acima do banco de nevoeiro pode ter contribuído para a alta performance do produto. A combinação entre o produto da EUMETSAT/NWC-SAF e a LUT especialmente desenvolvida para detecção de nevoeiro no Brasil pode contribuir para o aumento da probabilidade de detecção de nuvens baixas.

A análise da distribuição espacial de nuvens estratos baixo detectados por satélite mostrou que sua frequência de ocorrência no outono-inverno foi significativamente maior no leste do Brasil. O elevado limiar da diferença de temperatura de brilho pode ter contribuído

para a baixa frequência de nuvens estratos nas outras regiões do Brasil. As condições climatológicas que contribuíram para a elevada frequência no setor leste do Brasil não foram investigadas.

O perfil padrão associado ao nevoeiro foi construído com radiossondagens realizadas em dias que o nevoeiro foi observado. Os novos perfis verticais de temperatura e umidade apresentaram características distintas para cada região do Brasil. Os novos perfis se distinguem do perfil tropical padrão em dois aspectos: maior concentração de vapor de água em baixos níveis e inversão térmica com base em superfície, nos meses de outono-inverno. O novo perfil de temperatura para as estações de primavera-verão não teve inversão térmica. Os novos perfis substituíram o perfil vertical tropical padrão (AFGLT) nas simulações de transferência radiativa.

O perfil vertical microfísico foi obtido a partir de simulações numéricas com modelo PAFOG. O perfil microfísico contou com heterogeneidade vertical e os máximos dos perfis de conteúdo de água líquida e tamanho das gotículas ocorreram na parte inferior do nevoeiro. Um número maior de experimentos numéricos devem ser realizados para outras regiões do Brasil a fim de obter o mesmo resultado.

Uma LUT adaptada para detecção e recuperação microfísica de nevoeiro e nuvens baixas foi construída com sucesso para os canais IR\_039 e IR\_108 do satélite MSG9, nas estações de outono-inverno e primavera-verão. A LUT foi construída com uma vasta variedade de características associadas aos eventos de nevoeiro no Brasil, como temperaturas da superfície, concentrações vapor de água atmosférica, coberturas de nuvens, profundidades, inversão de temperatura e microfísica do nevoeiro verticalmente heterogênea. No presente trabalho foram apresentados apenas os resultados referentes a LUT dos meses de outono-inverno. A presente LUT não contou com nuvens de multicamada.

Diferentes condições atmosféricas e microfísicas podem resultar em distintas LUTs. Geralmente comprimentos de onda mais curtos do infravermelho (3,9 e 8,7  $\mu\text{m}$ ) foram mais sensíveis aos tamanhos das gotículas e comprimentos de onda maiores (10,8 e 12,0  $\mu\text{m}$ ) foram mais sensíveis a quantidade de água na nuvem. No presente trabalho, a LUT representou uma condição atmosférica específica e, por isso, limitações para sua aplicação foram esperadas. A recuperação microfísica requer um determinado intervalo de temperatura de brilho para ambos os canais e a escolha particular dos perfis atmosférico e microfísico no processo de construção da LUT ditará esse intervalo. Em situações diversas

daquela definida no perfil padrão, a recuperação microfísica pode não ser possível, pois estará fora do delimitado intervalo de temperatura de brilho obtido nas simulações de transferência radiativa.

A análise espacial microfísica mostrou que no inverno as propriedades óticas das nuvens baixas variaram de acordo com a geomorfologia de São Paulo. Na faixa mais ao sul da Serra do Mar, as nuvens estratos apresentaram profundidades óticas mais altas que na faixa mais ao norte. Isso aconteceu porque, embora a Serra do Mar tenha uma distribuição de tamanho das gotículas praticamente homogênea, as nuvens ao sul tiveram maiores valores de LWP. As nuvens óticamente mais finas foram encontradas em regiões de topografia elevada. Ao longo do Vale do Rio Paraíba, geralmente as nuvens tiveram gotículas menores, baixo LWP e, conseqüentemente, baixa profundidade ótica. Nuvens estratos na RMSP foram detectadas com gotículas menores, mas com valores elevados de LWP, o que gerou nuvens de propriedades óticas intermediárias, ou seja, menor que a faixa sul da Serra do Mar, mas maior que aquelas encontradas no Vale do Rio Paraíba.

A distinção entre nevoeiro e estratos baixo na imagem de satélite não foi alcançada, pois a diferença de temperatura de brilho para ambas as nuvens foram indistinguíveis. No presente trabalho, o ajuste da técnica não levou em consideração a existência de nuvens acima do banco de nevoeiro, o que tornou a técnica tendenciosa para alturas de topos mais baixos. Além disso, foi verificado que a diferença de temperatura de brilho não possuiu uma clara relação com a intensidade do nevoeiro em superfície.

A análise de desempenho do modelo PAFOG para os perfis de temperatura e umidade mostrou que seus resultados se aproximaram razoavelmente bem do observado em radiossonda após 12 horas de execução. O coeficiente de correlação médio de aproximadamente 0,8 foi obtido para ambos os perfis, de forma que maior parte das simulações obtiveram correlação acima da média. O erro médio encontrado para os perfis de temperatura foi  $\pm 2^{\circ}\text{C}$  e para umidade foi  $\pm 10\%$ .

Dois casos de nevoeiro foram apresentados e os dados mostraram que ambos os nevoeiros foram pré-condicionados de maneiras diferentes (observações do aeroporto), mas se formaram de maneira semelhante (simulados com PAFOG). O caso do aeroporto de Guarulhos foi precedido por névoa úmida com baixa umidade ( $T-T_d=3^{\circ}\text{C}$ ), céu claro acima da névoa e ventos fracos ( $<3\text{ms}^{-1}$ ). O caso do aeroporto de Uberlândia foi precedido por longo alcance visual com umidade mais alta ( $T-T_d=1^{\circ}\text{C}$ ), céu nublado e ventos mais for-

tes ( $\sim 6\text{ms}^{-1}$ ). As taxas de resfriamento para os aeroportos de Guarulhos e Uberlândia foram  $1^\circ\text{C}/\text{h}$  e  $0,65^\circ\text{C}/\text{h}$ , respectivamente. Os resultados do modelo PAFOG sugeriram que ambos os nevoeiros se formaram por abaixamento da base da nuvem localizada a algumas dezenas de metros acima da superfície. Os movimentos verticais subsidentes e o resfriamento na camada próximo a superfície acompanharam o abaixamento das nuvens. A existência das nuvens e seu deslocamento para próximo da superfície foi confirmada por observações.

A análise individual dos casos de nevoeiro mostrou que as temperaturas de brilho calculadas divergiram das observadas e isso foi devido a incapacidade de o modelo PAFOG reproduzir camadas de nuvens acima do nevoeiro. Além disso, a recuperação microfísica via satélite apresentou descontinuidade e oscilações abruptas das variáveis. Um método de controle para o frequente acionamento de diferentes LUTs não foi desenvolvido no presente trabalho. As recuperações média diárias via satélite geralmente apresentaram valores de LWP e profundidade ótica menores que aqueles encontrados no modelo PAFOG. O tamanho efetivo das gotículas entre simulado e recuperado geralmente concordaram.

As variações nas propriedades microfísicas no topo do nevoeiro causaram as flutuações de temperatura de brilho no canal IR\_039 no caso do Aeroporto de Guarulhos. O tamanho das gotículas estão proporcionalmente relacionadas com a emissividade da nuvem, de forma que gotículas maiores emitem mais radiação que gotículas menores, para a mesma profundidade ótica. Dessa forma, em períodos de forte resfriamento radiativo, gotículas maiores foram produzidas, o que causou aumento na temperatura de brilho do canal IR\_039 e que, conseqüentemente, se refletiu em uma baixa diferença de temperatura de brilho. Quando a taxa de resfriamento radiativo foi menor, as gotículas maiores deixaram o topo do nevoeiro por deposição gravitacional, restando gotículas menores, que causou diminuição na IR\_039.

As principais contribuições do presente trabalho foram a elaboração de uma carta das regiões mais afetadas por nevoeiro, o que facilita a identificação de pontos para campanha de medições. A identificação de um perfil padrão de temperatura e umidade do ar associado aos eventos de nevoeiro para simulações de transferência radiativa. A construção de uma LUT especialmente dedicada a detecção e recuperação microfísica de nuvens baixas. A análise espacial das propriedades microfísicas de nuvens baixas.

### 5.1 Sugestões para Trabalhos Futuros

O presente trabalho contribuiu para avanços na compreensão da distribuição espacial da frequência de ocorrência e das propriedades microfísicas das nuvens baixas, mas alguns pontos não foram explorados. O nevoeiro é um fenômeno complexo e um tema multidisciplinar. Nesse sentido, sugere-se os principais pontos a serem investigados, dentro do escopo deste trabalho, para aumentar o conhecimento da evolução microfísica pontualmente e espacialmente:

- Explorar outras combinações de canais para o contínuo monitoramento do nevoeiro (dia e noite).
- Desenvolver métodos de evitar oscilações abruptas das variáveis microfísicas recuperadas via satélite.
- Acoplar o modelo PAFOG a um modelo numérico convencional, para simulações tri-dimensionais das propriedades microfísicas dos nevoeiros.
- Realizar simulações de nevoeiro para dias com céu claro e comparar a temperatura de brilho do modelo PAFOG com a temperatura de brilho do satélite, como meio de validar as propriedades microfísicas simuladas.



## Referências Bibliográficas

- Alberts I., Masbou M., Bott A., , 2009 in , Landform-Structure, Evolution, Process Control. Springer pp 87–99
- Almeida M. V., Aplicação de técnicas de redes neurais artificiais na previsão de curtíssimo prazo da visibilidade e teto para o Aeroporto de Guarulhos - SP, Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2009, Tese de Doutorado, 206 p.
- Anderson G. P., Clough S. A., Kneizys F., Chetwynd J. H., Shettle E. P., , 1986 Technical report AFGL atmospheric constituent profiles (0.120 km). AIR FORCE GEOPHYSICS LAB HANSCOM AFB MA
- Araujo M. A. A., Paula T. P., Silveira M. H. S., Swiderski S., Sa W. A., Oliveira H. M. A. B. D., Diagnóstico das Restrições de Visibilidade e Teto nos Aeroportos das Cidades Sede da Copa do Mundo 2014. In : XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Gramado: 23-28, set. 2012. Anais... , 2012
- Azevedo A. F., Análise climatológica-probabilística dos casos de fechamentos operacionais para pouso e decolagem no Aeroporto Zumbi dos Palmares (Maceió-AL)., Maceió: Universidade Federal de Alagoas, 2005, Dissertação de Mestrado, 117 p.
- Barreto E. C. A., Estudo sobre a Ocorrência de Nevoeiro no aeródromo de Eduardo Gomes Manaus/AM - Implicações no Tráfego aéreo.. In : XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Gramado: 23-28, set. 2012. Anais... , 2012
- Bendix J., Thies B., Cermak J., Naub T., Ground fog detection from space based on MODIS daytime data - A feasibility study, American Meteorological Society, 2005, vol. 20, p. 989

- Bott A., Sievers U., Zdunkowski W., A radiation fog model with a detailed treatment of the interaction between radiative transfer and fog microphysics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1990, vol. 47, p. 2
- Bott A., Trautmann T., PAFOG - A new efficient forecast model of radiation fog and low-level stratiform clouds, *Atmospheric Research*, 2002, vol. 64, p. 191
- BRASIL, 2011 Comando da Aeronáutica, Departamento de Controle do Espaço Aéreo. Manual de Estações Meteorológicas de Superfície - MCA 105-2. Rio de Janeiro.
- BRASIL, 2012 Comando da Aeronáutica, Departamento de Controle do Espaço Aéreo. Manual de Códigos Meteorológicos - MCA 105-10. Rio de Janeiro.
- Brown R., A numerical study of radiation fog with an explicit formulation of the microphysics, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, vol. 106, p. 781
- Byers H. R., *General Meteorology; Synoptic And Aeronautical Meteorology*. 2nd edition edn. McGraw Hill, 1944, 645
- Byers H. R., *General meteorology; Synoptic And Aeronautical Meteorology* 4th edition edn. McGraw-Hill New York, 1974, 461
- Cermak J., Bendix J., Dynamical nighttime fog/low stratus detection based on Meteosat SEVIRI data: A feasibility study, *Pure and Applied Geophysics*, 2007, vol. 169, p. 1179
- Cermak J., Bendix J., A novel approach to fog/low stratus detection using Meteosat 8 data, *Atmospheric Research*, 2008, vol. 87, p. 279
- Cermak J., Bendix J., Detecting ground fog from space - A microphysics-based approach, *International Journal of Remote Sensing*, 2011, vol. 32, p. 3345
- Chaumerliac N., Richard E., Pinty J.-P., Nickerson E., Sulfur scavenging in a mesoscale model with quasi-spectral microphysics: Two-dimensional results for continental and maritime clouds, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 1987, vol. 92, p. 3114
- Cossich W., Pinheiro F., Marton E., Pimentel L. C., Ocorrências de Nevoeiro na Cidade do Rio de Janeiro no Período de 2003-2007, *Ciência e Natura*, 2009, pp 177–180

- Costa S. B., Carvalho F. O., Amorim R. F. C., Campos A. M. V., Ribeiro J. C., Carvalho V. N., Santos D. M. B., Fog forecast for the International Airport of Maceio, Brazil using artificial neural network.. In : Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006, INPE, p. 1741-1750. , 2006
- Cotton W. R., Bryan G., van den Heever S. C., , 2011 in International Geophysics, Vol. 99, Storm and Cloud Dynamics. Academic Press pp 179 – 242
- Da Rocha R. P., Goncalves F. L. T., Segalin B., Fog events and local atmospheric features simulated by regional climate model for the metropolitan area of Sao Paulo, Brazil, Atmospheric Research, 2015, vol. 151, p. 176
- da Silva Junior I. W., Desenvolvimento de Aplicações Operacionais para o Monitoramento Meteorológico, Ambiental e Oceanográfico Utilizando Dados do Sistema EUMETCast, Maceió: Universidade Federal de Alagoas, 2010, Dissertação de Mestrado, 170 p.
- da Silva Junior I. W., Estudos dos Processos Microfísicos em Tempestades nos Ambientes Urbanos e Rurais a Partir de Sensoriamento Remoto de Alta Resolução Espaço-Temporal, São Paulo: Universidade de São Paulo, 2016, Tese de Doutorado, 156 p.
- Dupont J. C., Haeffelin M., Stolaki S., Elias T., Analysis of dynamical and thermal processes driving fog and quasi-fog life cycles using the 2010–2013 ParisFog dataset, Pure and Applied Geophysics, 2015, pp 1–22
- Egli S., Maier F., Bendix J., Thies B., Vertical distribution of microphysical properties in radiation fogs - A case study, Atmospheric Research, 2015, vol. 151, p. 130
- Ellrod G. P., Advances in the detection and analysis of fog at night using GOES multispectral infrared imagery, Weather and forecast, 1995, vol. 10, p. 606
- EUMETSAT/NWC-SAF, 2013 Technical report Algorithm Theoretical Basis Document for "Cloud Products" (CMA-PGE01 v3.2, CT-PGE02 v2.2 and CTTH-PGE03 v2.2). EUMETSAT CODE: SAF/NWC/CDOP2/MFL/SCI/ATBD/01, Issue 3, Rev. 2.1
- Eyre J. R., Brownscombe J. L., Allam R. J., Detection of fog at night using Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) imagery, Meteorological Magazine, 1984, vol. 113, p. 266

- Fedorova N., CARVALHO M. H., NUNES F. C., Primeiros resultados de um estudo sobre a formação de nuvens stratus no sul do Brasil.. In : XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Foz do Iguaçu. Anais... p. 3514-3519 , 2002
- Fedorova N., Levit V., Fedorov D., Fog and stratus formation on the coast of Brazil, *Atmospheric Research*, 2008, vol. 87, p. 268
- Ferreira N. J., Nunes A. M. B., Ferreira N. S., de Brito Bastos E., Determinação de nevoeiros sobre as regiões sul e sudeste do Brasil utilizando-se imagens multiespectrais do satélite GOES-8, In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia. Brasília, 1998, vol. 2, p. 1
- França V. D. J., Avaliação da metodologia de previsão de nevoeiro e visibilidade horizontal do modelo ETA, São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2008, Dissertação de Mestrado, 173 p.
- Gasteiger J., Emde C., Mayer B., Buras R., Buehler S., Lemke O., Representative wavelengths absorption parameterization applied to satellite channels and spectral bands, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 2014, vol. 148, p. 99
- Gultepe I., Isaac G. A., Liquid water content and temperature relationship from aircraft observations and its applicability to GCMs, *Journal of Climate*, 1997, vol. 10, p. 446
- Gultepe I., Müller M. D., Boybeyi Z., A new visibility parameterization for warm-fog applications in numerical weather prediction models, *Journal of applied meteorology and climatology*, 2006, vol. 45, p. 1469
- Gultepe I., Tardif R., Michaelides S., Cermak J., Bott A., Bendix J., Müller M. D., Pargowski M., Hansen B., Ellrod G., et al., 2007 in , *Fog and Boundary Layer Clouds: Fog Visibility and Forecasting*. Springer pp 1121–1159
- Guzzi R., Rizzi R., The effect of radiative exchange on the growth by condensation of a population of droplets, *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 1980, vol. 53, p. 351
- Haeffelin M., Bergot T., Elias T., Tardif R., Carrer D., Chazette P., Colomb M., Drobinski P., Dupont J. C., Gomes L., Musson-Genon L., Pietras C., Plana-Fattori A., PARISFOG:

- Shedding new light on fog physical processes, American Meteorological Society, 2010, vol. 0, p. 768
- Hall F. G., de Colstoun E. B., Collatz G. J., Landis D., Dirmeyer P., Betts A., Huffman G. J., Bounoua L., Meeson B., ISLSCP Initiative II global data sets: Surface boundary conditions and atmospheric forcings for land-atmosphere studies, *Journal of Geophysical Research*, 2006, vol. 111
- Hruschka E. R., Ebecken N. F. F., Extração de Regras de Redes Neurais por meio do Algoritmo RX Modificado: Um Exemplo de Aplicação em Modelagem de Dados Meteorológicos.. In : *Proceedings of the IV Brazilian Conference on Neural Networks - IV Congresso Brasileiro de Redes Neurais* pp. 047-051, July 20-22, 1999 - ITA, São José dos Campos. , 1999
- Jaenicke R., Tropospheric aerosols, *International Geophysics*, 1993, vol. 54, p. 1
- Korolev A. V., Isaac G. A., Strapp J. W., Cober S. G., Barker H. W., In situ measurements of liquid water content profiles in midlatitude stratiform clouds, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2007, vol. 133, p. 1693
- Liu D., Yang J., Niu S., Li Z., On the evolution and structure of a radiation fog event in Nanjing, *Advances in Atmospheric Sciences*, 2011, vol. 28, p. 223
- Mayer B., Kylling A., Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations-description and examples of use, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2005, vol. 5, p. 1855
- Mellor G. L., Yamada T., A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1974, vol. 31, p. 1791
- Mellor G. L., Yamada T., Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Reviews of Geophysics*, 1982, vol. 20, p. 851
- Merk C., Cermak J., Bendix J., Retrieval of optical and microphysical cloud properties from Meteosat SEVIRI data at night - A feasibility study based on radiative transfer calculations, *Remote Sensing Letters*, 2011, vol. 2

- Michaelides S., Activities on short-range forecasting methods of fog, visibility and low clouds in EU COST Action 722. In Proceedings of the International Workshop on Nowcasting and Short-Range Forecasting, (On CD-Rom, paper No. 4.32), Toulouse, France, September. , 2005
- Muller M. D., Masbou M., Bott A., Three-dimensional fog forecasting in complex terrain, Q. J. R. Meteorol. Soc., 2010, vol. 136, p. 2189
- Muller M. D., Schmutz C., Parlow E., A one-dimensional ensemble forecast and assimilation system for fog prediction, Pure and Applied Geophysics, 2007, vol. 164, p. 1241
- Nickerson E. C., Richard E., Rosset R., Smith D. R., The numerical simulation of clouds, rains and airflow over the Vosges and Black forest mountains: a meso- $\beta$  model with parameterized microphysics, Monthly Weather Review, 1986, vol. 114, p. 398
- Niu S., Lu C., Liu Y., Zhao L., Lü J., Yang J., Analysis of the microphysical structure of heavy fog using a droplet spectrometer: A case study, Advances in Atmospheric Sciences, 2010, vol. 27, p. 1259
- Oliveira G. A., Método Estatístico no Auxílio à Previsão de Nevoeiro para o Aeródromo de Guarulhos, Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, 2002, Dissertação de Mestrado, 122 p.
- Oliveira V. M., Condições para formação de nevoeiro em Pelotas, Pelotas: Universidade Federal de Pelotas, 1998, Dissertação de Mestrado, 125 p.
- Pagowski M., Gultepe I., King P., Analysis and Modeling of an Extremely Dense Fog Event in Southern Ontario, Journal of Applied Meteorology, 2004, vol. 43, p. 3
- Perrella A. C. F., Sakuragi J., Primeiros resultados de um estudo sobre a formação de nuvens stratus no sul do Brasil.. In : X Congresso Brasileiro de Meteorologia. Brasília. Anais... , 1998
- Perrella A. C. F., Sakuragi J., Estudo sobre ocorrências de nevoeiro no Aeroporto Internacional do Rio de Janeiro/Galeão - Antônio Carlos Jobim.. In : XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Belém: 13-17, set. 2010. Anais... , 2010

- Petterssen S., Some Aspects of Formation and Dissipation of Fog. vol. 12 of *Geofysiske publikasjoner*, I kommisjon hos Cammermeyers boghandel, 1939, 5
- Pielke R., *Mesoscale Meteorological Modeling*. International geophysics series, Academic Press, 2002
- Pielke R. A., *Mesoscale meteorological modeling*. International Geophysics Series, San Diego: Academic Press, —c1984, 1984, 612
- Pinheiro F. R., *Previsão de eventos de nevoeiro utilizando o modelo COBEL*, Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2006, Dissertação de Mestrado, 132 p.
- Piva E., Anabor V., *Avaliação do modelo BRAMS na formação de nevoeiro de radiação em ambiente com turbulência pouco desenvolvida*, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2008, vol. 23, p. 417
- Piva E., Fedorova N., *Um estudo sobre a formação de nevoeiro de radiação em Porto Alegre*, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 1999, vol. 14, p. 47
- Platnick S., *A superposition technique for deriving mean photon scattering statistics in plane-parallel cloudy atmospheres*, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 2001, vol. 68, p. 57
- Ratisbona L. R., *The climate of Brazil*, *Climates of Central and South America*, 1976, vol. 12, p. 219
- Reuter M., Thomas W., Albert P., Lockhoff M., Weber R., Karlsson K.-G., Fischer J., *The CM-SAF and FUB Cloud Detection Schemes for SEVIRI: Validation with Synoptic Data and Initial Comparison with MODIS and CALIPSO*, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2009, vol. 48, p. 301
- Reymann M., Piasecki J., Hosein F., Larabee S., Williams G., , 1998 Technical report Meteorological techniques. AFWA/TN-98/002. AIR WEATHER SERVICE SCOTT AFB IL
- Rizwan Ahmed S. D., Manju M., *A study to improve night time fog in the Indo-Gangetic Basin using satellite data and to investigate the connection to aerogols*, *Meteorological Applications*, 2014

- Roach W. T., On the effect of radiative exchange on the growth by condensation of a cloud or fog droplet, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1976, vol. 102, p. 361
- Sakakibara H., A Scheme for Stable Numerical Computation of the Condensation Process with a Large Time Step, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 1979, vol. 57, p. 349
- Schmetz J., Pili P., Tjemkes S., Just D., Kerkmann J., Rota S., Ratier A., An Introduction to METEOSAT SECOND GENERATION (MSG), *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2002, vol. 83, p. 977
- Schreiner A. J., Ackerman S. A., Baum B. A., Heidinger A. K., A multispectral technique for detecting low-level cloudiness near sunrise, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2007, vol. 24, p. 1800
- Shi C., Wang L., Zhang H., Deng X., Experiments on fog prediction based on multi-models. In 5th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, held 25-30 July, 2010 in Münster, Germany. id: FOGDEW2010-76 , 2010
- Shi C., Wang L., Zhang H., Zhang S., Deng X., Li Y., Qiu M., Fog simulations based on multi-model system: a feasibility study, *Pure and applied geophysics*, 2012, vol. 169, p. 941
- Siebert J., Bott A., Zdunkowski W., Influence of a vegetation-soil model on the simulation of radiation fog, *Contributions to atmospheric physics*, 1992a, vol. 65, p. 93
- Siebert J., Sievers U., Zdunkowski W., A one-dimensional simulation of the interaction between land surface processes and the atmosphere, *Boundary-Layer Meteorology*, 1992b, vol. 59, p. 1
- Silva A. O., Análise e previsão de visibilidade baixa no Aeroporto de Maceió, Maceió: Universidade Federal de Alagoas, 2012, Dissertação de Mestrado, 144 p.
- Silva A. O., Rosa M. B., Fedorova N., Levit V., Avaliação do modelo PAFOG para previsão de visibilidade horizontal no Brasil entre Junho e Julho de 2011. In : IV Simpósio Internacional de Climatologia. João Pessoa: 16-19, out. 2011. Anais... id: 204. , 2011



- Silva A. O. d., Filho A. J. P., Karam H. A., The effect of the atmospheric and cloud properties on the retrieval of fog microphysics at night for MSG/SEVIRI: a sensitivity test using LibRadtran, Submetido a revista Remote Sensing of Environment em 03 de Marco de 2018, 2018
- Souza M. P., Previsão de duração de nevoeiro no Aeródromo Internacional de São Paulo utilizando análise de sobrevivência, São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2008, Dissertação de Mestrado, 177 p.
- Stamnes K., Tsay S. C., Laszlo I., DISORT, a general-purpose fortran program for discrete-ordinate-method radiative transfer in scattering and emitting layered media: documentations of methodology., NASA Technical Report, 2000, vol. version 1.1
- Stamnes K., Tsay S. C., Wiscombe W., Jayaweera K., Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, Applied Optics, 1988, vol. 27, p. 2502
- Thoma C., Schneider W., Masbou M., Bott A., Integration of local observations into the one dimensional fog model PAFOG, Pure and applied geophysics, 2012, vol. 169, p. 881
- Twomey S., The nuclei of natural cloud formation part II: The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration, Pure and Applied Geophysics, 1959, vol. 43, p. 243
- Varejão-Silva M. A., Meteorologia e Climatologia; Versão Digital 1. In: Nuvens e Meteoros.. Recife, 2005, 403
- Willett H. C., Fog and haze, their causes, distribution and forecasting, Monthly Weather Review, 1928, vol. 56, p. 435
- WMO - World Meteorological Organization., Guide to meteorological instruments and methods of observation, Seventh Edition, WMO-No. 8, Geneva, 2008
- WMO - World Meteorological Organization., Manual on the Global Observing System, Volume I: Global Aspects. 2010 Edition, WMO-No. 544, Geneva, 2010
- Yitong L., Xuan C., Zhihong X., Monitoring fog using FY-1D meteorological satellite, Geo-spatial Information Science, 2008, vol. 11, p. 107

Zdunkowski W. G., Panhans W. G., Welch R. M., Korb G. J., A radiation scheme for circulation and climate models, *Beitr. Phys. Atmos*, 1982, vol. 55, p. 215

Zhou B., Ferrier B. S., Asymptotic Analysis of Equilibrium in Radiation Fog, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2008, vol. 47, p. 1704

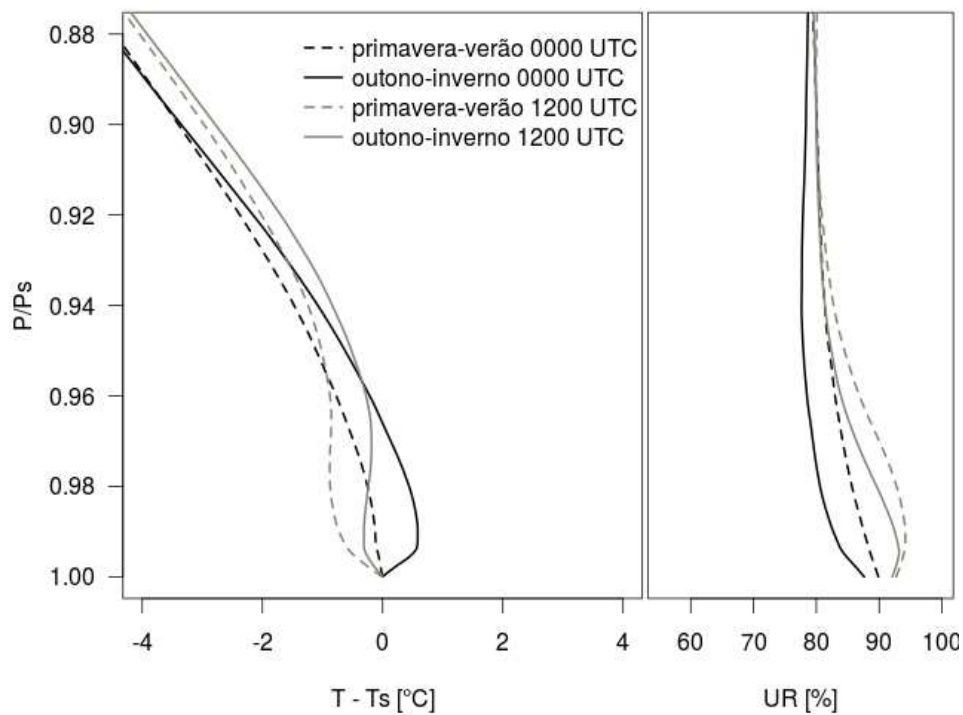
# Apêndice



## Apêndice A

---

### Perfis Verticais de Temperatura e Umidade do ar



*Figura A.1:* Perfil vertical médio de temperatura e umidade do ar para dias com nevoeiro na Região Norte, entre 2010 e 2014.

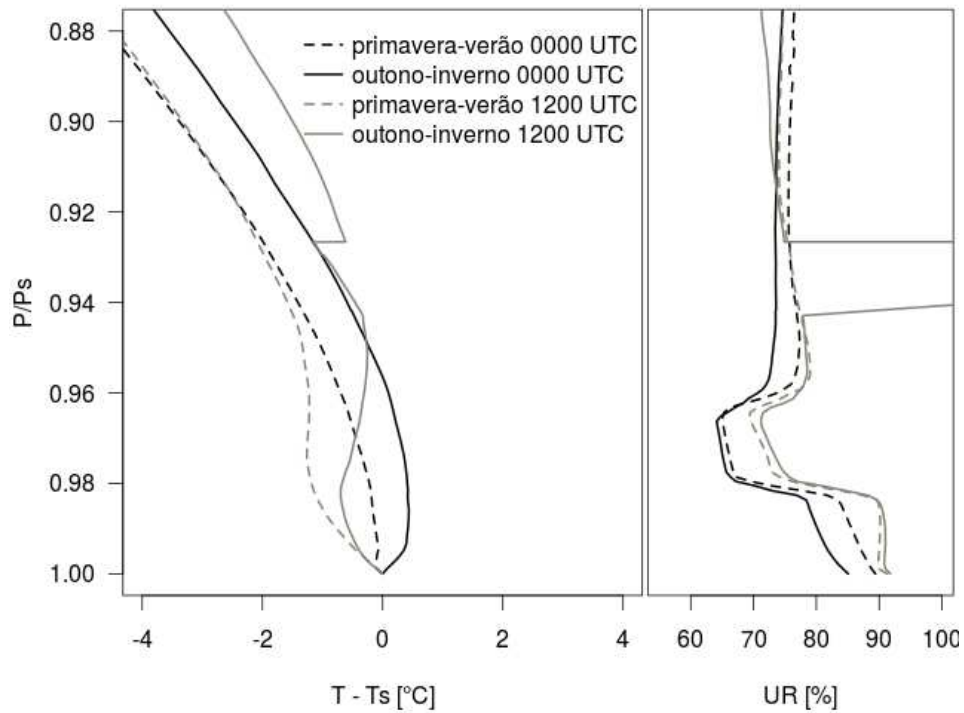


Figura A.2: Mesmo que Figura A.1, para a Região Centro-Oeste.

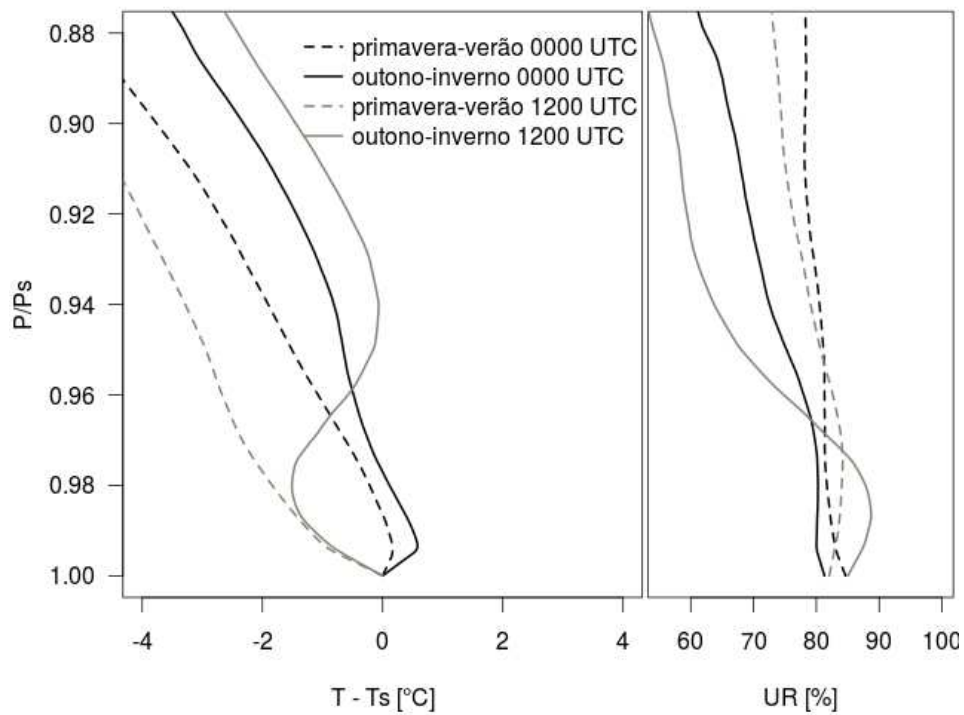


Figura A.3: Mesmo que Figura A.1, para a Região Sudeste.

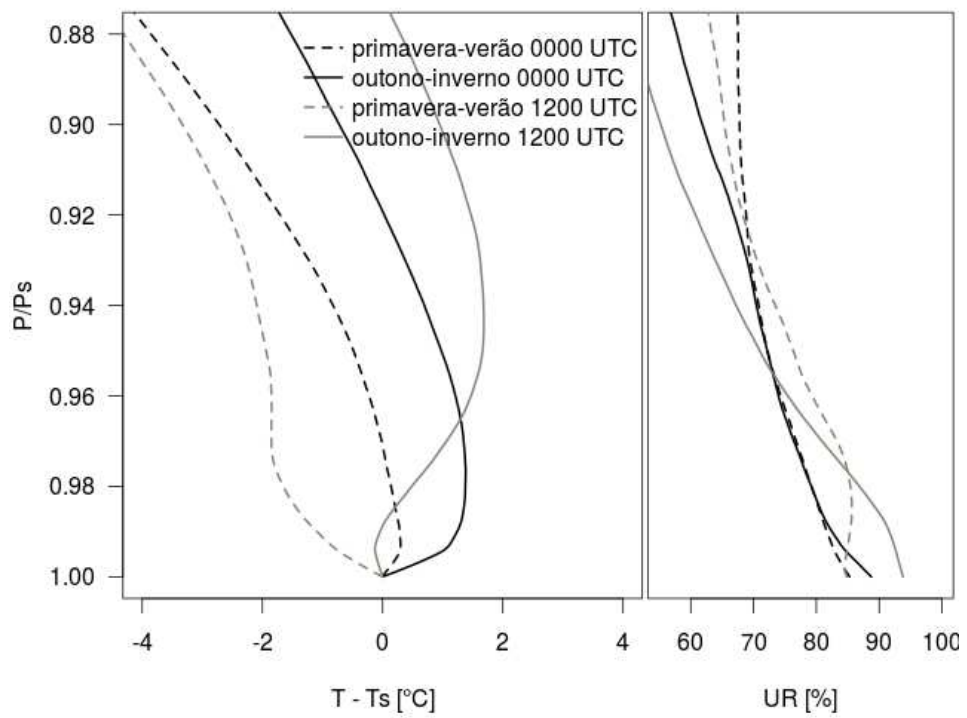


Figura A.4: Mesmo que Figura A.1, para a Região Sul.