

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

ANGÉLICA TAVARES FERREIRA

Análise dinâmica, termodinâmica e microfísica de uma linha de instabilidade com o radar meteorológico móvel MXPOL

São Paulo

2010

ANGÉLICA TAVARES FERREIRA

Análise dinâmica, termodinâmica e microfísica de uma linha de instabilidade com o radar meteorológico móvel MXPOL

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

Orientador: Augusto José Pereira Filho

São Paulo

2010

Dedico esse trabalho ao meu irmão Jairo (*in memoriam*) que não pode ver a conclusão deste, mas onde quer que esteja, sei que está feliz por mim.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelo dom da vida.

Aos meus pais, Paulo e Seny, por todo amor, carinho, apoio e por terem me ensinado o verdadeiro valor da família, amizade e da educação na vida do ser humano.

Ao meu orientador, Augusto José Pereira Filho, por ter acreditado e confiado em mim, e por todo o apoio nos momentos difíceis durante esse trabalho.

À minha irmã Islaine, meus cunhados Daniel e Gilda, sobrinhos (as) e sobrinhos-netos (as) pela amizade, carinho e por entenderem a minha falta em alguns momentos importantes de suas vidas.

Ao professor Paulo Foster e sua esposa Sônia por todo apoio, carinho e amizade dedicados a mim desde a graduação.

Aos muitos amigos que me acompanham de longe, em especial a Aline Falck-Jeske, Patrícia Cruz, Bruna Segalin, Felipe Silva, Jacqueline Basílio e família, Rogério e Elisa por todo o carinho e amizade.

Ao meu amigo Luiz Felipe Gozzo por ter sido como um irmão, estando ao meu lado em todos os momentos dessa jornada sendo sempre uma grande fonte de estímulo e apoio.

Aos colegas Fábio Leke, Ricardo Hallak e Márcio Oliveira, por toda a ajuda com a parte de programação sem a qual não teria conseguido realizar esse trabalho.

Aos professores e funcionários do IAG pela contribuição nesse trabalho.

A CAPES pelo apoio financeiro.

Aos amigos do IAG: Ana Carolina, Cinthia, Camila Ramos, Clara, Daniele, Felipe Vemado, João Rafael, João Ricardo, Luciana Eto, Luciana Prado, Marcelo Vieira, Marta, Roger, Simone e Silvia Manami, por todos os bons momentos que passamos juntos.

Obrigada a todas as pessoas que fazem parte ou passaram pela minha vida, porque de alguma forma contribuíram para que hoje eu seja como sou.

“A vida é uma peça de teatro que não permite ensaios... Por isso, cante, ria, dance, chore e viva intensamente cada momento da sua vida, antes que a cortina se feche e a peça termine sem aplausos...”.

Charles Chaplin

RESUMO

FERREIRA, A. **Análise dinâmica, termodinâmica e microfísica de uma linha de instabilidade com o radar meteorológico móvel MXPOL.** 2010. 118 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

A linha de instabilidade (LI) pré-frontal que atingiu a Região Metropolitana de São Paulo em 26 de abril de 2007 foi monitorada e analisada por meio de medições de superfície, altitude, radar e satélite. As análises indicam que havia ambiente sinótico favorável para a formação e manutenção da LI. Na região de formação da LI havia ar relativamente quente e úmido em baixos níveis e ar relativamente frio e seco em níveis médios com convergência de massa em baixos níveis e divergência em altos níveis, além de gradiente de temperatura produzido pela aproximação do sistema frontal. A LI foi monitorada pelo radar meteorológico MXPOL e permitiu a avaliação dinâmica e microfísica do sistema. Esta última realizada por meio da classificação de hidrometeoros com as variáveis polarimétricas medidas com o MXPOL. Preliminarmente, os dados de refletividade diferencial (Z_{DR}) e refletividade efetiva (Z) foram consistidos por meio do método da autoconsistência (Vivekanadan et al., 2003), entre essas duas variáveis e a fase diferencial específica (K_{DP}). Removido os vieses de Z_{DR} (-0,36 dB) e da refletividade efetiva (-0,46 dBZ), a classificação de hidrometeoros, em dezessete categorias (gotículas a granizo, insetos, ecos de terreno e de segunda viagem), foi realizada pelo método de lógica fuzzy (Vivekanadan et al., 2003). A classificação de hidrometeoros foi realizada em planos de elevação constante (PPI). Os tipos e estratificação de hidrometeoros são compatíveis com estudos anteriores. Por exemplo, a banda brilhante foi classificada com uma região de mistura de gelo e gotas líquidas com predominância de gotas abaixo e cristais de gelo acima desta. A dinâmica interna da LI foi avaliada por meio da velocidade radial e evidenciou um jato de baixos níveis, convergência ciclônica na dianteira do sistema, e divergência em altos níveis, entre outras características. O rápido deslocamento da LI resultou em precipitação de 7 mm e rajadas de vento de 18 m s^{-1} . Assim, o impacto mais significativo desse sistema na RMSP foi produzido pelo vento.

Palavras-chave: Radar, polarimetria, classificação de hidrometeoros.

ABSTRACT

FERREIRA, A. **Microphysical, dynamic and thermodynamic analysis of a squall line using the mobile meteorological radar MXPOL.** 2010. 118 f. Dissertação (Mestrado) Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

A prefrontal squall line (LI) that reached the metropolitan area of São Paulo on April 26 2007 was monitored and analyzed by means of surface and upper air measurements, weather radar and satellite data. Analyses indicate a favorable synoptic environment to form and sustain the LI. In its genesis region there was relatively warm and moist air near the surface and relatively cold and dry air aloft with mass convergence below and divergence aloft, as well as temperature gradient along its path induced by the associated cold front. This LI was measured with the MXPOL weather radar and allowed a mesoscale dynamic analysis as well as a microphysics of this weather system. The latter was performed by means of a hydrometeor classification with the polarimetric data sets of MXPOL. Initially, the differential reflectivity (Z_{DR}) and the effective reflectivity (Z) were corrected by the self-consistency method (Vivekanandan et al., 2003) together with the specific differential phase (K_{DP}). Once removed the Z_{DR} (-0,36 dB) and Z (-0,46 dBZ) biases, the hydrometeor classification (small drops to hail, insects, ground clutter and second trip echoes) was carried out by the fuzzy logic method (Vivekanandan et al., 2003). The hydrometeor classification was made at constant elevation angles (PPI) across the LI. The hydrometeor types are compatible to similar studies. For instance, the bright band was classified as a region mixed phase with drops below and ice crystals above it. The LI internal dynamics was analyzed with the help of the radial velocity and indicated a low level jet, cyclonic convergence at the leading edge and divergence aloft at the convective band, among other features. This fast moving LI produced 7 mm of rainfall and wind gust of 18 m s^{-1} . Its most significant impact over RMSP was caused by the wind intensity.

Keywords: Radar, polarimetry, hydrometeor classification

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 - Esquema de formação do ciclo de vida idealizado da região estratiforme por meio de dados de refletividade. a) TS; b) LS e c) PS. O intervalo de tempo entre as fases é: a) TS: 3 a 4 horas; b) LS: 2 a 3 horas e c) PS: 2 a 3 horas. O sombreado corresponde aproximadamente 20, 40 e 50 dBZ.....19
- Figura 1.2 - Representação esquemática do modelo conceitual de sistemas convectivos observados por eco de radar em latitudes médias. a) LI simétrica e b) LI assimétrica. Os vetores indicam a direção do movimento do sistema e os níveis de sombreado indicam a refletividade, onde o sombreado mais forte corresponde aos núcleos das células convectivas, onde o valor de refletividade é maior.....20
- Figura 1.3 - Os quatro estágios do ciclo de vida das LI conforme classificação de Fujita (1963), onde W designa o setor quente do sistema.....21
- Figura 1.4 - Sistema esquemático de LI simétrica e assimétrica (Houze, 1990) onde a região sombreada apresenta a refletividade que aumenta de intensidade conforme escurecem os tons de cinza. As linhas indicam as isóbaras com intervalo de intensidade de 1hPa e os vetores apresentam os ventos em superfície.....22
- Figura 1.5 - Modelo conceitual da trajetória bidimensional dos hidrometeoros através da região estratiforme da LI, onde se observa as regiões de mesoalta, mesobaixa, a zona de transição, banda brilhante e a região do segundo máximo de precipitação.....23
- Figura 1.6 - Modelo conceitual da estrutura cinemática, microfísica e refletividade de uma linha de instabilidade. Onde H significa áreas de alta pressão e L áreas de baixa pressão. A LI move-se no sentido B para A.....24
- Figura 1.7 - Resumo esquemático do funcionamento dos processos microfísicos envolvidos na formação da precipitação em nuvens convectivas.....26
- Figura 1.8 - Estrutura da molécula de água.....27
- Figura 1.9 - Curva de Köhler para uma partícula contendo 10^{-16} g de sulfato de amônia. Isopletas estão com seus valores diminuindo em direção a parte mais alta da figura. A linha tracejada representa os pontos de equilíbrio.....29

Figura 1.10 - Nucleação por deposição. O objeto quadrado representa um IN, e o objeto hexagonal representam o cristal de gelo formado.....	30
Figura 1.11 - Nucleação por condensação seguida por: a) congelamento, b) por contato e c) imersão. O objeto quadrado representa um IN, o circular uma gota de chuva, e o hexagonal representa o cristal de gelo formado.....	30
Figura 1.12 - Exemplo de cristais de gelo em a) placa e b) coluna.....	32
Figura 1.13 - Distribuição dos cristais de gelo em relação à temperatura e saturação no ambiente. A saturação no ambiente em relação a água líquida é mostrada na curva tracejada, enquanto as linhas tracejadas verticais indicam as temperaturas de transição entre os habitat dos cristais de gelo.....	33
Figura 1.14 - Forma do cristal de gelo “ <i>capped column</i> ”.....	33
Figura 1.15 - Cristais de gelo na forma de a) placa com extensão de dendritos e b) roseta de projéteis.....	34
Figura 1.16 - Trajetória de uma gota coletora em relação à gotícula a ser coletada. y representa a máxima distância possível entre o centro da gota coletora e o centro da gotícula, para que essa última seja coletada.....	35
Figura 2.1 - Foto do radar meteorológico móvel banda X Doppler de dupla polarização (MXPOL) do Laboratório de Hidrometeorologia (LabHidro) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP).....	40
Figura 2.2 - Diagrama de Bloco do Radar MXPOL.....	41
Figura 2.3 - Imagem do satélite ACQUA/ MODIS do leste do Estado de São Paulo em 20 de julho de 2003. A cruz indica a posição do radar meteorológico MXPOL (23o 32.2’S; 46o 52.8’W) em Barueri, São Paulo no dia 26 de abril de 2007. A área marrom a Leste do MXPOL é a RMSP. Circunferências concêntricas estão espaçadas a cada 20 km.....	43
Figura 2.4 - Fluxograma de processamento do sistema de lógica Fuzzy, onde as quatro etapas são apresentadas.....	58
Figura 3.1 - Imagens do satélite GOES 10 no canal infravermelho do dia 26 de abril de 2007.....	62

Figura 3.2 - Campo de pressão no nível médio do mar (hPa) e geopotencial (gpm) em 500 hPa para a) 1800 UTC do dia 26 e b) 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007. Linhas pretas indicam altura geopotencial e linhas coloridas às isóbaras.....	63
Figura 3.3 - Direção e magnitude do vento (ms^{-1}) em 850 hPa para a) 1200 UTC, b) 1800 UTC do dia 26 e, c) 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007. O sombreado indica a magnitude do vento acima de 12 ms^{-1}	64
Figura 3.4 - Similar a Fig. 3.3, para 500 hPa e magnitude do vento acima de 26 ms^{-1}	65
Figura 3.5 - Similar a Fig. 3.3, para 250 hPa e magnitude do vento acima de 45 ms^{-1}	66
Figura 3.6 - Similar a Fig. 3.3. Exceto para o campo de umidade específica do ar (g kg^{-1}) e temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em 850 hPa. Linhas brancas indicam isotermas e cores, a umidade específica.....	67
Figura 3.7 - Similar a Fig. 3.3, exceto para o campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em 500 hPa. As linhas pretas são as isotermas e o contorno geográfico da América do Sul é destacado em laranja.....	68
Figura 3.8 - Campo de divergência de umidade em 1000 hPa para: a) 1200 UTC, b) 1800 UTC do dia 26 e c) 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007 onde as cores indicam a intensidade.....	69
Figura 3.9 - Similar a Fig. 3.8, exceto para divergência de massa em 250 hPa.....	70
Figura 3.10 - Campo de Energia Potencial disponível para Convecção (JKg^{-1}). A escala de cores indica a intensidade. a) 1800 UTC do dia 26 e b) 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007.....	71
Figura 3.11 - Perfil vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$), velocidade (nós) e direção do vento ($^{\circ}$) no Aeroporto Campo de Marte ($-23^{\circ} 30' 31'' \text{ S}$, $-46^{\circ}38'15'' \text{ W}$), onde a) 1200 UTC do dia 26 e b) 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007.....	72
Figura 3.12 Dados registrada na estação meteorológica do IAG/USP no dia 26 de abril de 2007 para a) pressão atmosférica (hPa), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) velocidade do vento(km h^{-1}) e d) temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$). O traço indica o horário em que a LI atingiu a RMSP.....	75
Figura 3.13 - Gráfico de dispersão de dados de uma das varreduras feitas com a antena do radar em apontamento vertical, no dia 22 de maio de 2007 as 1416 UTC.	76

Figura 3.14 - PPI de ZDR de 3,0° das 1956 UTC do dia 26 de abril de 2007. a) sem a remoção do viés e b) com a remoção do viés de -0,36 dB. Escala de cores indica a intensidade.....	77
Figura 3.15 - Segmento de feixe das 1923 UTC com 2,0° de elevação que mostra o comportamento dos dados de refletividade (dBZ) e refletividade diferencial (dB).....	78
Figura 3.16 - Idem a Fig. 3.19, porém para a diferença de fase (graus).....	78
Figura 3.17 - Idem a Fig. 3.17, exceto para a refletividade (dBZ) com remoção do viés de -0,46 dB.....	79
Figura 3.18 - PPI de 3,0° de elevação da refletividade às a) 1945 UTC, b) 2001 UTC, c) 2018 UTC, d) 2034 UTC, e) 2050 UTC, f) 2106 UTC do dia 16 de abril de 2007. A escala de cores indica a intensidade em dBZ.....	81
Figura 3.19 - Similar a Fig.3.19, mas para a refletividade diferencial (dB).....	82
Figura 3.20 - PPI com 0,6° de elevação da velocidade radial às 1944 UTC do dia 26 de abril de 2007. A escala de cores indica a intensidade em ms ⁻¹	83
Figura 3.21 - Idem a Fig. 3.21, mas para elevação de 4,5° às 1945 UTC.....	83
Figura 3.22 - PPI com 20° de elevação de a) ZT, b) Z _{DR} , c) K _{DP} e c) ρ _{hv} . A seta indica a localização da banda brilhante (12 km de distância do radar e 4,2 km de altitude).....	84
Figura 3.23 - PPI com 3,0° de elevação das 1956 UTC do dia 26 de abril de 2007, apresentando a classificação dos hidrometeoros presentes na linha de instabilidade. A escala apresenta as 17 classificações dos hidrometeoros: Nuvem (cld), chuvisco (drz), chuva fraca (lrn), chuva moderada (mrn), chuva forte (hrn), granizo (hail), mistura de chuva e granizo (rhm), saraiva e granizo pequeno (gsh), mistura de saraiva e chuva (grn), neve seca (dsn), neve úmida (wsn), cristais de gelo (icr), cristais de gelo irregulares (iicr), gotas super-resfriadas (sld), insetos (bgs), eco de segunda viagem (2tr) e eco de terreno (gclt).....	86
Figura 3.24 - PPI da área convectiva da LI do dia 26 de abril de 2007 as 1956 UTC com 3° de elevação. a) Classificação dos hidrometeoros; b) ZT; c) Z _{DR} e d) K _{DP} . Legenda similar à Fig. 3.23.....	87
Figura 3.25 - PPI da área convectiva da LI do dia 26 de abril de 2007 as 1946 UTC com 9° de elevação. a) Classificação dos hidrometeoros; b) ZT; c) Z _{DR} e d) K _{DP} . Legenda similar à Fig. 3.23.....	88

Figura 3.26 - PPI da classificação dos hidrometeoros para as seguintes elevações: a) 16°, b) 20°, c) 25°, d) 35°, e) 45° e f) 60°. A legenda é igual a da Fig. 3.23.....89

Figura 3.27 - Classificação dos hidrometeoros utilizando somente um par de variáveis em cada campo. PPI com 3° de elevação das 1956 UTC do dia 26 de abril de 2007. Os pares são: ZT/Z_{DR} ; ZT/K_{DP} ; ZT/ρ_{hv} e $ZT/Temp$. Legenda idêntica à Fig. 3.23.90

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Principais parâmetros radar meteorológico MXPOL.....	42
Tabela 2.2 - Valores e significado do Índice Showalter.....	50
Tabela 2.3 - Valores e significado do Índice Lifted.....	51
Tabela 2.4 - Valor e significado do Índice SWEAT.....	52
Tabela 2.5 - Valor e significado do Índice K.....	52
Tabela 2.6 - Valor e significado do Índice Total Totals.....	53
Tabela 2.7 - Valor e significado de CAPE.....	54
Tabela 2.8 - Valores do Índice K para a região sudeste segundo Fogaccia (2001).....	54
Tabela 2.9 - Valores do Índice Showalter (IS) para a região sudeste segundo Fogaccia (2001)	55
Tabela 2.10 - Valores de CAPE para a região sudeste segundo Fogaccia (2001).....	55
Tabela 2.11 - Tabela de classificação pelo método da lógica Fuzzy para cada tipo de hidrometeoro.....	61
Tabela 3.1 – Valores dos índices de instabilidade referentes às sondagens das 1200 UTC do dia 26 e da 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007.....	73
Tabela 3.2 - Valores dos coeficientes obtidos pela regressão múltipla.....	78

TABELA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AEN	Adimensionalização e Normalização
ARPS	Advanced Regional Prediction System
BB	Banda brilhante
CAPE	Convective Available Potential Energy
CAPPI	Constant Altitude Plan Position Indicator
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CED	Conversão do espaço dimensional
DZ	Refletividade ajustada
H	Hidrogênio
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IN	Ice Nuclei
IS	Índice de Showalter
K _{DP}	Fase Diferencial Especifica
LabHidro	Laboratório de Hidrometeorologia
LI	Linha de instabilidade
LS	Leading Stratiform
MBFs	Funções membros
MM5	PSU/NCAR mesoscale model
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCC	Nível de condensação convectiva
NE	Nível de equilíbrio
O	Oxigênio
PDF	Função densidade de probabilidade
PPI	Plan Position Indicator
PRF	Pulse Repetition Frequency
PS	Parallel Stratiform
RHI	Range Height Indicator
RMSp	Região Metropolitana de São Paulo
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SW	Largura espectral
SWEAT	Severe Weather Threat Index
TS	Trailing Stratiform

TT	Total Totals
TVVT	Taxa Vertical de Variação de Temperatura
USP	Universidade de São Paulo
UTC	Tempo Universal Coordenado
VR	Velocidade Radial
Z _{DR}	Refletividade Diferencial
ZT	Refletividade bruta
Φ_{DP}	Propagação de Fase Diferencial
ρ_{hv}	Coefficiente de Correlação

SUMÁRIO

1- Introdução.....	17
1.1 – Linhas de Instabilidade.....	18
1.1.1 – Formação e características das Linhas de Instabilidades.....	19
1.1.2 – Características cinemáticas e termodinâmicas das Linhas de Instabilidade.....	23
1.2 – Microfísica das Nuvens.....	26
1.2.1 – A estrutura da molécula de água.....	27
1.2.2 – Formação das gotículas de nuvens.....	27
1.2.3 – Crescimento de gotas e cristais de gelo.....	31
1.2.3.1 – Crescimento por difusão.....	31
1.2.3.2 – Crescimento por coleção.....	34
1.2.4 – Formação da precipitação.....	36
1.2.4.1 – Fase quente.....	36
1.2.4.2 – Fase fria.....	37
1.3 – Objetivos.....	39
2 – Metodologia.....	40
2.1 – O Radar Meteorológico MXPOL.....	40
2.1.1 – Variáveis Polarimétricas.....	44
2.2 – Análise Sinótica.....	49
2.3 – Análise Termodinâmica.....	49
2.4 – Análise dos dados de superfície.....	55
2.5 – Autoconsistência dos dados polarimétricos.....	56
2.5.1 – Calibração da Refletividade Diferencial (Z_{DR}).....	56
2.5.2 – Calibração da Refletividade (ZT).....	56
2.6 – Análise espaço-temporal da Linha de Instabilidade e Análise Dinâmica.....	57
2.7 – Classificação de Hidrometeoros.....	58
3 - Resultados.....	62
3.1 – Análise Sinótica.....	62
3.2 – Análise Termodinâmica.....	72
3.3 – Análise dos dados em superfície.....	74
3.4 – Autoconsistência dos dados polarimétricos.....	76

3.4.1 – Calibração da Refletividade Diferencial.....	76
3.4.2 – Calibração da Refletividade.....	77
3.5 – Evolução espaço-temporal da Linha de Instabilidade.....	80
3.6 – Análise Dinâmica.....	83
3.7 – Classificação dos Hidrometeoros.....	85
4 - Conclusões.....	92
5 - Sugestões para trabalhos futuros.....	94
6 – Referências Bibliográficas.....	95
APÊNDICE A – Tabela utilizada na classificação de hidrometeoros.....	104

1- INTRODUÇÃO

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) está inserida na Bacia do Alto Tietê e é formada pela cidade de São Paulo e por mais 38 municípios que ocupam 8051 km² do território paulista. Em 2008, a população alcançou 19 milhões de habitantes, o que representa 47,9% do total estadual, segundo o perfil regional da RMSP desenvolvido pela Secretaria de Economia e Planejamento do Governo do Estado de São Paulo.

Diversos sistemas meteorológicos atingem frequentemente a RMSP, causando sérios prejuízos materiais e sócio-econômicos. Destes sistemas, os mais importantes são as frentes frias, circulações de brisa e sistemas convectivos de mesoescala (SCM). Linhas de instabilidade (LI), um tipo de SCM organizado linearmente, têm desenvolvimento e deslocamento muito rápidos que causam alagamentos, destelhamentos de casas e prédios e derrubando árvores, além de outros prejuízos.

Estudos observacionais por meio de imagens de satélite, dados de superfícies e altitude foram realizados para um melhor entendimento da estrutura das LI nas regiões sul e sudeste do Brasil (CAVALCANTI et al, 1980; SILVA DIAS et al, 1980 e 1982; ABDOULAEV et al, 1998; ABDOULAEV et al, 2000), porém a resolução espaço-temporal dos dados disponíveis não possibilita uma análise mais detalhada da estrutura interna do sistema. Por esse motivo, o radar meteorológico se tornou um instrumento de fundamental importância na previsão e análises desse tipo de sistema.

O radar meteorológico móvel banda X polarimétrico MXPOL é utilizado na previsão a curtíssimo prazo, pois detecta nuvens em seu estágio inicial de formação, além de uma melhor quantificação da previsão, pois apresenta a possibilidade de utilização de técnicas de classificação dos hidrometeoros presentes nos sistemas e seus movimentos dentro deles.

Esse trabalho foi motivado pela quantidade de ocorrências de LI na RMSP e a possibilidade de utilizar os dados disponíveis do radar para uma caracterização interna dessa linha em estudo e a identificação e localização do tipo de hidrometeoros presentes, para que no futuro esses procedimentos possam tornar-se operacionais e melhorar a previsão do tempo.

1.1 – Linha de Instabilidade

Linhas de instabilidade podem ser definidas como uma linha principal de tempestades convectiva com a presença ou não de precipitação estratiforme em sua retaguarda (SMULL e HOUZE, 1987; JOHNSON e HAMILTON, 1988; HOUZE et al., 1990; BRAUN e HOUZE, 1997; HILGENDORF e JOHNSON, 1998; ABDOULAEV e LENSKAIA, 1998, ABDOULAEV et al., 2000; SALES, 2000) que se desenvolve associada à circulação de mesoescala como: circulação vale-montanha, circulação pré-frontal (ao longo de uma frente fria devido ao intenso contraste térmico que ocorre nesta região) e circulação de brisa. De acordo com a classificação de Orlanski (1975), as LI pertencem à escala meso-beta e possuem em média comprimento horizontal da ordem de 20 km a 200 km e tempo de duração de 6 h a um dia, que ocorrem tanto no continente quanto no oceano.

Os eventos de precipitação mais significativos que ocorrem na Região Metropolitana de São Paulo durante a primavera estão associados a linhas de instabilidade e durante os meses mais quentes a uma combinação de LI, frentes e convecção térmica (PEREIRA FILHO et al, 1991). Um estudo feito por Santos da Silva (2006) para a RMSP mostra as características gerais das LI nessa região: Apresentam em sua dianteira células convectivas intensas com área de precipitação estratiforme na sua retaguarda, deslocando-se rapidamente em torno de 10 a 12 m s⁻¹; surgem geralmente da fusão de convecção isolada ou podem estar associados a outros sistemas, em geral frentes frias podendo estar na dianteira ou retaguarda desses sistemas; observado em todos os horários, com predominância entre 1800 e 2000 UTC, com ciclo de vida de 4 a 12 horas; deslocamento em todas as direções, mas predominante de nordeste para sudeste, perpendicular ou paralela ao movimento de sistemas frontais.

1.1.1 - Formação e características gerais da Linha de Instabilidade:

Segundo Newton (1950), é necessário um ambiente convectivamente instável e caracterizado por forte cisalhamento vertical do vento horizontal para que uma LI se forme. Dependendo do cisalhamento do vento, a área de precipitação estratiforme pode ser encontrada tanto à frente ou envolvendo a linha convectiva (NEWTON et al, 1964 e NEWTON, 1966) com na retaguarda ou à direita dessa (NEWTON, 1950; SMULL et al, 1985 e LEARY et al, 1987). Parker et al (2000) identificaram 88 sistemas convectivos linear de mesoescala entre maio de 1996 e maio de 1997 por meio de dados de radar, que mostraram a existência de três modos de distribuição de precipitação desses sistemas (Fig. 1.1): a) aqueles com precipitação estratiforme na retaguarda (*trailing stratiform, TS*), b) com precipitação estratiforme antes da linha de convecção (*leading stratiform, LS*) e c) com precipitação paralela (*parallel stratiform, PS*).

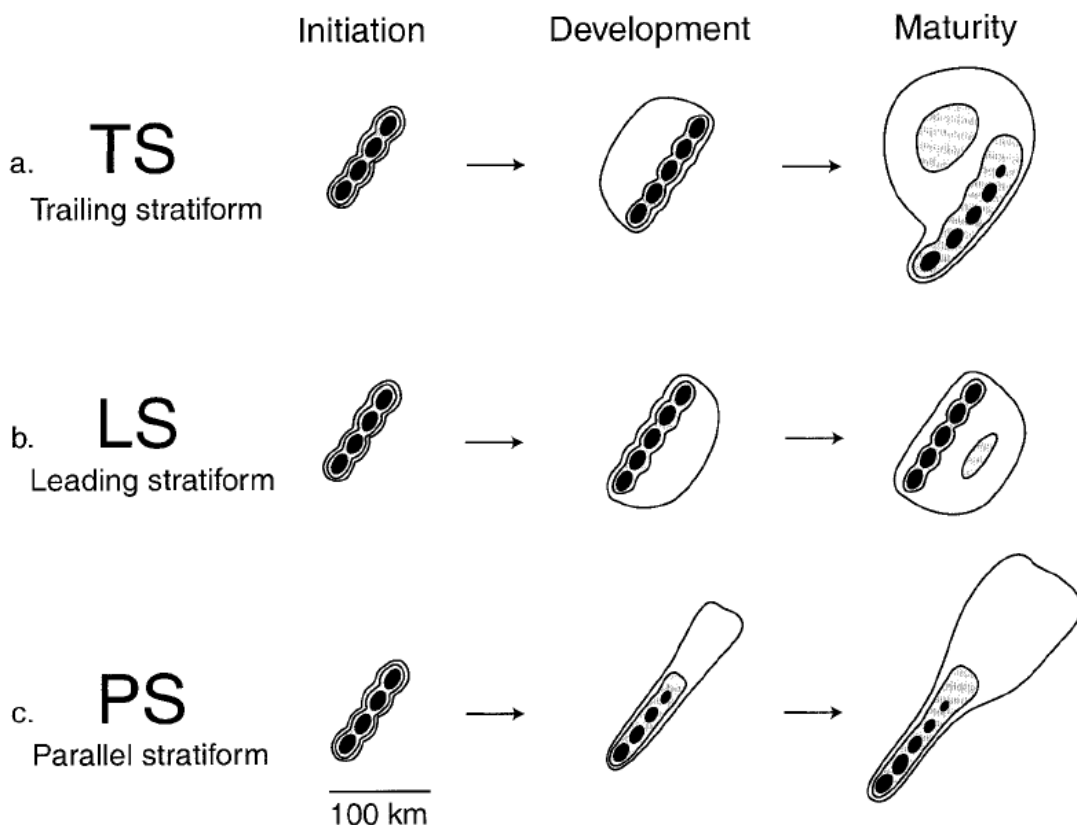


Figura 1.1: Esquema de formação do ciclo de vida idealizado da região estratiforme por meio de dados de refletividade. a) TS; b) LS e c) PS. O intervalo de tempo entre as fases é: a) TS: 3 a 4 horas; b) LS: 2 a 3 horas e c) PS: 2 a 3 horas. O sombreamento corresponde aproximadamente 20, 40 e 50 dBZ. Fonte: Parker et al. (2000)

Houze (1990) estudou as LI com sistemas de precipitação TS e LS e identificou que podem ser encontradas com dois tipos de estrutura (Fig. 1.2): a) simétrica e b) assimétrica. Em ambos os casos podem ser observados uma linha principal de convecção seguida por uma região de precipitação estratiforme, mas no caso assimétrico a região estratiforme está localizada em direção ao norte da linha principal, enquanto as células convectivas mais fortes estão localizadas ao sul.

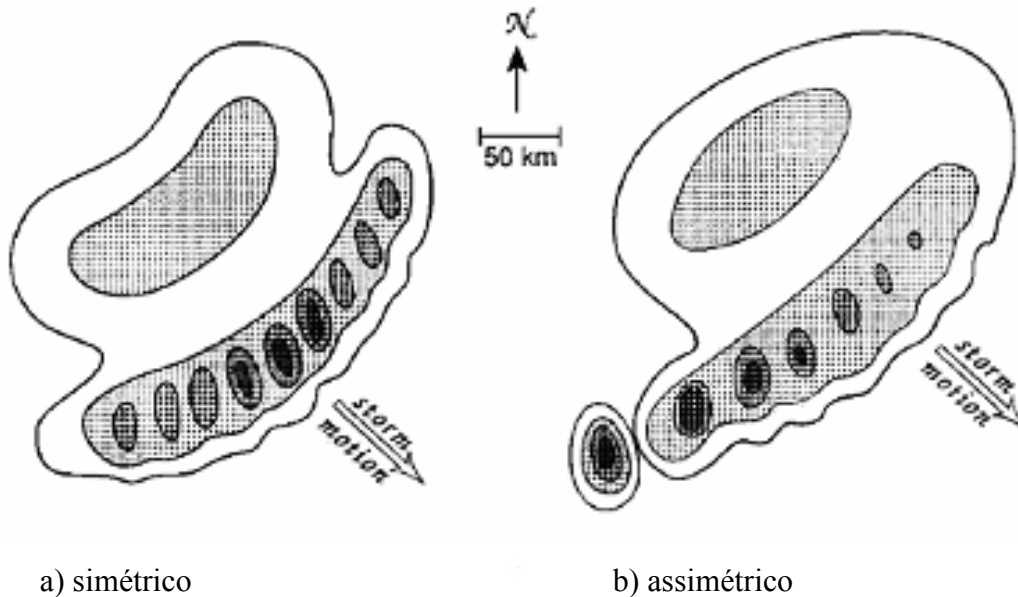


Figura 1.2: Representação esquemática do modelo conceitual de sistemas convectivos observados por eco de radar em latitudes médias. a) LI simétrica e b) LI assimétrica. Os vetores indicam a direção do movimento do sistema e os níveis de sombreado indicam a refletividade, onde o sombreado mais forte corresponde aos núcleos das células convectivas, onde o valor de refletividade é maior. Fonte: Houze. (1990)

As LI possuem um ciclo de vida característico que foi dividido em quatro estágios (FUJITA, 1963 e LEARY et al, 1979) baseado em dados de radares convencionais e o padrão de pressão em superfície (Fig. 1.3). **a)** estágio de formação: células isoladas se organizam em linhas e observa-se o surgimento de uma pequena mesoalta; **b)** estágio de intensificação: a convecção intensifica e forma uma linha quase sólida, intensificando também a mesoalta; **c)** estágio de maturação - a região convectiva e estratiforme coexistem, a precipitação alcança seu máximo e a mesobaixa se desenvolve na retaguarda da linha de convecção; **d)** estágio de dissipação: a região convectiva desaparece, a pressão na mesobaixa atinge seu valor mínimo e a precipitação acaba.

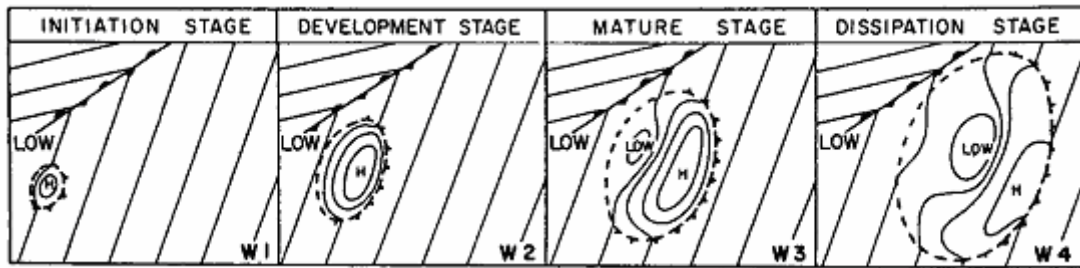


Figura 1.3: Os quatro estágios do ciclo de vida das LI conforme classificação de Fujita (1963), onde W designa o setor quente do sistema. Fonte: Johnson et al. (1988)

Por meio do estudo dos campos de pressão em superfície, Fujita (1955) identificou três sistemas característicos na LI: Uma mesobaixa pré-instabilidade, uma mesoalta e uma mesobaixa. A mesobaixa pré-instabilidade é um local de baixa pressão antes da passagem da LI induzida por um aquecimento na média e alta troposfera (GALLUS, 1991). A mesoalta, por sua vez, encontra-se localizada atrás da linha convectiva e é produzida hidrostáticamente devido ao ar resfriado por evaporação. A mesobaixa é encontrada no ar seco em superfície na retaguarda da LI e é causada pelo aquecimento associado com a subsidência forçada (BLUESTEIN, 1993).

A Fig. 1.4 apresenta um esquema para os dois padrões de refletividade identificados por Houze (1990) onde Loehrer et al (1995) acoplou os sistemas de pressão mostrando que os dois são aproximadamente centrados na região estratiforme da LI.

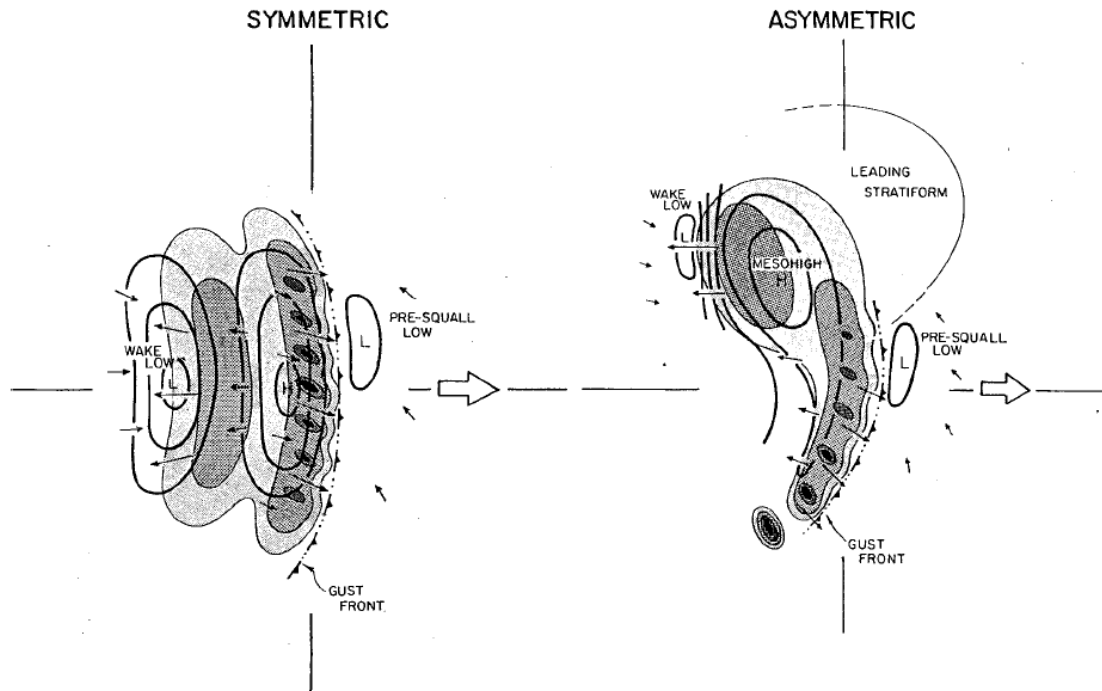


Figura 1.4: Sistema esquemático de LI simétrica e assimétrica (Houze, 1990) onde a região sombreada apresenta a refletividade que aumenta de intensidade conforme escurecem os tons de cinza. As linhas indicam as isóbaras com intervalo de intensidade de 1 hPa e os vetores apresentam os ventos em superfície. Fonte: Haertel et al. (2000)

Outra característica típica desse sistema é a presença de um máximo secundário de precipitação (Fig. 1.5) dentro da região estratiforme e um mínimo localizado entre ele e a linha convectiva (LIDGA, 1956), sendo essa região chamada de zona de transição. Uma região de máxima refletividade está localizada dentro do máximo secundário de precipitação, apresentando pequena extensão vertical (aproximadamente 1 km) e é denominada Banda Brilhante (BB) que se localiza numa altura pouco abaixo da isoterma de 0°C e encontra-se aproximadamente entre 10 a 20 km da parte convectiva da LI, tendo uma extensão horizontal de dezena a centena de quilômetros. (ABDOULAEV et al, 2000).

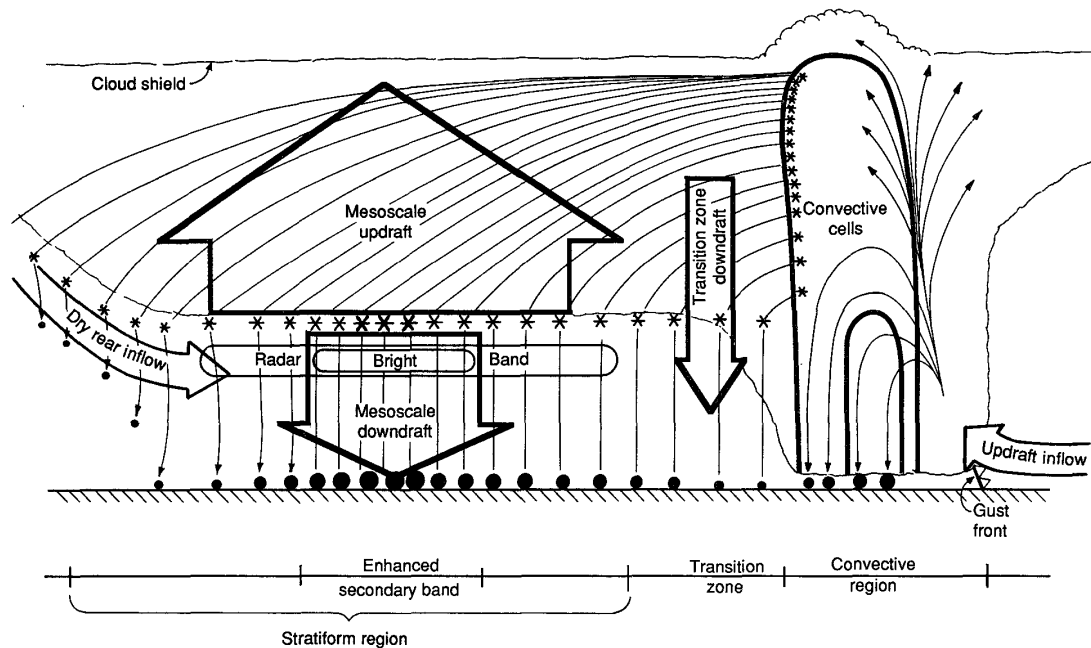


Figura 1.5: Modelo conceitual da trajetória bidimensional dos hidrometeoros através da região estratiforme da LI, onde se observa as regiões de mesoalta, mesobaixa, a zona de transição, banda brilhante e a região do segundo máximo de precipitação. Fonte: Biggerstaf et al. (1991)

1.1.2 - Características cinemáticas e termodinâmicas das Linhas de Instabilidade:

A Fig. 1.6 apresenta uma sessão transversal vertical orientada perpendicular à linha de instabilidade e paralela ao movimento que representa o modelo conceitual baseado em modelos anteriores estudados por Newton (1950), Fujita (1955) e Houze (1977) entre outros. A linha preta forte na figura indica o limite da nuvem como visto pelo radar meteorológico, a linha com recorte ondulado indica a extensão horizontal e vertical das nuvens como determinadas por aeronaves e observações de satélites e a região sombreada indica regiões convectivas, onde a refletividade é maior.

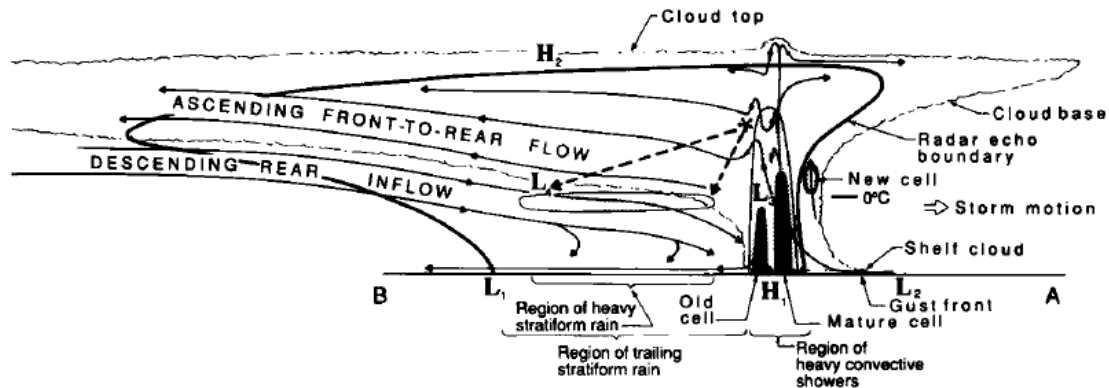


Figura 1.6: Modelo conceitual da estrutura cinemática, microfísica e refletividade de uma linha de instabilidade. Onde H significa áreas de alta pressão e L áreas de baixa pressão. A LI move-se no sentido B para A. Fonte: Houze. (1993)

O estudo das características do campo de vento dentro da LI feitos por Ogura et al (1980) e Smull et al (1985 e 1987 a e b) destacam dois fluxos de sentidos opostos: o fluxo ascendente da frente para a retaguarda do sistema e o fluxo descendente da retaguarda para frente, também chamado de jato de entrada traseira por Smull et al (1987b). O fluxo da frente para a retaguarda do sistema é uma corrente ascendente que inicia em baixos níveis à frente da frente de rajada e inclina-se para os altos níveis na retaguarda do sistema dentro da região estratiforme, que serve de transporte para os hidrometeoros que contribuíram para o aumento da precipitação na região (RUTLEDGE et al, 1987). O ar mais frio penetra na região estratiforme por meio do jato de entrada traseira, passa pela banda brilhante e atinge a parte de trás da região convectiva em baixos níveis.

Na borda principal da região convectiva observa-se a tendência à formação de novas células, associada a uma forte corrente ascendente. No interior da região convectiva existem as células maduras com altos valores de refletividade associado as grandes taxas de precipitação em superfície e uma intensa corrente ascendente que penetra acima do topo do escudo de nuvens Cirrus. Essa corrente é seguida por uma corrente descendente em níveis médios e altos. Na seqüência do desenvolvimento das células, a célula madura é seguida por outra mais antiga e sucessivamente, que também apresentam uma corrente ascendente seguida por uma corrente descendente, sendo essas carregadas cada vez mais para altos níveis conforme se deslocam para a região estratiforme da LI (BYERS et al, 1949).

Rotunno et al (1988) e outros autores estudaram o desenvolvimento da região estratiforme por meio de simulações bi e tridimensionais, que indicou a evolução da estrutura da linha por meio das células mais antigas que são advectadas para esta região pelo fluxo ascendente da frente para a retaguarda, que pode persistir de 5 a 10 horas e é acompanhada

por grande quantidade de precipitação estratiforme. A presença da piscina de ar frio em baixos níveis associada com a queda de precipitação fortalece a vorticidade horizontal que é gerada baroclinicamente ao longo de sua borda principal, inclina a circulação dentro da LI e fortalece o fluxo da frente para a retaguarda que aumenta o tempo de vida do sistema (BLUESTEIN, 1993).

Stoelinga et al (2003) simularam com o MM5 uma LI associada a uma frente para identificar o papel da piscina de ar frio na manutenção desse sistema e observaram que não tem um papel crítico, mas retarda a progressão do cavado em escala sinótica que arrasta a LI simulada, aumentando assim a inclinação na dianteira da frente fria do Pacífico.

Parker et al (2004a) usaram simulações numéricas com o ARPS para investigar LI e explicar a dinâmica que governa as correntes ascendentes e descendentes transitórias dentro do sistema, incluindo os mecanismos de precipitação. Na parte b, testes de sensibilidade mostraram que o cisalhamento do vento na média e alta troposfera é importante para a inclinação da corrente ascendente e a estrutura dos sistemas simulados.

Takemi (2007) estudou o ambiente para desenvolvimento e evolução das LI e observou que um ambiente com menos estabilidade estática leva ao desenvolvimento de uma maior piscina de ar frio, que controla fortemente a escala e a força das correntes ascendentes convectivas e assim a organização e intensidade de linhas de instabilidade.

1.2 - Microfísica das Nuvens

As nuvens estão presentes na atmosfera como o resultado de processos dinâmicos e termodinâmicos entre moléculas de água, aerossóis e as mudanças de fase do vapor d'água, onde sua variabilidade espaço-temporal na troposfera apresenta um papel muito importante no balanço hidrológico de todo o planeta.

A Fig. 1.7 apresenta um resumo esquemático do funcionamento dos processos microfísicos dentro de uma nuvem. O processo inicia com o vapor d'água e os núcleos de condensação de nuvem, que são ativados e crescem por condensação. O processo de colisão e coalescência aumenta o tamanho das gotículas, que com a corrente ascendente vão sendo levadas para o topo da nuvem. Quando ultrapassam a isoterma de zero graus, começam a se formar os primeiros cristais de gelo, que continuam a crescer por meio de deposição de vapor e do processo de Bergeron. Quando alcançam um determinado tamanho, a corrente ascendente não consegue mais carregá-los e eles passam a cair e coletar mais cristais de gelo ou gotas de água super-resfriadas pelo caminho e com isso crescer. Se durante esse trajeto os cristais de gelo encontrarem outra corrente ascendente que consiga levá-los para o alto, o processo continua como um ciclo até que ele fique tão pesado que caia, atravesse a isoterma de zero graus e comece a derreter. Os cristais então continuam a cair e coletar gotas d'água pelo caminho, e se não voltarem ao começo do processo, caem até o solo como forma de precipitação.

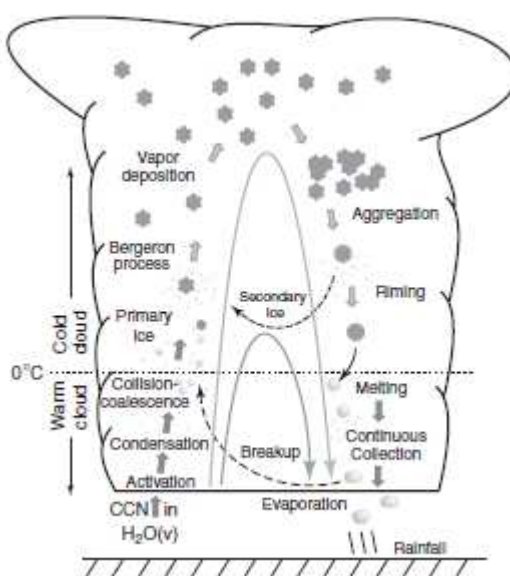


Figura 1.7: Resumo esquemático do funcionamento dos processos microfísicos envolvidos na formação da precipitação em nuvens convectivas. Fonte: Holton et al. (2002)

1.2.1 - A estrutura da molécula de água

A molécula de água consiste de três átomos arranjados de forma não linear, sendo dois átomos de hidrogênio (H) e um átomo de oxigênio (O), que estão situados no vértice de um triângulo, como mostrado na Fig. 1.8. A geometria da molécula de água pode ser deduzida pelo estudo do vapor d'água no espectro infravermelho (PRUPPACHER et al, 1997).

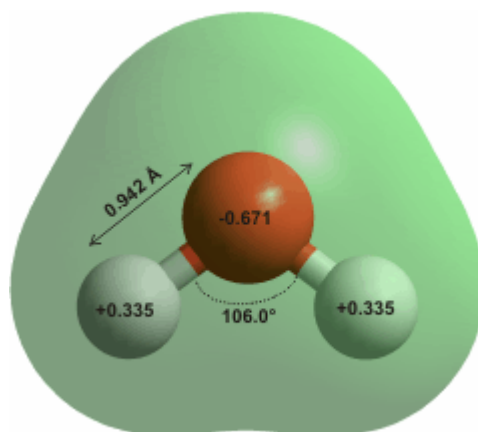


Figura 1.8: Estrutura da molécula de água. Fonte: Ichikawa et al. (1991)

A água pode ser encontrada em três estados na natureza: sólido, líquido e gasoso. As mudanças de fase que ocorrem entre esses três estados são a base para a formação das nuvens: condensação (gasoso para líquido), vaporização (líquido para gasoso), solidificação (líquido para sólido), fusão (sólido para líquido), deposição (gasoso para sólido) e sublimação (sólido para gasoso).

1.2.2 - Formação de gotículas de nuvens:

Para que uma gotícula possa formar-se pela condensação do vapor d'água é necessário que o ar esteja saturado, o que pode ocorrer pela diminuição da temperatura abaixo do ponto de orvalho ou pela adição de vapor d'água, e que haja uma superfície sobre a qual o vapor possa condensar. As gotículas de água podem formar-se mediante processos de condensação homogênea ou condensação em Núcleos de Condensação de Nuvens (Cloud Condensation Nuclei, CCN).

A condensação homogênea refere-se à condensação direta do vapor para água líquida em um sistema constituído unicamente de vapor. Quando a pressão de vapor alcança o ponto em que a taxa de condensação é igual à taxa de evaporação, o ar é dito como sendo saturado com respeito há uma superfície plana de água pura a uma temperatura T , e a pressão que é exercida pelo vapor d'água é chamada de pressão de vapor de saturação sobre uma superfície plana de água pura em uma temperatura T (WALLACE e HOBBS, 2006).

Estudos mostram que a condensação homogênea do vapor d'água é extremamente improvável de ocorrer em condições de ar puro, devido ao fato do ar que está saturado em relação a uma gota não está saturado em relação a uma gotícula e, portanto para que essa não evapore é necessário que a umidade do ar esteja maior do que 100%, o que é chamado de ar supersaturado. Quanto menor for a gotícula, maior deverá ser a umidade relativa do ar para mantê-la em equilíbrio (PRUPPACHER et al, 1997). Como a umidade relativa mesmo dentro de nuvens raramente atinge valores acima de 101%, dificilmente haverá crescimento de gotas a partir da nucleação homogênea.

Para que haja o crescimento das gotículas em ambientes com umidade relativa abaixo de 100% é necessária a presença dos CCN, que podem ser constituídos de um único elemento químico ou ter composição mista como: produtos de reações químicas entre os gases atmosféricos, aerossóis, sais marinhos, etc... O sulfato de amônia e o cloreto de sódio são os CCN mais comuns. Köhler determinou uma curva (Fig. 1.9) para representar as condições de equilíbrio de um núcleo de sulfato de amônia de 10^{-16} g. Pode-se observar que o potencial termodinâmico desse núcleo, representado pelas isopletras, diminui com a altura. A linha tracejada mostra um equilíbrio estável para tamanhos menores que o raio crítico de $0,15 \mu\text{m}$ e instável para valores maiores.

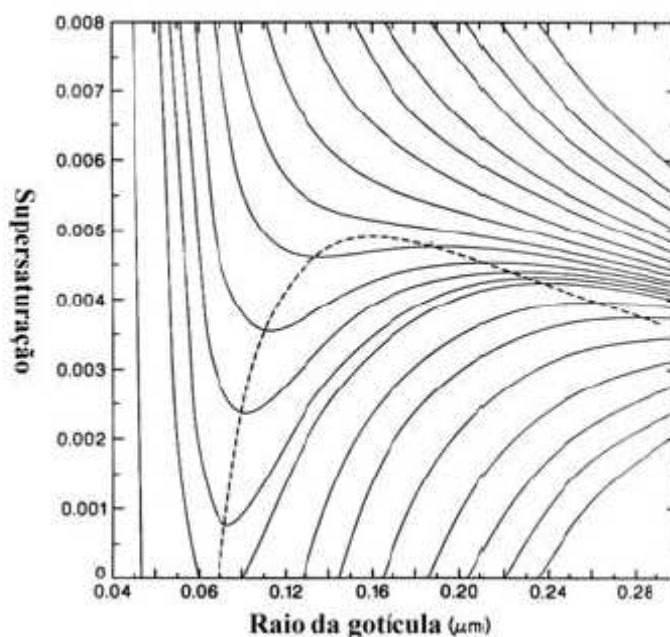


Figura 1.9: Curva de Köhler para uma partícula contendo 10^{-16} g de sulfato de amônia. Isopletas estão com seus valores diminuindo em direção a parte mais alta da figura. A linha tracejada representa os pontos de equilíbrio. Fonte: Pruppacher et al. (1997)

A condensação pode se dar sobre CCN solúveis e insolúveis, sendo que os últimos são muito raros na natureza, porque a maioria dos CCN apresenta uma considerável fração de matérias solúveis. A natureza higroscópica desses núcleos permite que a água condense mesmo quando está abaixo da saturação, por ser esse um efeito da menor pressão de vapor da solução quando comparado à água pura, que contrabalança o efeito da curvatura na inibição da nucleação (ROGERS et al, 1989).

Dois processos de nucleação dão origem às partículas de gelo: A nucleação por deposição do vapor supersaturado e a nucleação por solidificação da água super-resfriada. A distinção, porém, entre esses dois processos é difícil quando examinadas mais de perto, porque o vapor d'água ou a água na fase líquida podem incorporar embriões de gelo. O processo de nucleação em que a gota é resfriada até que se forme um embrião de gelo é chamado de solidificação por imersão e quando é induzido pelo contato da gota com outra gota super-resfriada é chamado de congelamento por contato.

A nucleação por deposição pode ser homogênea ou heterogênea, sendo que a homogênea é improvável de acontecer sob condições normais da atmosfera, porque o valor de supersaturação necessário seria muito alto e as gotículas de água seriam formadas antes. Na nucleação heterogênea somente os casos análogos aos de condensação de partículas insolúveis precisam ser considerados, já que se espera que sais não reforcem a nucleação na fase de gelo.

Os cristais de gelo também podem se formar a temperaturas em torno de 0°C , se existirem núcleos de formação de gelo (Ice Nuclei, IN). Numa nuvem, há vários tipos de IN. Por exemplo, alguns tipos de IN permitem que o vapor de água se deposite diretamente sobre o ele, formando o cristal de gelo (Fig. 1.10).

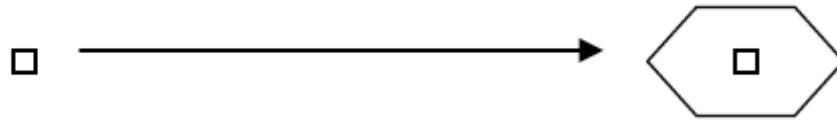


Figura 1.10: Nucleação por deposição. O objeto quadrado representa um IN, e o objeto hexagonal representam o cristal de gelo formado. Fonte: Rogers et al. (1989)

Alguns IN permitem a formação do cristal de gelo após estarem imersos numa gota de água (Fig. 1.11a), ocorrendo a condensação seguida de congelamento, onde primeiro há a formação da gota e o IN atua como um CCN, e logo depois como núcleo de congelamento. Outro processo ocorre com o contato do IN em uma gota super-resfriada (Fig. 1.11b). O processo de imersão ocorre quando há o congelamento após o IN ser embebido pela gota super-resfriada. (Fig. 1.11c).

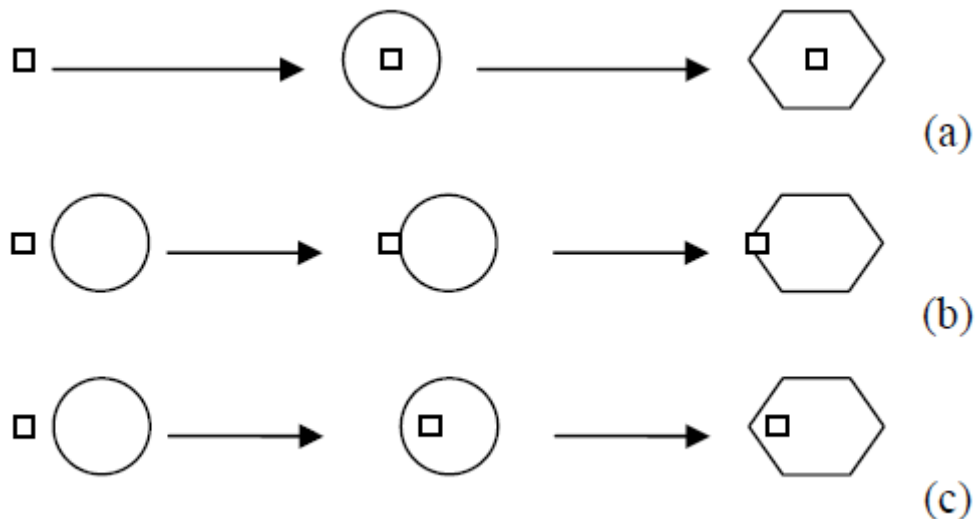


Figura 1.11: Nucleação por condensação seguida por: a) congelamento, b) por contato e c) imersão. O objeto quadrado representa um IN, o circular uma gota de chuva, e o hexagonal representa o cristal de gelo formado. Fonte: Rogers et al. (1989)

1.2.3 - Crescimento das gotas e cristais de gelo

1.2.3.1 - Crescimento por difusão

A transferência de vapor d'água para a superfície da gota acontece por difusão molecular quando existe um gradiente de densidade de vapor ao redor da gota. Como a condensação do vapor d'água sobre a gota libera calor latente proporcional à massa transferida, o aquecimento da gota reduz sua taxa de crescimento. Para que a gota continue a crescer é necessário remover o calor dela. Isso pode acontecer por condução, quando a gota torna-se mais quente que o ambiente.

Como existe uma população de gotas dentro de uma nuvem, observa-se que durante o crescimento das gotas existe uma competição pelo vapor d'água disponível, sendo elas de mesmo ou diferentes tamanhos. No entanto, o efeito de pequenas gotas na taxa de crescimento de gotas muito grandes pode ser desprezado visto que a taxa de crescimento por coalescência deve ser muito maior que a taxa de crescimento por difusão (YOUNG, 1993).

O crescimento de gotículas de nuvem geralmente ocorre em correntes ascendentes (YOUNG, 1993). Supondo que a corrente de ar é constante, o vapor de água é disponibilizado uniformemente para a condensação nas gotas em todo o volume. Se a supersaturação média continua constante e não existe transferência de vapor d'água de um volume para outro, então a taxa de crescimento de cada gotícula é proporcional a seu volume de controle. Essas suposições de espectro de tamanho de gotículas foram definidas por Srivastava (1969) como sendo a função densidade de probabilidade (PDF).

Em ambientes com fortes correntes ascendentes existe um incremento na supersaturação e com isso também um aumento na taxa de crescimento das gotas nesse volume. Um modelo de crescimento de gota com distinção entre supersaturação microscópica e macroscópica foi desenvolvido por Srivastava (1989) por meio do cálculo do balanço global de massa de água, que considera as flutuações na corrente ascendente e a transferência de vapor d'água entre diferentes volumes de gotas. Ele concluiu que gotículas com maior volume crescem mais.

Diversos fatores podem afetar o crescimento das gotas por difusão como a presença de sais dissolvidos, o efeito da curvatura da gota, o efeito cinético e o efeito da ventilação. A presença de sais dissolvidos combinado com o efeito de curvatura retarda o crescimento das

gotículas maiores que seu raio crítico, o que levou Srivastava (1991) a perceber que o efeito é mais pronunciado em gotículas pequenas, levando a uma ampliação do espectro de gotas.

Os cristais de gelo se formam quando as nuvens estendem-se a altitudes onde a temperatura está abaixo do nível de congelamento, por meio de congelamento das gotas de água super-resfriadas e sublimação. A forma do cristal de gelo é determinada pela sua temperatura, a disponibilidade de vapor d'água supersaturado na nuvem em relação ao gelo e a história desse cristal. A temperatura determina se o cristal crescerá como uma placa ou como coluna (Fig. 1.12). A disponibilidade de vapor supersaturado determina o aspecto e estrutura do cristal de gelo.

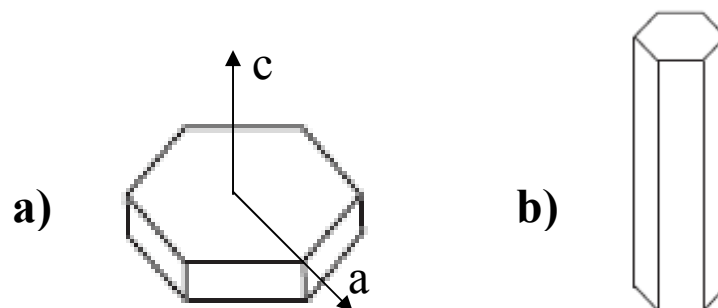


Figura 1.12: Exemplo de cristais de gelo em a) placa e b) coluna. Fonte: Strangeways. (2006)

Os cristais de gelo que tem raio menor do que $5\mu\text{m}$ tendem a crescer de forma aproximadamente simétrica. Quando esse tamanho é excedido, tornam-se dependente da temperatura e disponibilidade de vapor de saturação para determinar sua forma.

A baixa densidade de vapor supersaturado faz com que o crescimento seja na região do eixo C (Fig. 1.12a), formando assim colunas sólidas, enquanto que alta densidade de vapor supersaturado faz com que o crescimento da fase basal seja incompleto formando assim colunas ocas ou agulhas.

O crescimento dos cristais de gelo em relação ao eixo A quando em baixa concentração de vapor saturado forma placas grossas, enquanto que em altas concentrações as placas crescem na forma de dendritos ou “sector” placas. A Fig. 1.13 mostra os vários tipos de cristais de gelo que crescem por difusão.

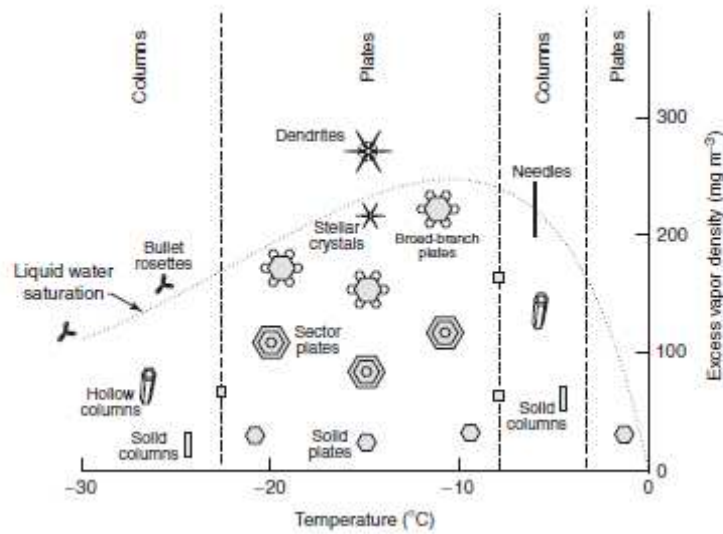


Figura 1.13: Distribuição dos cristais de gelo em relação à temperatura e saturação no ambiente. A saturação no ambiente em relação à água líquida é mostrada na curva tracejada, enquanto as linhas tracejadas verticais indicam as temperaturas de transição entre os habitat dos cristais de gelo. Fonte: Holton et al. (2002)

Cristais de gelos mais complexos são formados quando estruturas simples como placa ou coluna são transferidas de sua região de origem para outra em que as características de temperatura e disponibilidade de vapor supersaturado são diferentes. Cristais em coluna quando transferidos para regiões onde predomina o crescimento de cristais em forma de placa, passam a crescer como placas nas duas pontas, criando assim um tipo de cristal chamado de “*capped column*” (Fig. 1.14). Se for ao contrário, cristais em forma de placa transferida para regiões de crescimento em coluna, a tendência é que cresçam agulhas em suas bordas.



Figura 1.14: Forma do cristal de gelo “*capped column*”. Fonte: Magono et al. (1966)

Cristais de gelo que crescem a partir de gotas congeladas tendem a formar cristais complexos. Os cristais que se formam em sua borda têm seu crescimento determinado pela competição entre eles pela disponibilidade de vapor supersaturado e podem ter a forma de placa com extensão de dendritos, rosetas de projéteis, entre outros (Fig. 1.15).

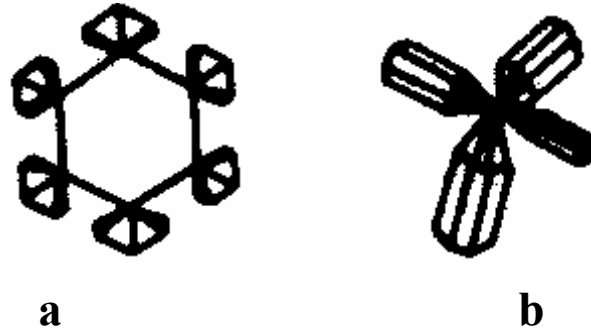


Figura 1.15: Cristais de gelo na forma de a) placa com extensão de dendritos e b) roseta de projéteis. Fonte: Magono et al. (1966)

1.2.3.2 - Crescimento por coleção:

O crescimento das gotas e o aumento na sua velocidade de queda fazem com que a probabilidade de colisão entre elas seja grande. Esse processo pode fazer com que se afastem uma da outra ou então que coalesçam, e nesse caso, aumente mais ainda a velocidade de queda, aumentando a probabilidade de novas colisões e assim produzindo gotas de chuva.

A taxa com que as gotas maiores coletam as gotas menores é determinada pelo volume varrido pela gota maior por unidade de tempo e pela concentração de gotas pequenas. O campo do fluxo relativo à gota caindo tende a transportar gotas menores em volta da gota maior, sem que essas sejam coletadas pela gota maior. Esse processo tende a reduzir a quantidade de coleção em comparação com o que seria possível se isso não acontecesse. O processo de perda de coleção devido ao transporte das gotas pequenas é chamado de coleção geométrica. A relação entre o volume realmente varrido e o volume percorrido pela gota é chamado de eficiência de coleção (YOUNG, 1993).

Na Fig. 1.16 podemos observar a trajetória a gota coletora (maior) e a gota menor que está em seu caminho durante a queda. Assume-se que todas as gotas pequenas cujo centro estiver dentro da área de coleta (y) serão coletadas, enquanto as outras não.

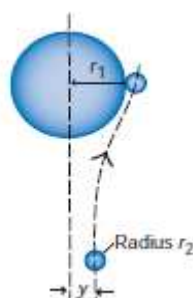


Figura 1.16: Trajetória de uma gota coletora em relação à gotícula a ser coletada. y representa a máxima distância possível entre o centro da gota coletora e o centro da gotícula, para que essa última seja coletada. Fonte: Wallace e Hobbs. (2006)

O processo de colisão e coalescência nem sempre resulta em crescimento para gotas grandes. Durante a queda, o raio da gota aumenta a uma taxa que é aproximadamente proporcional à velocidade de queda. Como a velocidade incrementa com o aumento do tamanho da gota esse seria um processo infinito, porém se observar que existe um limite para o crescimento da gota, o que segundo Young (1993) é um raio de aproximadamente 0,25 cm. Dependendo da geometria desses eventos de colisão, pode haver a perda de massa da gota por ruptura em um ou vários fragmentos. McTaggart-Cowan et al (1975) por meio de uma extensa série de observações, classificaram em quatro os modos como as gotas quebram: quebra em filamento, folha, disco e bolsa.

As partículas de gelo também crescem por coleção, seja de gotas de água quanto por outras partículas de gelo. O processo pelo qual gotículas super-resfriadas aderem aos cristais de gelo por contato mecânico é chamado acrescimento ou riming, enquanto aquele em que os cristais de gelo colidem e aderem-se é chamado de agregação.

Crescimento de graupel (*riming*): Cristais de gelo crescem por difusão até alcançarem um tamanho em que começam a coletar gotas de água. As gotas de água super-resfriadas colidem com o cristal de gelo e congelam. Se a temperatura do cristal de gelo e da gota for maior que -15°C , a gota tende a espalhar pela superfície antes de congelar completamente, tomando a forma do cristal de gelo. Se a temperatura for menor que -15°C , a gota mantém sua forma e congela imediatamente quando atinge o cristal de gelo, que leva a uma estrutura mais porosa, o graupel, cuja densidade é uma função do tamanho da gota, da taxa de acresção e a temperatura ambiente (ROGERS et al, 1989).

Crescimento do granizo: Quando cristais de gelo crescem por acresção sua temperatura deve ser suficientemente elevada para dissipar o calor latente produzido pela fusão das gotas super-resfriadas em sua superfície. Quando uma grande quantidade de gotas atinge o cristal, ele não consegue dissipar o calor latente produzido, a água não pode ser

resfriada e se incorpora dentro do cristal ou então verte para fora dele. Quando fica dentro do cristal, esse passa a ter uma estrutura esponjosa, denominada de granizo.

Crescimento de flocos de neve: Um grupo de cristais de gelo que crescem pela coleção de outros cristais de gelo formando uma nova estrutura é chamado de agregado ou mais comumente de floco de neve. Os maiores flocos de neve são observados na natureza quando a temperatura é apenas abaixo de 0°C. Hobbs et al (1974) estudou o tamanho máximo dos flocos de neve na temperatura ambiente onde eles foram coletados, e observou que para a sua agregação não são importantes temperaturas mais frias do que -20°C, visto que não se agregam quando colidem nessa temperatura.

1.2.4 – Formação de Precipitação

1.2.4.1 - Fase quente

A formação de precipitação por coalescência está diretamente ligada ao espectro de gotas de nuvens resultante da ativação dos CCN na corrente ascendente e é definido por interações dos processos de nucleação e difusão. A ativação dos CCN na corrente ascendente depende da velocidade desta e da temperatura ambiente e pressão, sendo que os efeitos de temperatura e pressão não são tão importantes nesse processo.

Quando a umidade relativa excede os 78%, CCN higroscópicos começam a dissolver formando gotículas de solução e vão sendo diluídas com o aumento da gota. Os CCN são ditos então ativados e as gotas podem crescer até um tamanho limitado pelo tempo disponível e pelo vapor d'água. A taxa de condensação do vapor d'água no crescimento das partículas aumenta com o tempo, tanto no tamanho delas quanto na remoção do vapor d'água disponível no ambiente. Quando a remoção de vapor d'água se iguala a taxa com que ele é disponibilizado no ambiente, é definido o pico de supersaturação e o espectro de gotículas de nuvens (YOUNG, 1993).

Com o aumento da gota, o crescimento passa a ser pelo mecanismo de coalescência, que está associado a uma rápida conversão de um espectro de gota log-normal para um espectro de gota quase-exponencial. Com o aumento da população de gotas grandes, as interações entre elas tornam-se mais importante e podem resultar na perda de massa devido a

processos de quebra, que limita o tamanho de crescimento e redistribui a massa dentro do espectro de gota (PRUPPACHER et al, 1997). A massa das gotas pequenas é então transferida para as gotas grandes pelos processos de coalescência, que muda assim o espectro de gotículas de nuvens para gotas de chuva, sendo esse processo chamado conversão por coalescência.

O espectro de gotas pode ser identificado por três porções distintas, baseadas no processo de formação e remoção de gotas:

- Gotas menores do que 30 μm de raio são formadas na corrente ascendente devido à ativação dos CCN, pelo rápido crescimento das gotículas e por evaporação das gotas maiores por evaporação na corrente descendente.
- Gotas entre 30 μm e 0,5 mm de raio são formadas primeiramente por processos de quebra e são removidos por meio de coleção por gotas maiores. Gotas desse tamanho dificilmente crescem por coleção de gotículas menores, mas permanecem com o mesmo tamanho por um curto tempo de vida.
- Gotas com mais do que 0,5 mm têm tempo de vida relativamente alto. A colisão com gotas pequenas resulta em leve crescimento, e as com gotas de aproximadamente mesmo tamanho frequentemente resultam na quebra em filamentos e a perda de pequenas quantidades de massa (YOUNG, 1993).

1.2.4.2 - Fase fria

A formação da precipitação pelo mecanismo dos cristais de gelo envolve conversão de algumas gotículas de água super-resfriadas na nuvem em partículas de gelo que irão crescer o suficiente para cair da nuvem e alcançar o chão sem evaporar totalmente. Essa formação ocorre em paralelo com a formação de precipitação por processos de coalescência e a interação entre os dois processos melhora o desenvolvimento da precipitação. Pode-se observar que nuvens com temperatura entre 0°C e -10°C são compostas por gotículas de água super-resfriadas; entre -10°C e -20°C, gotículas super-resfriadas coexistindo com cristais de gelo e abaixo de -20°C as nuvens são constituídas por cristais de gelo (HOBBS et al, 1974)

Outro fator importante no mecanismo de formação de nuvens frias é a pressão do vapor de saturação que é muito menor em cristais de gelo do que sobre gotículas super-

resfriadas. Isso pode ser explicado pelo fato de que o cristal de gelo é sólido, sendo assim muito mais difícil que as moléculas individuais de água escapem (ROGERS et al, 1989). Portanto, quando o ar dentro da nuvem está saturado em relação às gotículas, ele está supersaturado em relação aos cristais de gelo. Esse processo é conhecido como o processo de Bergeron (PRUPPACHER et al, 1997).

Com a supersaturação os cristais de gelo passam a coletar mais água, retiram o vapor d'água das nuvens e fazem com que a umidade relativa caia abaixo de 100%. Desse modo os cristais de gelo crescem as custas da evaporação das gotículas de água super-resfriadas.

Como a temperatura geralmente decresce com a altura, os cristais de gelo tendem a formar-se nas regiões superiores das nuvens e crescer com a queda através da nuvem. Quando as partículas de gelo passam pela isoterma de 0°C eles derretem total ou parcialmente. Abaixo da base da nuvem a evaporação serve para umidificar a camada sub-nuvem, reduzindo a perda de massa por evaporação e resulta numa eficiência relativamente alta de precipitação.

1.3 – Objetivos

Este trabalho objetiva estudar as características dinâmicas, termodinâmicas e microfísicas de uma linha de instabilidade que passou pela Região Metropolitana de São Paulo em 26 de abril de 2007 a partir de medidas polarimétricas do radar meteorológico MXPOL (PEREIRA FILHO et al., 2007). Pretende-se:

- Analisar a dinâmica e termodinâmica de uma linha de instabilidade a partir de dados polarimétricos do radar meteorológico móvel MXPOL, satélite, dados de superfície e altitude;
- Classificar hidrometeoros na linha de instabilidade a partir de medidas polarimétricas com o radar meteorológico MXPOL e método de lógica fuzzy (VIVEKANANDAN et al, 1999).

2 – METODOLOGIA

2.1 - O Radar Meteorológico MXPOL

O radar meteorológico móvel banda X Doppler (Fig. 2.1) denominado de MXPOL do laboratório de Hidrometeorologia (Labhidro) do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG USP é um sistema multifuncional com várias inovações tecnológicas para usos diversos como o monitoramento avançado de tempestades severas. É o primeiro radar meteorológico Brasileiro desse tipo a ser utilizado na operação para prover dados polarimétricos de altíssima resolução espacial. A Fig. 2.2 mostra o diagrama de bloco do MXPOL.



Figura 2.1: Foto do radar meteorológico móvel banda X Doppler de dupla polarização (MXPOL) do Laboratório de Hidrometeorologia (LabHidro) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP). Fonte: Pereira Filho et al. (2007)

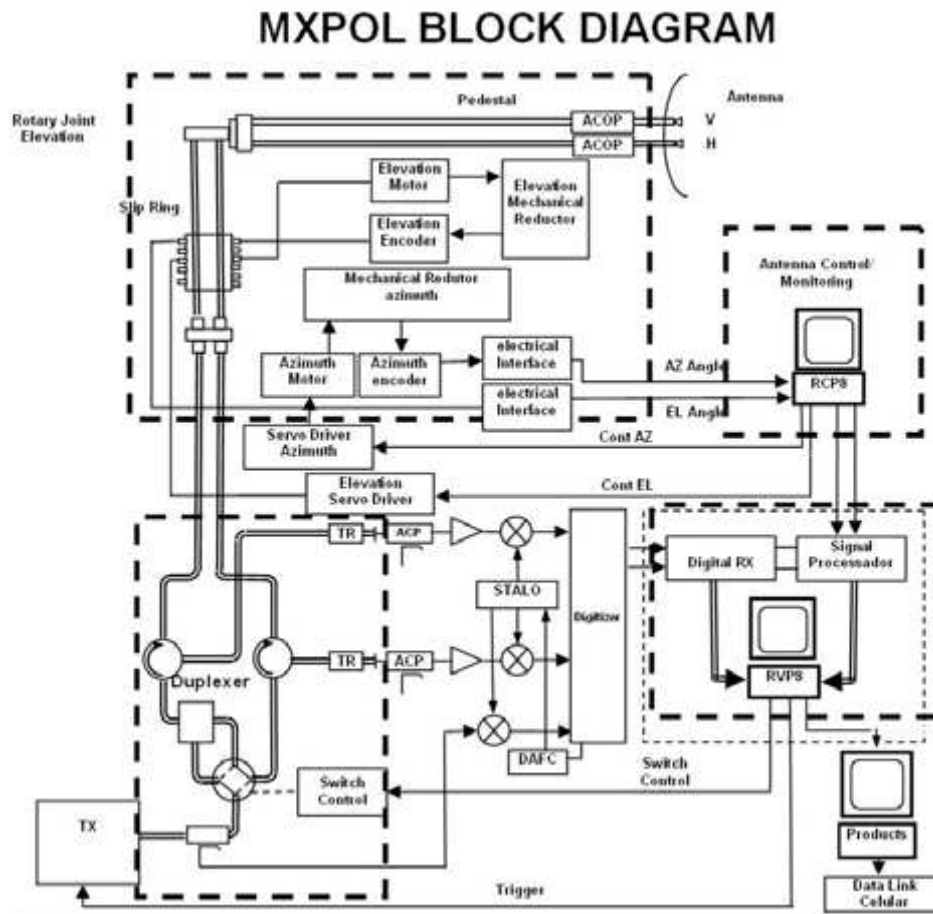


Figura 2.2: Diagrama de Bloco do Radar MXPOL. Fonte: Pereira Filho et al. (2007)

O controle da antena e processamento de sinais é realizado pelo RCP8 e RVP8, respectivamente, da SIGMET. O software denominado de IRIS da SIGMET controla o processador RVP8 e o controle da antena RCP8. O IRIS também processa PPI e gera arquivos de dados brutos em tempo atual. As variáveis medidas são: refletividade ajustada (DZ) e sem correção (ZT), velocidade radial (VR), largura espectral (SW), refletividade diferencial (Z_{DR}), propagação de fase diferencial (ϕ_{DP}), e fase diferencial específica (K_{DP}), coeficiente de correlação da magnitude do sinal co-pol H e co-pol V (ρ_{hv}). O software denominado IRIS Analysis, que processa produtos dos arquivos de dados brutos, está instalado num terceiro processador para melhor desempenho do sistema. Os principais produtos são PPI, RHI, CAPPI, ECHO TOPS, chuva acumulada, perfis de refletividade máxima, cortes transversais, previsão de deslocamento de tempestades, trajeto e previsão de tempestades, alertas especiais na tela, água líquida integrada na vertical, velocidade e direção do vento. A Tabela 2.1 mostra os parâmetros do refletor da antena, pedestal, transmissor e receptor do MXPOL.

Tabela 2.1: Principais parâmetros radar meteorológico MXPOL.

DESCRIÇÃO DO SISTEMA DO RADAR METEOROLÓGICO MXPOL	
TRANSMISSOR	RECEPTOR
Magnetron	Dois canais digitais (H,V)
Frequência 9,3 a 9,5 GHz	Ruído do radar < 2,5 dB
Potência máxima 80 KW	Alcance Dinâmico (H,V) > 80 dB
Pulso modulado	Conversor AD de 14 bits
PRF 500 Hz a 5000 Hz	Oscilador local DAFC
Largura do Pulso 0,2 μ s a 2 μ s	MDS (H,V) -113 dBm @ 2 μ s
Polarização linear (H,V) simultâneas	
Modulador de estado sólido	
Ciclo de trabalho 0,001	
PEDESTAL	REFLETOR
Varredura azimutal 0° a 360°	Parabólico
Varredura em elevação 0° a 90°	Diâmetro 2,44 m
Máxima varredura 36° s ⁻¹	Ganho da Antena 44 dB
Imprecisão de apontamento < 0,1°	HPBW @ 3dB < 1,0°

Fonte: Pereira Filho et al. (2007)

Outras características do MXPOL incluem um caminhão VW Diesel de seis cilindros de 180 HP, um gerador de energia elétrica Diesel de 18 KVA com autonomia de uma semana, suspensão a ar, sistema de nivelamento automático, GPS, linha de Internet via telefone celular e sistema de comunicação banda larga, sistema de posicionamento de antena SIGMET, medidor e gerador de microondas, e software de calibração eletrônica automático. O sistema de radar foi desenvolvido pela ATMOS SYSTEMS LTDA, uma empresa de radares Brasileira. Muitas das partes do radar foram adquiridas nos EUA (e.g., válvula Magnetron, guias de onda, duplexador, chaveadores e receptores), Alemanha (motores de elevação e azimute, codificadores e anéis deslizantes), Finlândia (refletor e suportes) e Brasil (caminhão e gerador Diesel, ar condicionado, cabine e prateleiras). O pedestal foi projetado pela ATMOS SYSTEM LTDA com um sistema de lubrificação que não requer manutenção.

O radar meteorológico MXPOL foi desenvolvido para uso operacional. O sistema foi testado em várias condições de tempo com tempestades sobre o radar durante a operação e deslocamento do radar por vias de terra íngremes. A autonomia do gerador de energia Diesel permite seu uso em áreas sem infra-estrutura básica. Além disso, o sistema de comunicação

por meio de telefonia celular, embora limitado, é fundamental para a transmissão de produtos de locais remotos. O radar meteorológico MXPOL também representa um avanço científico e tecnológico muito significativo para o Brasil. Trata-se do primeiro radar móvel de dupla polarização a ser utilizado operacionalmente para a previsão a curtíssimo prazo na Região Metropolitana de São Paulo e, se agrega ao sistema de radar existente para maior antecipação na previsão de eventos severos de tempo. A dupla polarização permite a estimativa da chuva com maior acurácia, entre outras vantagens tais como a classificação de hidrometeoros (ROCCO e PEREIRA FILHO, 2003). O seu maior alcance dinâmico e sensibilidade permitem a detecção de nuvens no estágio inicial de formação.

O radar meteorológico MXPOL foi posicionado a Oeste da RMSP em Barueri, São Paulo (Fig. 2.3) para monitorar uma linha de instabilidade com deslocamento para leste associada a uma frente fria em 26 de abril de 2007 (PEREIRA FILHO et al., 2007) e um evento de chuva estratiforme no dia 22 de maio de 2007.

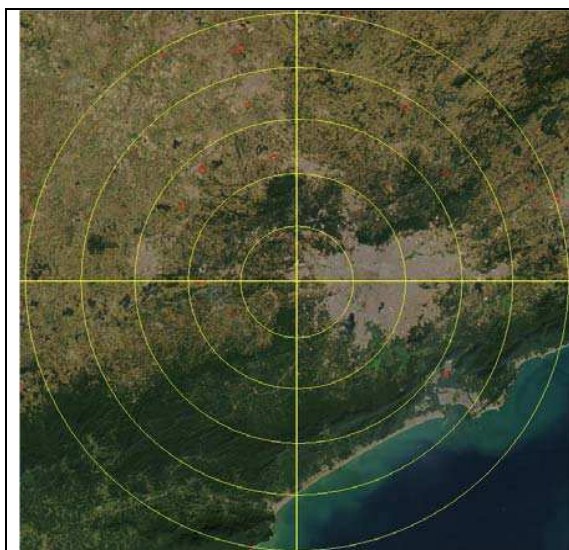


Figura 2.3: Imagem do satélite ACQUA/MODIS do leste do Estado de São Paulo em 20 de julho de 2003. A cruz indica a posição do radar meteorológico MXPOL ($23^{\circ} 32.2'S$; $46^{\circ} 52.8'W$) em Barueri, São Paulo no dia 26 de abril de 2007. A área marrom a Leste do MXPOL é a RMSP. Circunferências concêntricas estão espaçadas a cada 20 km. Fonte: Pereira Filho et al. (2007)

2.1.1 – Variáveis Polarimétricas

Definem-se a seguir as variáveis polarimétricas e suas propriedades fundamentais (BRINGI et al, 2001).

Refletividade (ZT)

Refletividade é a seção transversal retro espalhada por unidade de volume (η) e para uma partícula esférica, pode ser definida como:

$$\eta = \langle n4\pi|S|^2 \rangle \quad (1)$$

Onde,

$S = S_{hh} = S_{vv}$ = energia retroespalhada na horizontal (vertical);

n = concentração do número de partículas

A seção transversal do radar (σ_b) é dada por:

$$\sigma_b = 4\pi|S|^2 \quad (2)$$

Então, a refletividade pode ser escrita como:

$$\eta = \langle n\sigma_b \rangle \quad (3)$$

Sendo σ_b :

$$\sigma_b(-\hat{i}, \hat{i}) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (4)$$

A seção transversal retro espalhada para o espalhamento Rayleigh pode ser definida como:

$$\eta_{Ray} = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\varepsilon_r - 1}{\varepsilon_r + 2} \right| \langle nD^6 \rangle \quad (5.a)$$

$$= \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_p|^2 \int_D D^6 N(D) dD \quad (5.b)$$

$$= \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_p|^2 Z \quad (5.c)$$

onde $|K_p|^2 = \left| \frac{\varepsilon_r - 1}{\varepsilon_r + 2} \right|^2$ é o fator dielétrico, e a refletividade (Z) é definida como:

$$Z = \int_D D^6 N(D) dD \quad (6)$$

onde,

D = Diâmetro da gota, em milímetros;

$N(D)dD$ = número de esferas por metro cúbico no intervalo do diâmetro ($D, D + dD$).

A refletividade é normalmente expressa em mm^6m^{-3} . Como o diâmetro das partículas de precipitação pode variar em muitas ordens de magnitude (por exemplo, uma gotícula de nuvem pode ter 50 μm , enquanto uma gota de chuva, 5 mm), uma transformação logarítmica é utilizada :

$$10 \log_{10}(Z) = \text{dBZ} \quad (7)$$

Sua unidade é dBZ e 0 dBZ corresponde a $1\text{mm}^6\text{m}^{-3}$.

Refletividade Diferencial (Z_{DR})

A refletividade diferencial é a razão entre as refletividades recebidas nos canais horizontal e vertical de um dado volume iluminado pelos feixes de ondas transmitidas com polarização horizontal e vertical, respectivamente, e indica a proporção média entre os eixos horizontal e vertical dos hidrometeoros:

$$Z_{DR} = 10 \log \left[\frac{Z_{hh}}{Z_{vv}} \right] \quad (\text{dB}) \quad (8)$$

onde,

Z_{hh} = refletividade do volume iluminado pelo feixe com polarização horizontal recebido pelo canal horizontal;

Z_{vv} = refletividade do volume iluminado pelo feixe com polarização vertical recebido pelo canal vertical.

A refletividade diferencial varia entre -2 dB e 6 dB para alvos meteorológicos. Valores muito acima de zero indicam alvos no volume iluminado com eixo horizontal maior do que o eixo vertical, por exemplo, gotas grandes. Por outro lado, Z_{dr} muito abaixo de zero indica alvos no volume iluminado com eixo vertical maior do que o eixo horizontal, por exemplo, cristais de gelo alongados com orientação vertical. Alvos quase esféricos geram refletividade diferencial próxima de zero.

Fase Diferencial (Φ_{DP})

A fase diferencial é a diferença em fase entre os feixes de onda eletromagnética com polarização horizontal e vertical numa dada distância ao longo da trajetória dos feixes.

$$\phi_{DP} = \phi_h(r) - \phi_v(r) \quad (^\circ) \quad (9)$$

onde,

$\phi_h(r)$ = fase do feixe de onda eletromagnética com polarização horizontal numa dada distância do radar (r);

$\phi_v(r)$ = fase do feixe de onda eletromagnética com polarização vertical numa dada distância do radar (r).

Normalmente, a fase do feixe de onda aumenta com a distância ao radar por causa do meio dielétrico atmosférica, que tende a retardar a propagação proporcionalmente à quantidade de matéria no meio na direção da onda polarizada.

Fase Diferencial Específica (K_{DP})

A fase diferencial específica é a razão entre as diferenças de duas fases diferenciais a diferentes distâncias do radar ao longo da trajetória dos feixes de onda eletromagnética pelo dobro da diferença das distâncias:

$$K_{DP} = \frac{\phi_{DP}(r_2) - \phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad (^\circ\text{km}^{-1}) \quad (10)$$

onde,

$r_{1(2)}$ = distância ao radar (km) no ponto 1 (2), tal que $r_2 > r_1$.

A fase diferencial específica varia de -1° km^{-1} to 6° km^{-1} para alvos meteorológicos. Valores de K_{DP} acima de zero indicam mais massa de hidrometeoros na horizontal ou hidrometeoros achatados entre as distâncias de medição. Valores de K_{DP} abaixo de zero indicam hidrometeoros com orientação vertical. Valores próximos de zero indicam hidrometeoros com isotropia esférica. Esta variável permite a distinção entre gotas e granizo, independe das potências dos sinais de retorno de alvos e permite a uma melhor estimativa da taxa de precipitação.

Coefficiente de Correlação ($\rho_{hv(0)}$)

O coeficiente de correlação mede o grau de coerência entre os retro-espalhamentos do alvo iluminado pelos feixes de ondas eletromagnéticas com polarização horizontal e vertical no mesmo instante. Para alvos meteorológicos, $\rho_{hv(0)} > 0,7$. Quando muito menor do que a unidade, ela indica retro-espalhamentos desproporcionais devido, por exemplo, a mistura de hidrometeoros de diferentes tipos, tamanhos e formatos. Pode ser abaixo de 0,5 quando o espalhamento é devido a granizos grandes.

Velocidade Radial (VR)

A velocidade radial é obtida por meio da emissão consecutiva de dois feixes em direção ao alvo. Quando cada feixe é recebido pela antena do radar, obtém-se a distância percorrida por ele e o tempo que levou até atingir o alvo. Com esses valores pode-se calcular a velocidade com que o alvo se movimenta em relação a radial do radar. O fato de a velocidade radial ser zero não implica que o alvo esteja parado, podendo estar se movendo perpendicularmente ao feixe do radar. A velocidade radial é dita ser negativa quando o alvo está se aproximando do radar e positiva quando está se afastando.

Largura Espectral (SW)

A largura espectral é a variabilidade das velocidades dentro do volume iluminado pelo radar, indicando o nível de turbulência deste. A largura espectral é calculada por meio da raiz quadrada do desvio padrão (σ^2):

$$\sigma^2 = \sum (v_i - v_{med})^2 / (N - 1) \quad (11)$$

onde,

V_i = velocidade de um alvo individual;

V_{med} = velocidade média de todos os alvos

N = número total de alvos

2.2 - Análise sinótica

Utilizaram-se os dados do modelo AVN com resolução de 1° (MASTER/DCA/IAG/USP) na análise sinótica dos dias 26 e 27 de abril de 2007. Os campos analisados foram: Pressão a nível médio do mar e geopotencial em 500hPa, direção e magnitude do vento em 850 hPa, 500 hPa e 250hPa, umidade específica do ar e temperatura em 850 hPa, temperatura em 500 hPa, divergência de umidade em 1000 hPa, divergência de massa em 250 hPa e CAPE. Foram utilizadas imagens de satélite GOES-10, no canal infravermelho, disponíveis no site <http://satelite.cptec.inpe.br>.

2.3 - Análise Termodinâmica

A análise termodinâmica foi realizada pro meio de diagramas SKEW T (Iribarne et al, 1981) disponibilizado pela (<http://weather.uwyo.edu/>). Os índices de instabilidade foram analisados seguindo os seguintes critérios abaxio.

Índice Showalter

O índice Showalter é calculado em função de três parâmetros: temperatura do ar e do ponto de orvalho em 850 hPa ($T_{parcela}$) e a temperatura do ar em 500 hPa ($T_{ambiente}$). Quanto mais negativo, maior será o impuxo experimentado pela parcela e maior as chances de ocorrência de tempestades.

$$Show = T_{ambiente} - T_{parcela} \quad (12)$$

onde,

$T_{ambiente}$ = temperatura do ambiente (°C) em 500 hPa;

$T_{parcela}$ = temperatura obtida pelo levantamento da parcela de ar em 850 hPa.

Os valores e o seu significado são mostrados na Tabela 2.2:

Tabela 2.2: Valores e significado do Índice Showalter

Valores (°C)	Significado
> 0	Estável
0 a -4	Pouco estável com possibilidade de tempestades
-4 a -8	Instável com probabilidade de tempestade
≤ -8	Extremamente instável com potencial para tempestades muito fortes

Fonte: Showalter. (1947)

Índice Lifted (Lift)

O índice Lifted inclui o aquecimento diurno, considerando a previsão de temperatura e a estimativa da razão de mistura média em uma camada inferior de aproximadamente 100 hPa de espessura. Assim como o Showalter, quanto mais negativo o índice maior a probabilidade de tempestades.

$$Lift = T_{ambiente} - T_{parcela} \quad (13)$$

onde,

$T_{ambiente}$ = temperatura do ambiente (°C) em 500 hPa;

$T_{parcela}$ = temperatura obtida pelo levantamento da parcela de ar com razão de mistura média entre a superfície e 850 hPa.

Podemos visualizar seu significado na Tabela 2.3:

Tabela 2.3: Valores e significado do Índice Lifted

Valores (°C)	Significado
> 0	Estável
0 a -4	Pouco estável com possibilidade de tempestade
-4 a -8	Instável com possibilidade de tempestade
≤ -8	Extremamente instável com potencial para tempestade muito forte

Fonte: Galway. (1956)

Índice de SWEAT

O índice SWEAT (*Severe Weather Threat Index*) avalia a umidade em baixos níveis, o ambiente convectivo por meio do índice Total Totals e as alterações da velocidade e direção do vento com a altura como jatos em baixos e médios níveis e a vorticidade horizontal. Todos esses fatores ocorrendo juntos são indicativos de tempo severo.

$$SWEAT = 12TD_{850} + 20TERM\ 2 + SKT_{850} + SKT_{500} + SHEAR \quad (14)$$

Onde,

TD_{850} = temperatura do ponto de orvalho (°C) em 850 hPa;

$TERM\ 2$ = valor do índice Total Totals (TT -49);

SKT_{850} e SKT_{500} = velocidade do vento em Knós em 850 hPa e 500 hPa, respectivamente;

$SHEAR$ é obtido da seguinte forma:

$$SHEAR = 125 * [SIN(DIR_{500} - DIR_{850}) + 2] \quad (15)$$

onde,

DIR_{500} e DIR_{850} = direção do vento em 500 hPa e 850 hPa, respectivamente.

Tabela 2.4: Valor e significado do Índice SWEAT

Valores (°C)	Significado
150 a 300	Ligeira possibilidade de tempestade severa
300 a 400	Possibilidade de tempestade severa
≥ 400	Possibilidade de tornado

Fonte: Miller. (1972)

Índice K

O índice K baseia-se na Taxa Vertical de Variação da Temperatura (TVVT), no conteúdo de umidade da baixa estratosfera e na extensão da camada de umidade para determinar o potencial das tempestades.

$$KINX = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850} - (T_{700} - TD_{700}) \quad (16)$$

onde,

T_{850} , T_{500} e T_{700} = temperaturas do ar (°C) em 850 hPa, 500 hPa e 700 hPa, respectivamente;
 TD_{850} e TD_{700} = temperaturas do ponto de orvalho (°C) em 850 hPa e 700 hPa, respectivamente.

Tabela 2.5: Valor e significado do Índice K

Valores (°C)	Significado
15 a 25	Pequeno potencial convectivo
26 a 39	Moderado potencial convectivo
≥ 40	Alto potencial convectivo

Fonte: George. (1960)

Índice Total Totals (TT)

O índice TT indica a possibilidade de tempestades, além da potencialidade da área para formação de tempestades convectivas. Seu cálculo leva em conta o lapse rate dos níveis médios, a umidade do ambiente em 850 hPa e a temperatura ambiente em 500 hPa.

$$TT = T_{850} + TD_{850} - 2T_{500} \quad (17)$$

onde,

T_{850} e T_{500} = temperaturas ambientes (°) em 850 hPa e 500 hPa, respectivamente;

TD_{850} = temperatura do ponto de orvalho (°) em 850 hPa.

Tabela 2.6: Valor e significado do Índice Total Totals

Valores (°C)	Significado
< 44	Estável
44 a 50	Possibilidade de trovoadas
51 a 52	Tempestades severas isoladas
53 a 56	Tempestades severas muito dispersas
> 56	Tempestades severas dispersas

Fonte: Miller. (1972)

Energia potencial disponível para convecção (CAPE)

CAPE (J kg^{-1}) corresponde a área positiva no diagrama SKEW T entre a temperatura e a curva adiabática saturada desde o NCE (nível de convecção espontânea) sendo esse definido a partir da razão de mistura do ar na superfície e da temperatura que o ar à superfície deveria atingir para estar em uma situação instável (temperatura convectiva) até o NE, que é o nível de equilíbrio da parcela de ar e que corresponde ao topo da nuvem.

$$CAPE = g \int_{NCC}^{NE} \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} dz \quad (18)$$

onde,

g = aceleração da gravidade;

NCE = nível de convecção espontânea;

NE = nível de equilíbrio;

T_{vp} e T_{va} = temperaturas do ar de uma parcela e do ambiente, respectivamente.

Tabela 2.7: Valor e significado de CAPE

Valores ($J kg^{-1}$)	Significado
< 0	Estável
1 a 1000	Pouco instável
1001 a 2500	Moderadamente instável
2501 a 3500	Muito instável
> 3500	Extremamente instável

Fonte: Houze, 1993.

Estudos feitos por Fogaccia (2001) para a região sudeste dos índices K, Showalter e CAPE apresentam relativa diferença aos encontrados na literatura, devido o fato de que esses foram desenvolvidos para latitudes médias no hemisfério norte, o que faz com que os sistemas se desenvolvam em uma atmosfera que apresenta algumas diferenças em relação ao ambiente subtropical da região sudeste.

Tabela 2.8 - Valores do Índice K para a região sudeste segundo Fogaccia (2001)

Valores ($^{\circ}C$)	Significado
20 a 25	Cb isolados
25 a 30	Cb muito esparsos
30 a 35	Cb esparsos
acima de 35	Cb numerosos

Tabela 2.9 - Valores do Índice Showalter (IS) para a região sudeste segundo Fogaccia (2001)

Valores (°C)	Significado
≤ 3	Alguma probabilidade de pancadas e trovoadas
$1 \leq IS \leq 2$	Aumento da probabilidade de trovoadas
≤ -3	Tempestades severas
≤ -6	Probabilidade de ocorrência de tornados

Tabela 2.10 - Valores de CAPE para a região sudeste segundo Fogaccia (2001)

Valores (°C)	Significado
$500 \leq CAPE \leq 1000$	Convecção fraca
$1500 \leq CAPE \leq 2500$	Convecção moderada
$CAPE \geq 2500$	Convecção forte

2.4 – Análise dos dados de superfície

Os dados utilizados para determinar a assinatura em superfície da passagem da linha de instabilidade foram medidos e/ou observados na Estação Meteorológica do IAG/USP (latitude 23°39' S, longitude 46°37' W e altitude 799,2 m.) localizada no Parque Estadual das Fontes do Ipiranga (antigo Parque do Estado), bairro da Água Funda, capital, SP, estando registrada na Organização Meteorológica Mundial sob o número 83004. Utilizou-se dados horários de pressão atmosférica (hPa), temperatura (°C), umidade relativa do ar (%), direção e velocidade do vento (km h⁻¹).

2.5 – Autoconsistência dos dados polarimétricos

O procedimento de controle de qualidade dos dados é realizado em duas etapas (VIVEKANANDAN et al, 2003):

2.5.1 Calibração da refletividade diferencial (Z_{DR}).

Esse procedimento requer medições em apontamento vertical (antena com elevação de 90°), em sistemas estratiformes com taxas de precipitação baixas, tal que haja uma população de gotas pequenas mais esféricas que resultam em $Z_{DR} = 0$ dB (AL-KHATIB et al. 1979; SELIGA et al. 1979; SMYTH et al, 1998). Os critérios para a seleção dos dados são: a) chuva fraca a moderada; b) ausência de fase mista ou gelo; c) a refletividade (dBZ) positiva e; d) feixe abaixo da banda brilhante.

O viés do Z_{DR} é obtido do cálculo da média de Z_{DR} na vertical acima de 1,5 km e abaixo da banda brilhante (4 km).

2.5.2 - Calibração da refletividade (Z).

Os dados são selecionados por meio dos seguintes critérios: a) ausência de eco de terreno; b) dados brutos sem filtragem; c) medições abaixo da banda brilhante; d) a diferença de fase (Φ_{dp}) varia entre 30° e 100° e, e) remoção do viés de Z_{DR} .

Vivekanandan et al (2003) propôs uma equação de calibração geral que considera uma distribuição de tamanho de gotas Gamma restrita, que pode ser diretamente estimada por meio de Z e Z_{DR} :

$$K_{DP} = 3,31 \times 10^{-5} Z \times Z_{DR}^{-2,05} \quad (19)$$

Onde,

K_{DP} = fase diferencial específica.

Deste modo, a variável K_{DP} é estimada de Z e Z_{DR} em cada ponto e integrado ao longo do feixe. Pode-se obter uma estimativa da diferença de fase (Φ^e):

$$\phi^e = a \int_{r_1}^{r_2} \frac{Z^b(r)}{Z_{DR}^c(r)} dr \quad (20)$$

Onde,

r_1 e r_2 = distâncias radiais (km) inicial e final do segmento do feixe considerado;

a , b e c = constantes a serem obtidas:

$$\ln K_{DP} = \ln A + B \ln Z + C \ln Z_{DR} \quad (21)$$

A Eq. 21 é resolvida pelo método da regressão linear múltipla (RLM) (Costa Neto, 2002). A diferença de fase de um feixe (Φ^m) pode ser calculada como a diferença da medida individual de Φ_{DP} no começo e no final do segmento de feixe, isto é:

$$\phi^m = \overline{\phi_{DP}(r_2)} - \overline{\phi_{DP}(r_1)} \quad (22)$$

O viés da refletividade é assim estimado:

$$Z_{viés} = 10 \log \left(\frac{\phi^e}{\phi^m} \right) \quad (23)$$

2.6 – Análise espaço-temporal da LI e Análise dinâmica

Para realizar essas análises foram utilizados os PPI das variáveis polarimétricas obtidos durante o deslocamento da linha de instabilidade pelo alcance do radar. Foram feitos corte para mostrar as regiões de interesse em maior detalhe utilizando o software SoloII.

2.7 - Classificação de Hidrometeoros

A classificação dos hidrometeoros na linha de instabilidade foi realizada utilizando a lógica Fuzzy, que foi desenvolvida por Vivekanandan et al (1999). Este método de classificação utiliza transições mais suaves nos limites das variáveis polarimétricas observadas para cada tipo de hidrometeoro, ao invés de se utilizar limites fixos, como no método de regras fixas. A lógica Fuzzy utiliza regras simples ao invés de equações analíticas para descrever o sistema em questão, assim é mais fácil de ser implementada operacionalmente.

O sistema de lógica Fuzzy para classificação de hidrometeoros consiste de quatro etapas: a) Adimensionalização e Normalização; b) Regra de Inferência; c) Agregação e d) Conversão para espaço dimensional (HESKE e HESKE, 1996). O diagrama de um sistema genérico de lógica Fuzzy é mostrado na Fig. 2.4, onde x_1, x_2, \dots, x_n são os dados discretos de entrada e o y são os dados discretos de saída.

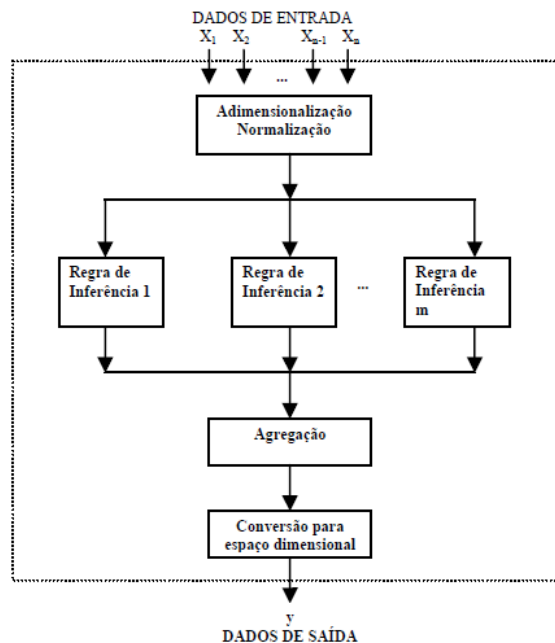


Figura 2.4 – Fluxograma de processamento do sistema de lógica Fuzzy, onde as quatro etapas são apresentadas. Fonte: Vivekanandan et al. (1999).

Adimensionalização e Normalização – AEN

A AEN transforma os dados discretos em conjuntos Fuzzy com o seu correspondente peso. Um dado específico de entrada pode pertencer a diferentes conjuntos Fuzzy, mas também com diferentes pesos. O mais importante componente da AEN é a “função membro” (VIVEKANANDAN et al., 1999), que é usada para descrever a relação entre o dado de entrada e o conjunto Fuzzy (ZADEH, 1983). Durante a fuzzificação de cada variável, todos os hidrometeoros recebem um valor entre 0 e 1 por meio da função membro, que é o grau com que aquele hidrometeoro está relacionado ao conjunto Fuzzy que ele pertence.

Regra de inferência

Em um sistema de lógica Fuzzy (VIVEKANANDAN et al., 1999) regras são usadas para descrever a relação entre as variáveis Fuzzy de entrada e saída na forma booleana, isto é, se o dado de entrada é x , então o dado de saída deve ser y (Fig. 2.4). O grau de importância das regras dentro dos estados booleanos pode ser determinado por uma série de métodos, como os de correlação mínima, correlação de produto e a relação mínimo-máximo (HESKE e HESKE, 1996). O resultado da fuzzificação é multiplicado por um peso pré-determinado, valor esse que é determinado pela sua utilidade na classificação e na acurácia da medida das variáveis de entrada.

Agregação

Várias regras podem ser usadas para descrever um sistema baseado em lógica Fuzzy. O modelo Fuzzy está contido dentro dos conjuntos de regras e das funções membros (MBFs). Podem-se utilizar os métodos de inferência para calcular o peso de cada regra, assim o método de agregação é usado para determinar todo o espaço Fuzzy a ser analisado. Os valores obtidos pela regra de inferência são então agregados para formar um único valor para cada conjunto Fuzzy, isto é, hidrometeoro ou conjunto de hidrometeoros.

Conversão do espaço dimensional - CED

A saída do processo de agregação é um valor Fuzzy. Em muitas aplicações, como na classificação de hidrometeoros, é necessário achar um valor discreto de saída que melhor represente o valor de saída Fuzzy, assim os dados são transformados para o espaço dimensional. O método mais utilizado na CED é a média das máximas que “*defuzzifica*” os dados e determinar a força cada conjunto Fuzzy, definindo por meio desse valor a classe de hidrometeoros que ele pertence.

Utilizou-se o sistema desenvolvido pelo NCAR para classificação de hidrometeoros por meio de medições com radar meteorológico denominado de S-POL (KEELER et al, 2000). Os coeficientes da tabela foram adaptados para ser utilizado com os dados do radar MXPOL por meio de ajustes tanto na função membro quanto nos pesos de cada variável. Ele utiliza Z_h , Z_{DR} , K_{DP} , ρ_{hv} , como variáveis de entrada, além dos dados de temperatura e altitude obtidos de radiosondagem. E gera um campo de saída denominado PD onde são mostrados os hidrometeoros presentes, e que estão classificados em 17 categorias, que são mostradas na Tabela 2.8.

Tabela 2.11: Tabela de classificação pelo método da lógica Fuzzy para cada tipo de hidrometeoro.

CATEGORIA	CLASSIFICAÇÃO
Nuvem (cld)	1
Chuveiro (drz)	2
Chuva Fraca (lfn)	3
Chuva Moderada (mrn)	4
Chuva Forte (hrn)	5
Granizo (hail)	6
Mistura de chuva e granizo (rhm)	7
Saraiva e granizo pequeno (gsh)	8
Mistura de saraiva e chuva (grn)	9
Neve seca (dsn)	10
Neve úmida (wsn)	11
Cristais de gelo (icr)	12
Cristais de gelo irregular (iicr)	13
Gotas super-resfriadas (sld)	14
Insetos (bgs)	15
Eco de segunda viagem (2tr)	16
Eco de terreno (gclt)	17

Fonte: Vivekanandan et al. (1999)

3 – RESULTADOS

3.1 - Análise Sinótica

As imagens de satélite na Fig. 3.1 mostram o deslocamento de uma frente fria em direção à região sudeste onde uma linha de instabilidade pré-frontal desenvolveu-se e atingiu a região metropolitana de São Paulo. Observa-se na imagem das 1830 UTC uma extensa área de nebulosidade com orientação nordeste-sudeste.

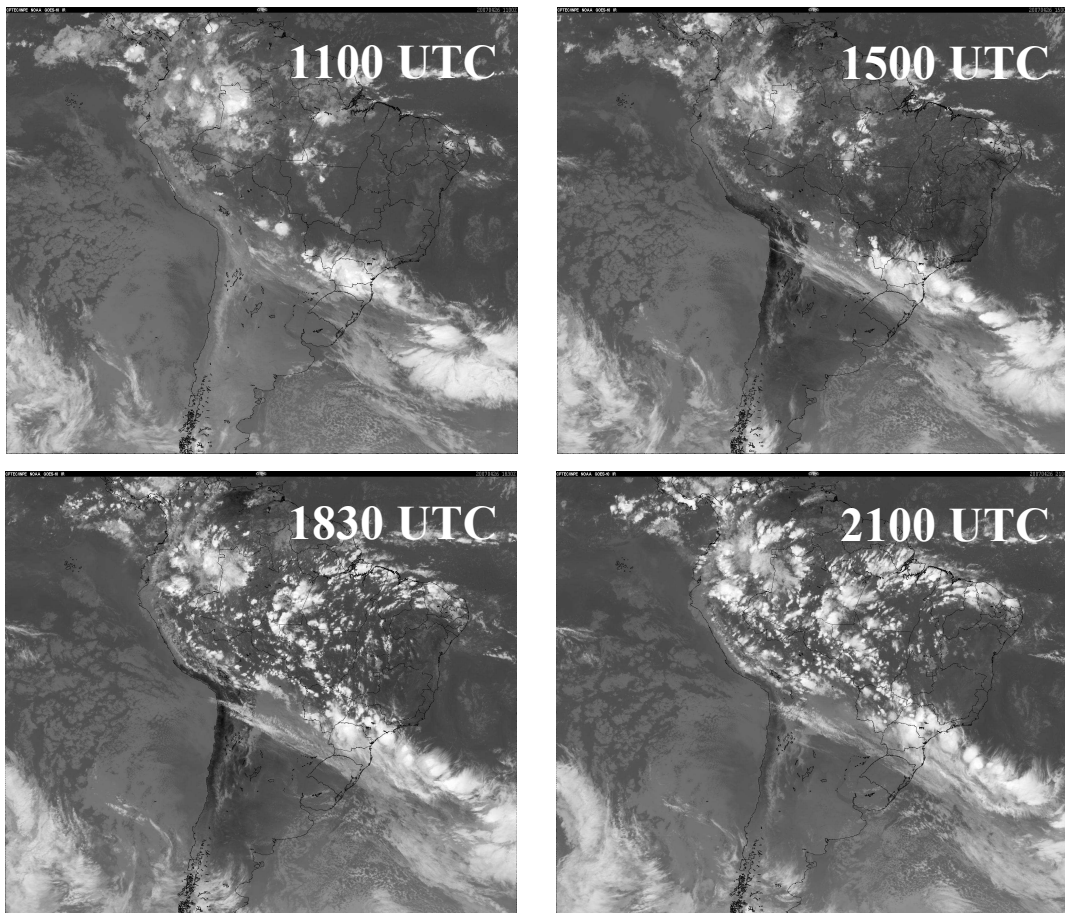


Figura 3.1: Imagens do satélite GOES 10 no canal infravermelho de 26 de abril de 2007.

Os dados do AVN foram utilizados para caracterizar a situação sinótica do ambiente em que a linha de instabilidade se desenvolveu. A Fig. 3.2a mostra o campo de pressão no nível médio do mar e altura geopotencial em 500 hPa do dia 26 de abril de 2007 as 1800 UTC. O campo de geopotencial mostra um cavado em 500mb com inclinação positiva do eixo e observa-se um sistema de baixa pressão em 35S e 37W com o centro de 998 hPa na região

leste desse, enquanto que na região oeste um sistema de alta pressão advecta baixas temperaturas da região polar. Na Fig. 3.2b, do dia 27 de abril de 2007 as 0000 UTC pode ser observado o deslocamento do sistema de baixa pressão em direção ao oceano (38S e 31W) e o deslocamento do sistema de alta pressão para norte. Observa-se na imagem de satélite das 2100 UTC que, devido à divergência em superfície, a região da alta pressão não apresenta nuvens causando essas perdas radiativas e conseqüente resfriamento diabático, o que causou o aprofundamento da alta pressão.

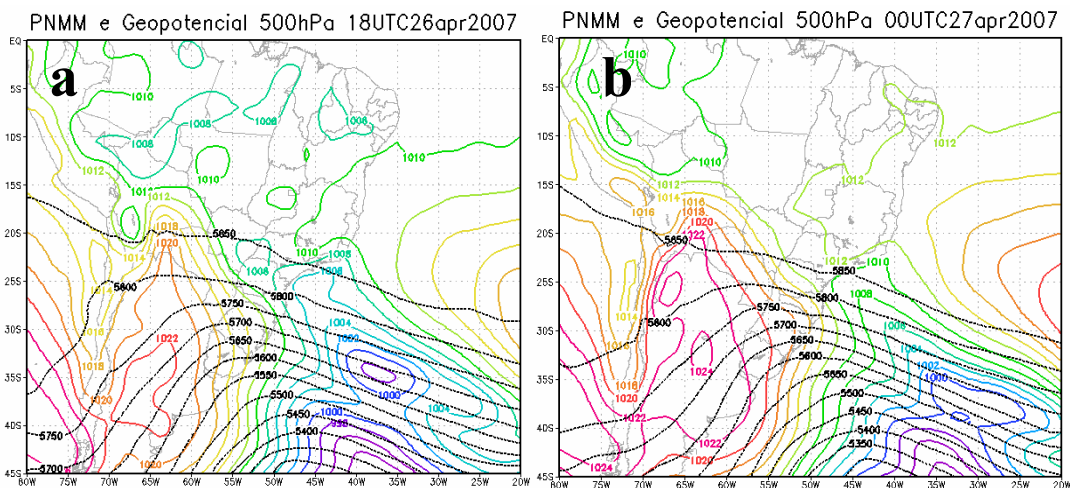


Figura 3.2: Campo de pressão no nível médio do mar (hPa) e geopotencial (gpm) em 500 hPa para a) 1800 UTC do dia 26 e b) 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007. Linhas pretas indicam altura geopotencial e linhas coloridas às isóbaras.

O campo de vento horizontal em 850hPa das 1200 UTC do dia 26 de abril (Fig. 3.3a) mostra uma corrente de jato que vem da Amazônia com um núcleo de velocidades superiores a 16 ms^{-1} e sobre o Mato Grosso do Sul, Paraná e parte do oceano Atlântico. A advecção do ar frio das regiões polares é observada sobre a Argentina, na região onde se encontra o sistema de alta pressão. A circulação sobre o estado de São Paulo é resultado do encontro do ar quente e úmido vindo da Amazônia com a circulação provocada pelo anticiclone do Atlântico, que resulta numa circulação de noroeste. As 1800 UTC (Fig. 3.3b) não se observa mais a corrente de jato, mas o vento se mantém de noroeste. O ar frio trazido pelo anticiclone na retaguarda da frente fria alcança a região do Paraguai e Bolívia, onde atinge velocidades de até 18 ms^{-1} . O anticiclone continua a se intensificar, como visto na Fig. 3.2b, e o ar frio alcança o Mato Grosso do Sul e chega até o centro da Bolívia, com velocidades de 22 ms^{-1} . São Paulo agora apresenta ventos de oeste, que começa a trazer o ar frio para a região.

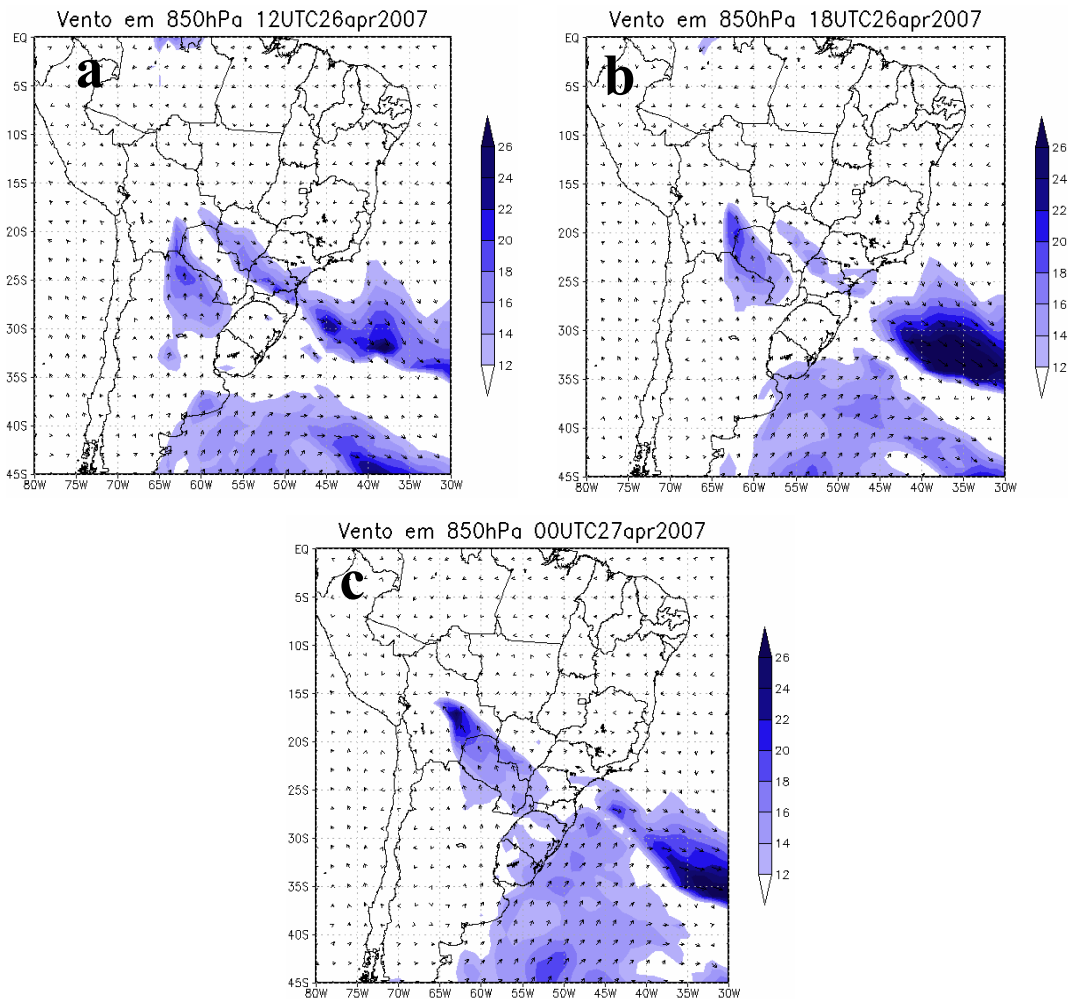


Figura 3.3: Direção e magnitude do vento (ms^{-1}) em 850 hPa para a) 1200 UTC, b) 1800 UTC do dia 26 e, c) 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007. O sombreado indica a magnitude do vento acima de 12 ms^{-1} .

Na Fig. 3.4 observa-se o deslocamento do cavado, conforme já observado na Fig. 3.2, com uma área de velocidades acima de 26 ms^{-1} (Fig. 3.4a) na região leste deste, indo do Rio Grande do Sul em direção ao oceano. Junto com o deslocamento de corrente de jato se observa um aumento na velocidade do vento e um ligeiro deslocamento deste para nordeste. Em São Paulo prevalecem os ventos de noroeste em níveis médios durante todo o período.

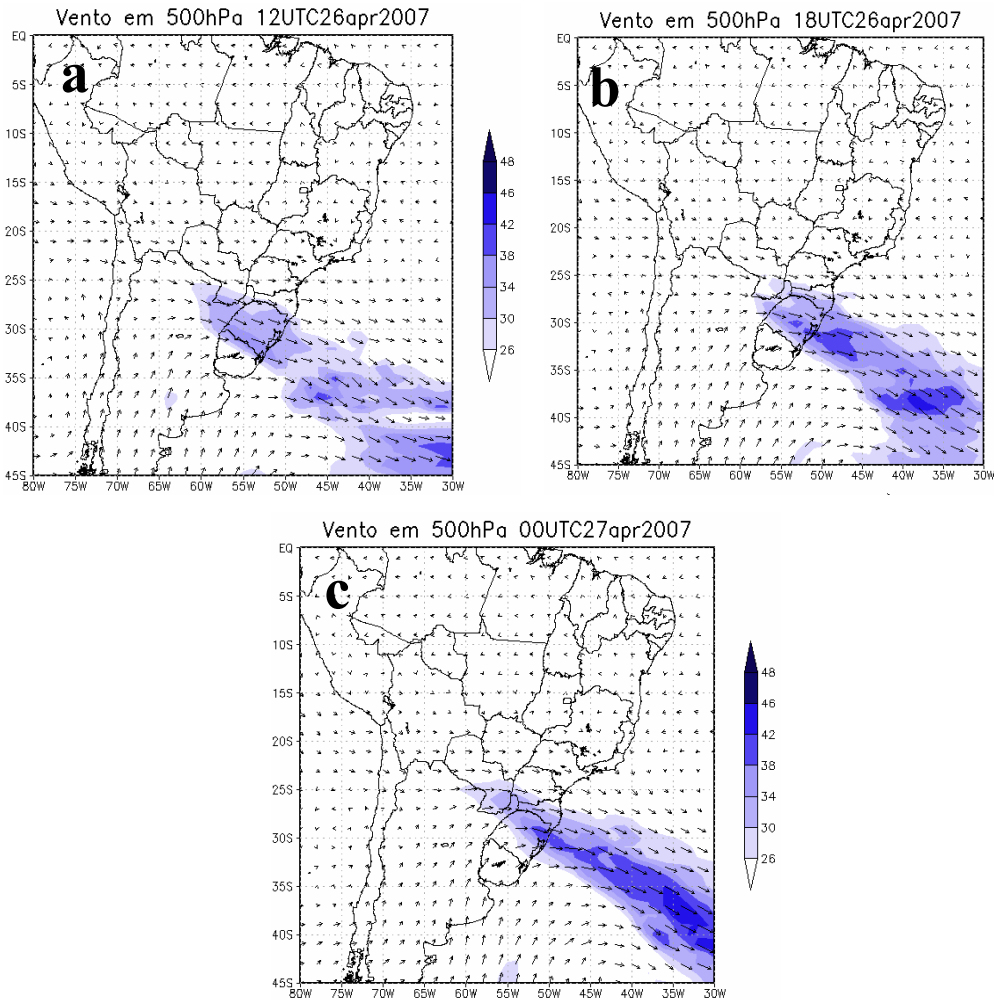


Figura 3.4: Similar a Fig. 3.3, para 500 hPa e magnitude do vento acima de 26 ms^{-1} .

Em altos níveis (Fig. 3.5) a configuração do cavado se mantém, com o jato subtropical na região norte da Argentina e no Rio Grande do Sul e núcleos de velocidades acima de 75 ms^{-1} . A presença do jato em altos níveis é observada na imagem de satélite (Fig. 3.1), com a presença de nebulosidade somente no lado equatorial do mesmo. Nas Fig. 3.5a e b, observa-se que o vento sobre a região sudeste é predominantemente de oeste, e que na Fig. 3.5c esse passa a ser de noroeste.

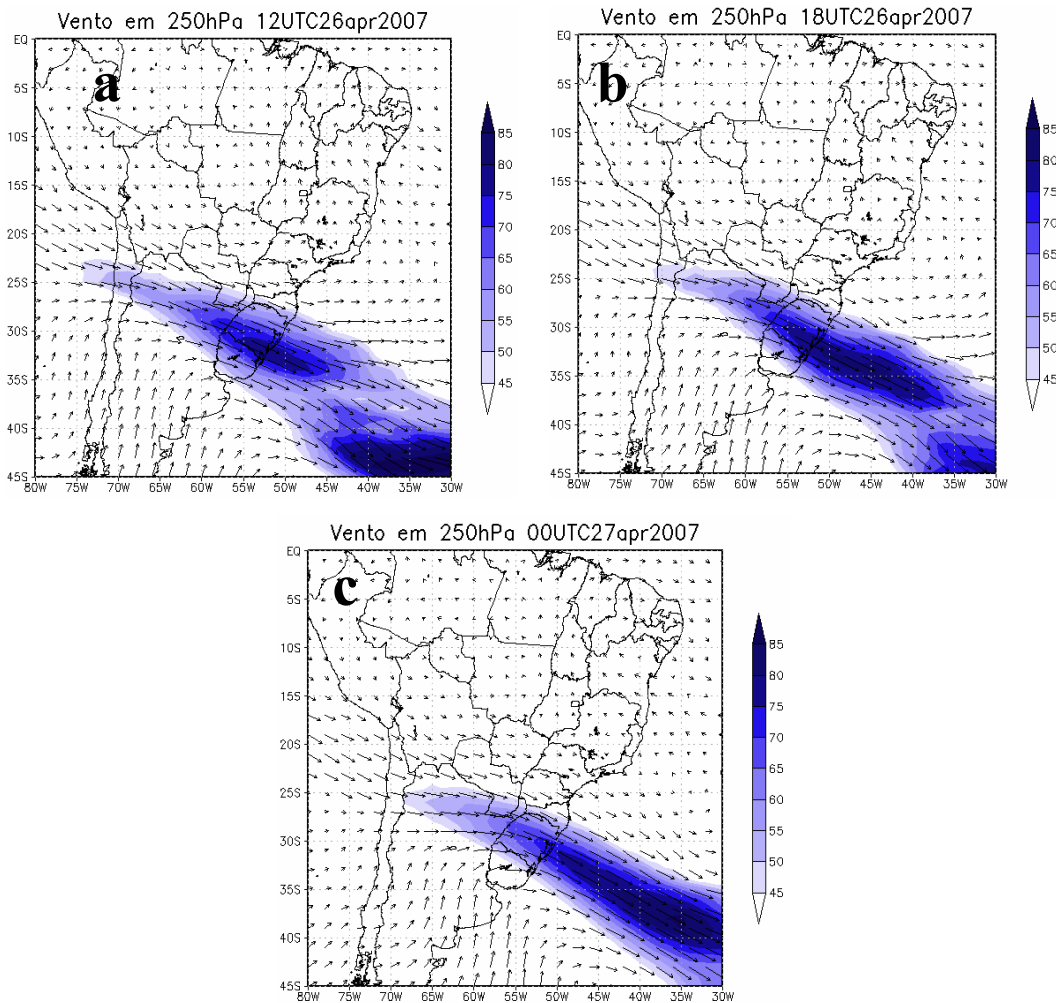


Figura 3.5: Similar a Fig. 3.3, para 250 hPa e magnitude do vento acima de 45 ms^{-1} .

Na Fig. 3.6 se observa o deslocamento da frente fria, seja pelo deslocamento das isotermas que apresentam um gradiente de temperatura de 9°C , como por uma massa de ar mais seco que se desloca atrás da frente. A Fig. 3.3c indica que as temperaturas mais altas na região do Mato Grosso do Sul e oeste do Paraná e São Paulo são provenientes do calor e da umidade da Amazônia que é transportada por um jato de baixos níveis até a região. A partir das 1800 UTC, o vento muda de direção, mas continua a trazer umidade que está sobre o Mato Grosso do Sul para São Paulo. Dessa forma temos ar quente e úmido em baixos níveis sendo então favorável para a instabilidade termodinâmica (NEWTON, 1963). Em 500 hPa pode-se observar a presença do ar mais frio e seco, o que associado à presença de ar quente e úmido em baixos níveis, favorece a convecção em baixos níveis e aumenta a convergência.

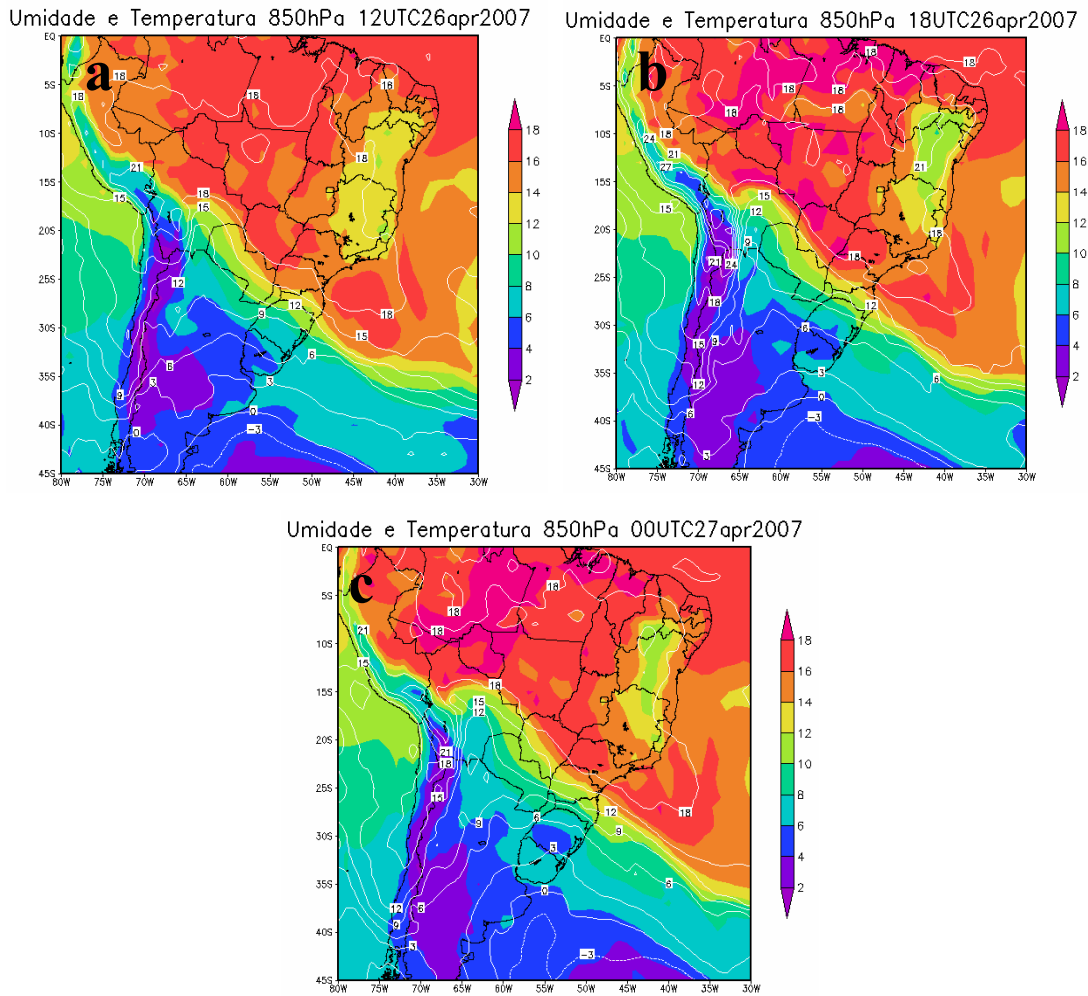


Figura 3.6: Similar a Fig. 3.3. Exceto para o campo de umidade específica do ar (g kg^{-1}) e temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em 850 hPa. Linhas brancas indicam isothermas e cores, a umidade específica.

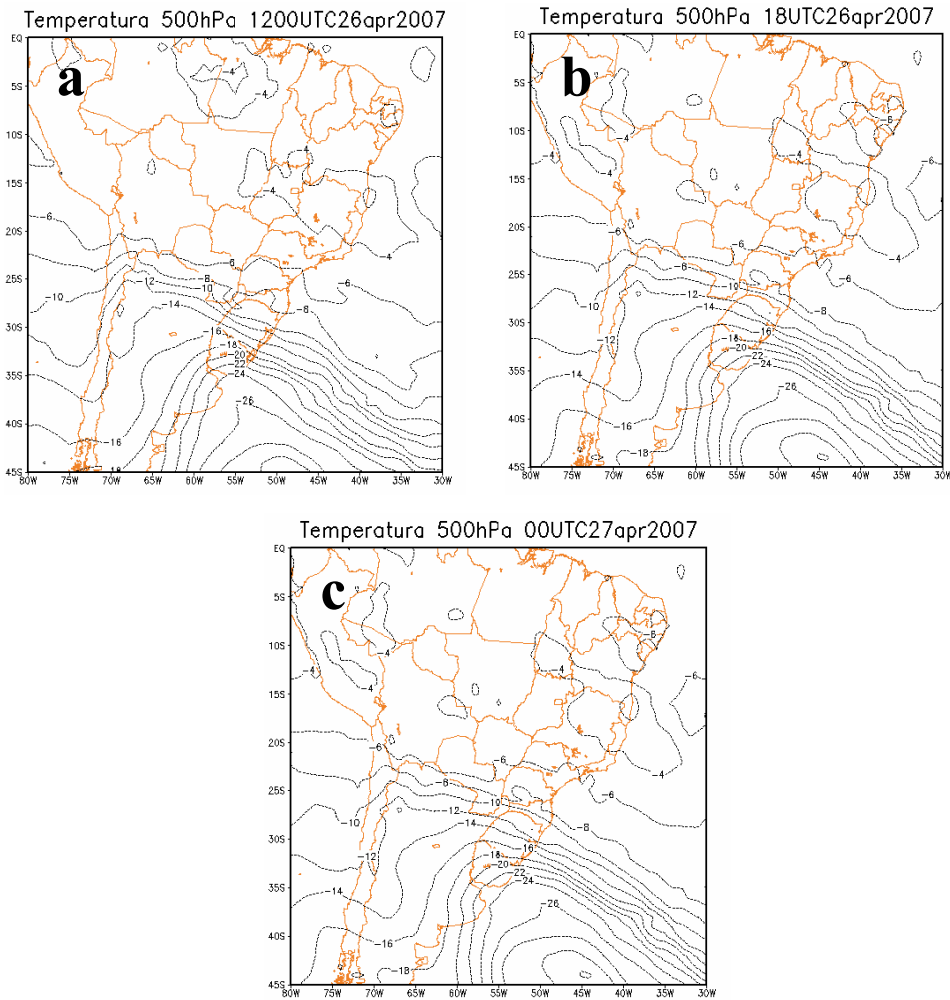


Figura 3.7: Similar a Fig. 3.3, exceto para o campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em 500 hPa. As linhas pretas são as isotermas e o contorno geográfico da América do Sul é destacado em laranja.

Observa-se no campo de divergência de umidade em 1000 hPa (Fig. 3.8) o deslocamento uma região de convergência acompanhando o deslocamento da frente fria. A Fig. 3.8b mostra um núcleo de convergência mais intenso ($< -0,0006 \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) sobre o litoral do Paraná associado a frente fria e que se estende pelo litoral de São Paulo até a região onde a LI se formou. Na Fig. 3.8c pode observar o deslocamento e a intensificação da convergência sobre o litoral de São Paulo.

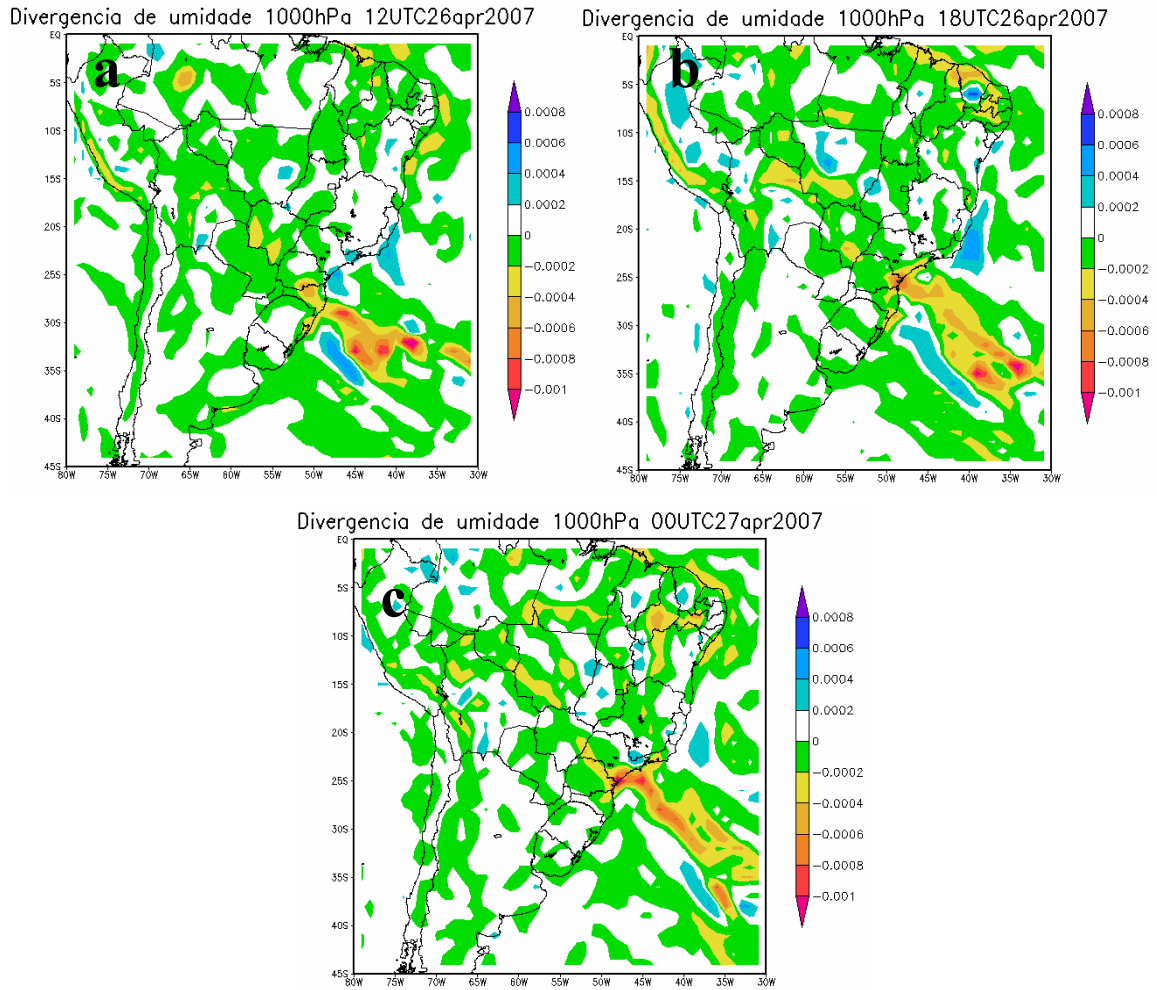


Figura 3.8: Campo de divergência de umidade em 1000 hPa para: a) 1200 UTC, b) 1800 UTC do dia 26 e c) 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007 onde as cores indicam a intensidade

O campo da divergência de massa das 1200 UTC (Fig.3.9a) mostra que a RMSP está sob uma área de fraca convergência de massa. Seis horas depois se observa na Fig. 3.9b que existe divergência de massa ($4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) na região onde se encontra a frente fria e uma região de divergência um pouco menor onde a LI se formou e que na próxima figura não está mais presente. A presença da divergência em altos níveis e a convergência de umidade em baixos níveis favoreceu a convecção na região (SCOLAR, 1983).

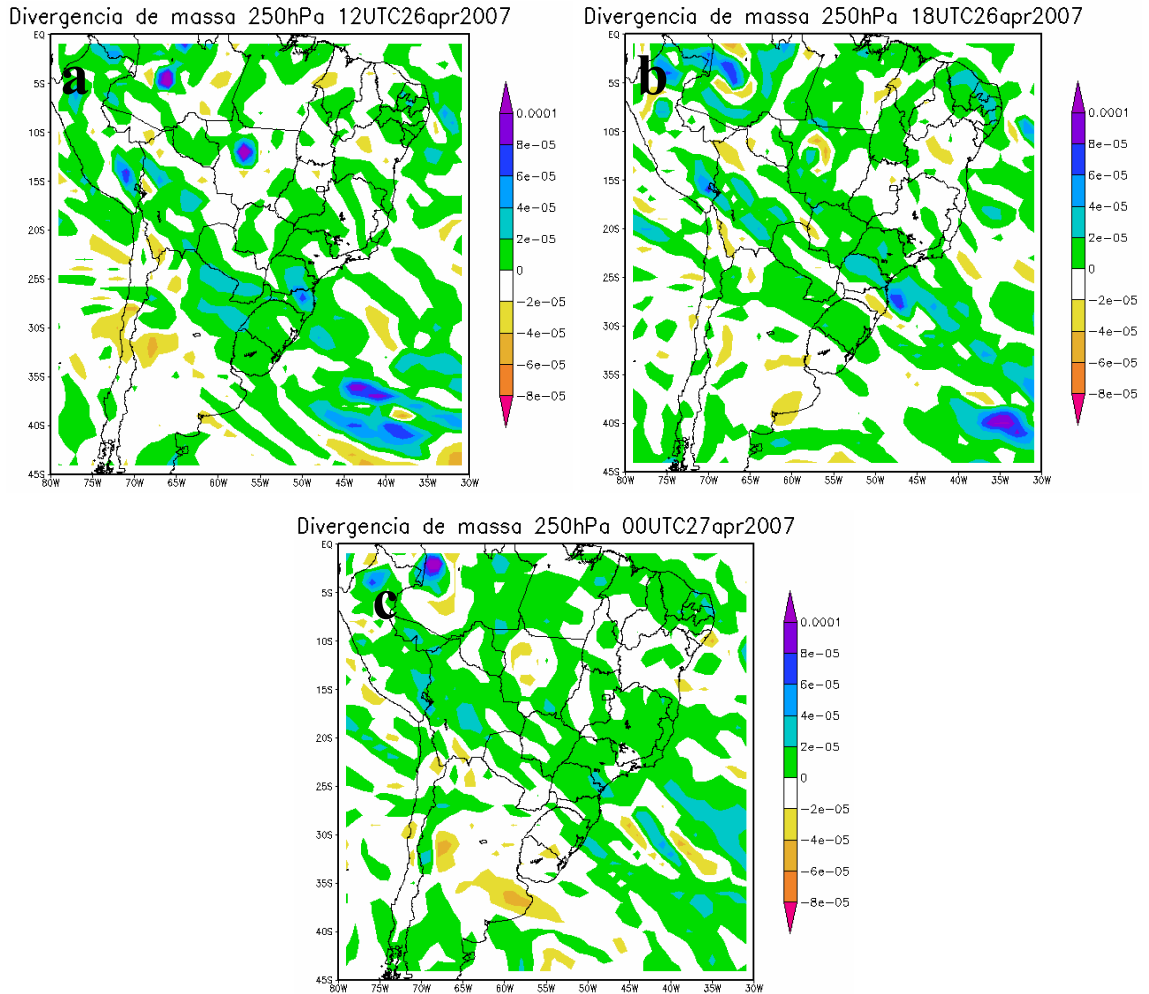


Figura 3.9: Similar a Fig. 3.8, exceto para divergência de massa em 250 hPa.

A energia potencial disponível para convecção (CAPE) (Fig. 3.10a) mostra que o estado de São Paulo se encontrava sobre uma grande área de fraca instabilidade, porém com o avanço da frente fria e advecção de umidade e calor, a atmosfera foi sendo desestabilizada e na Fig 3.10b já se observa valores maiores do que 1200 J kg^{-1} e um núcleo com valores de CAPE acima de 2400 J kg^{-1} na região oeste do estado, que segundo Fogaccia (2001) é um indicativo de convecção moderada. A Fig. 3.10 mostra a desintensificação dessa área de instabilidade após a passagem da LI.

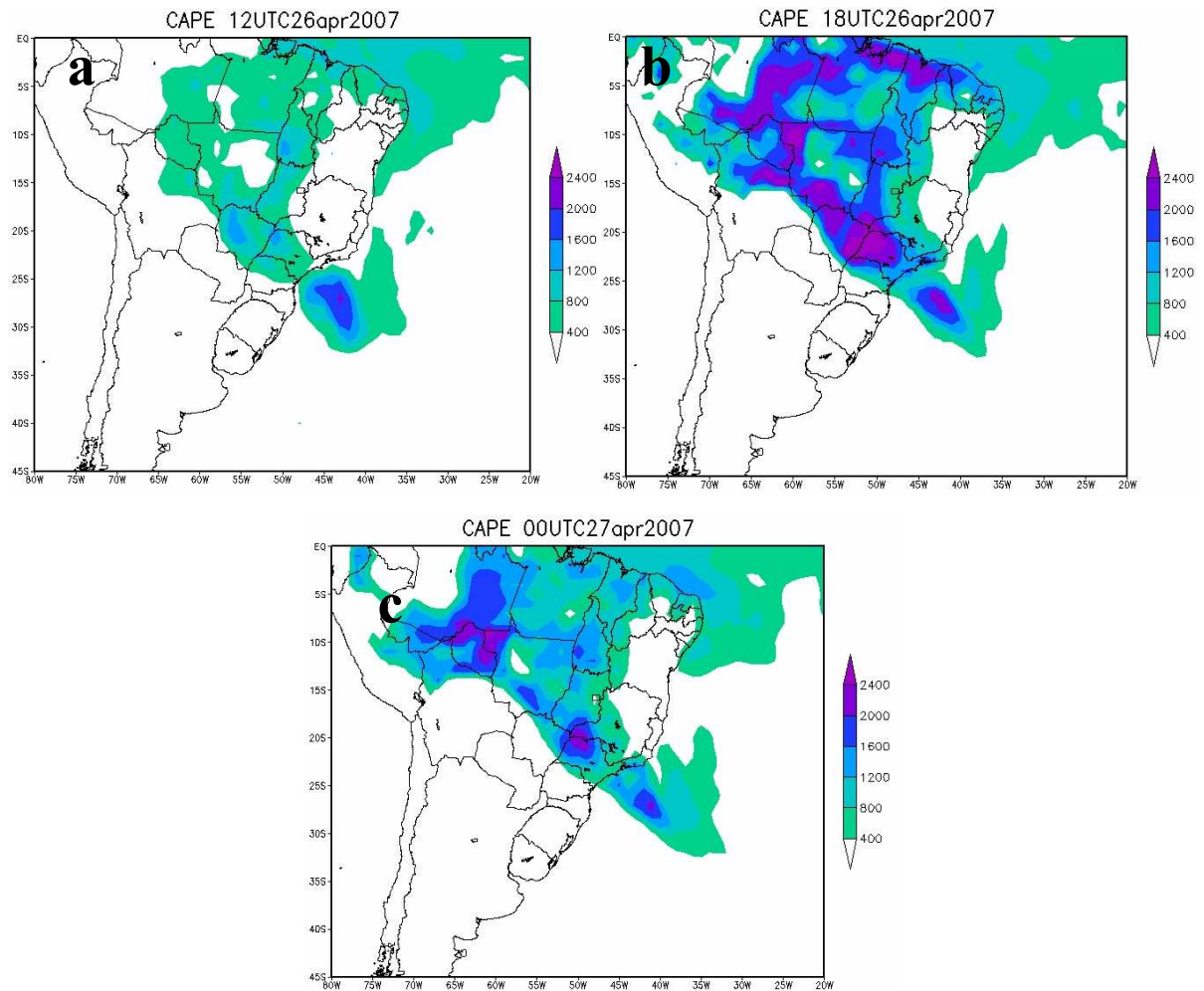


Figura 3.10: Campo de Energia Potencial disponível para Convecção (JKg^{-1}). A escala de cores indica a intensidade. a) 1800 UTC do dia 26 e b) 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007.

Dessa forma havia condições favoráveis para a formação e manutenção da linha de estabilidade, ou seja: jato em baixos níveis que transportou ar quente e úmido para a região; ar frio e seco na média atmosfera. Esta combinação resultou em instabilidade do ar e, portanto o movimento ascendente; assim como a convergência em baixos níveis e a divergência em altos níveis. O contraste térmico mantido durante o período pela frente fria também ajudou na manutenção do sistema.

3.2 - Análise Termodinâmica

A Fig. 3.11 mostra os perfis de temperatura, umidade e vento medidos com a radiossonda no Aeroporto Campo de Marte (-23° 30' 31"S, -46° 38' 15"W) às 1200 UTC do dia 26 e as 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007. Neles observa-se que houve um aumento significativo da razão de mistura em todos os níveis, que indicou a passagem da linha de instabilidade pela região. A análise dos índices de instabilidade mostra as condições antes da chegada da LI e logo após sua passagem pela RMSP.

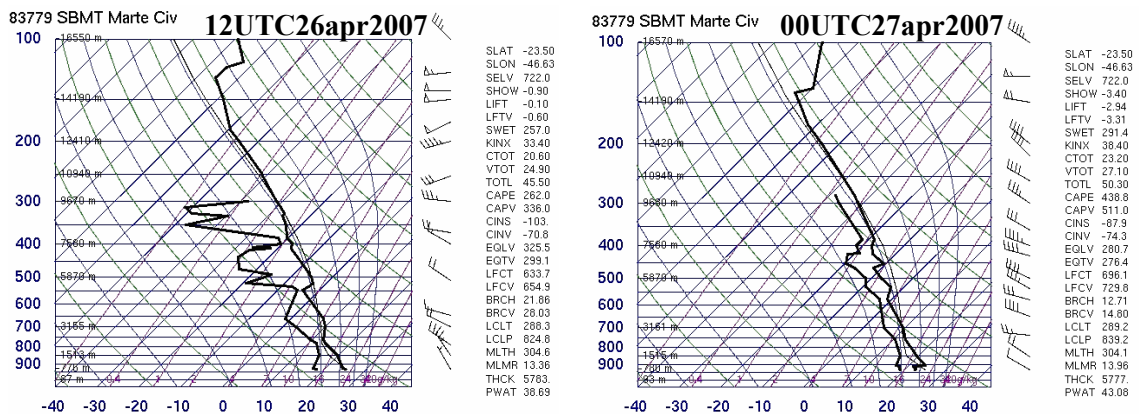


Figura 3.11: Perfil vertical da temperatura do ar (°C), temperatura do ponto de orvalho (°C), velocidade (nós) e direção do vento (°) no Aeroporto Campo de Marte (-23° 30' 31" S, -46° 38' 15" W), onde a) 1200 UTC do dia 26 de abril de 2007 e b) 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007. Fonte: University of Wyoming

Os valores dos índices apresentados na tabela 3.1 para o dia 26 sugerem que a atmosfera estava pouco estável (Showalter, Lift e CAPE), havendo ligeira possibilidade de tempestades severas (SWEAT e Total Totals) com moderado potencial convectivo (índice K). Às 0000 UTC do dia 27 de abril apresenta uma atmosfera com as mesmas condições, somente com alguns valores um pouco mais elevados.

Tabela 3.1: Valores dos índices de instabilidade referentes às sondagens das 1200 UTC do dia 26 e da 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007.

ÍNDICE	26 de Abril	27 de Abril
SHOWALTER (°C)	-0,90	-3,40
LIFT (°C)	-0,10	-2,94
SWEAT (°C)	257	291,4
K (°C)	33,40	38,4
TOTAL TOTALS (°C)	45,50	50,3
CAPE (J kg)	262	438

Fonte: University of Wyoming, 2007.

Utilizando os valores encontrados por Fogaccia (2001) se observa que nas duas sondagens os valores de CAPE são muito baixos, não estando nem dentro do limite de convecção fraca, porém os índices IS e K começam com valores mais baixos que significa tempestade severa e cbs esparsos, respectivamente e depois aumentam para probabilidade de ocorrência de tornados e cbs numerosos.

Observa-se que os valores de CAPE obtidos com os dados de reanálise na análise sinótica são bem mais altos e mais condizentes com a situação real da atmosfera.

3.3 – Análise dos dados em superfície

Os dados de superfície medidos na Estação Meteorologia do IAG/USP mostram que a LI teve sua passagem bem caracterizada sobre a Região Metropolitana de São Paulo às 2000 UTC. A Fig. 3.12 mostra uma queda na pressão em superfície até as 1700 UTC, induzida por um aquecimento na média e alta troposfera à frente da LI (GALLUS e JOHNSON, 1991). Após a passagem dessa região de mesobaixa com centro de 920hPa, observa-se um aumento da pressão, a mesoalta, resultante do resfriamento do ar causado pela evaporação da precipitação dentro das correntes descendentes (JOHNSON, 2001). Na hora da passagem da LI sobre a RMSP a pressão em superfície era de 922 hPa.

Por seu rápido deslocamento a precipitação observada na estação meteorológica foi de apenas 6,9 mm durante esse evento. Os dados de vento (Fig. 3.13) indicam uma rajada de vento as 1900 UTC com velocidade de 15 km h^{-1} seguido de uma mudança na direção do vento de NW para W. Um decréscimo na temperatura de 6°C no mesmo horário é também observado na Fig. 3.15, devido ao ar frio trazido dos níveis médios para a superfície pelas intensas correntes descendentes na região convectiva. Na próxima hora a pressão continua a aumentar, observa-se velocidade do vento constante e a direção muda para SW e a temperatura apresenta ligeira queda.

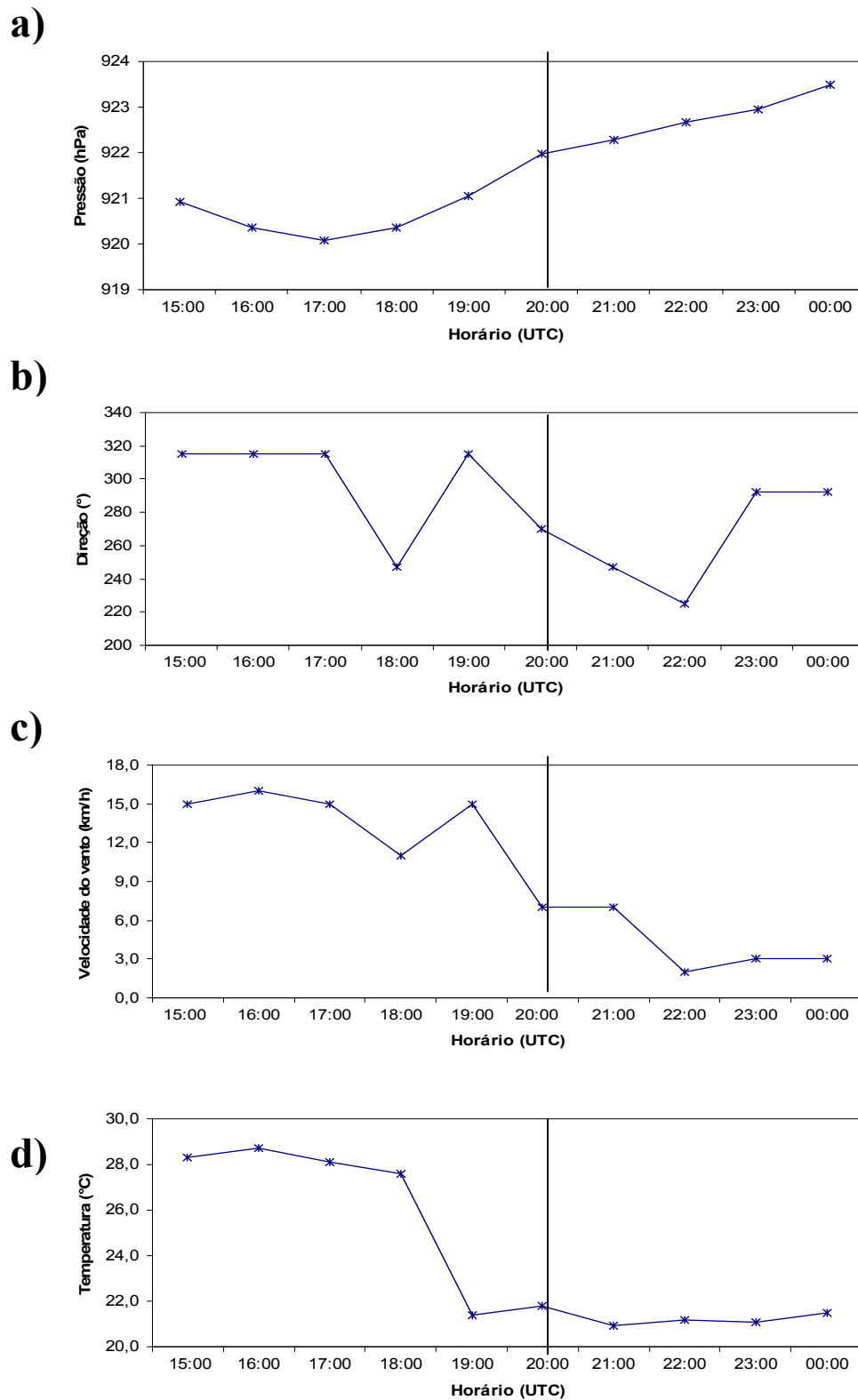


Figura 3.12 : Dados registrada na estação meteorológica do IAG/USP no dia 26 de abril de 2007 para a) pressão atmosférica (hPa), b) direção do vento (°), c) velocidade do vento(km h⁻¹) e d) temperatura do ar (°C). O traço indica o horário em que a LI atingiu a RMSP.

3.4 – Autoconsistência dos dados polarimétricos

3.4.1 - Calibração da refletividade diferencial (Z_{DR}).

Na calibração de Z_{DR} foram utilizados dados obtidos no dia 22 de maio de 2007 com a antena em apontamento vertical. Na Fig. 3.13 se observa a dispersão dos dados de Z_{DR} em uma amostra dos dados utilizados no cálculo do viés, dando assim uma noção da distribuição dos valores encontrados dentro dos critérios estabelecidos na metodologia.

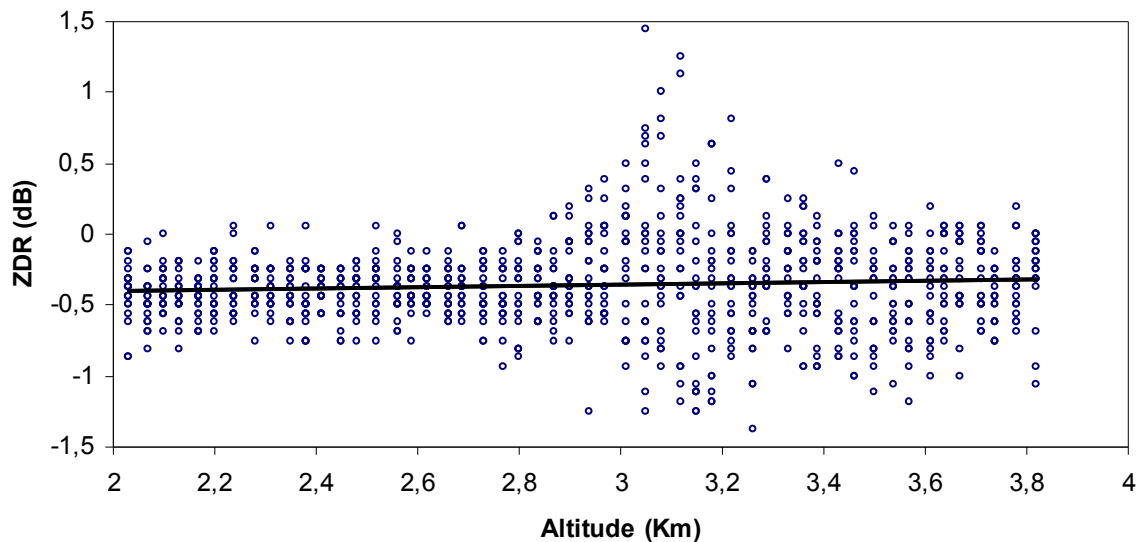


Figura 3.13: Gráfico de dispersão de dados de uma das varreduras feitas com a antena do radar em apontamento vertical, no dia 22 de maio de 2007 as 1426 UTC.

Após a aplicação da metodologia já descrita o viés da refletividade diferencial encontrado foi de -0,36 dB. Essa correção foi aplicada nos dados do dia 26 de abril de 2007 e pode ser observada na Fig. 3.15.

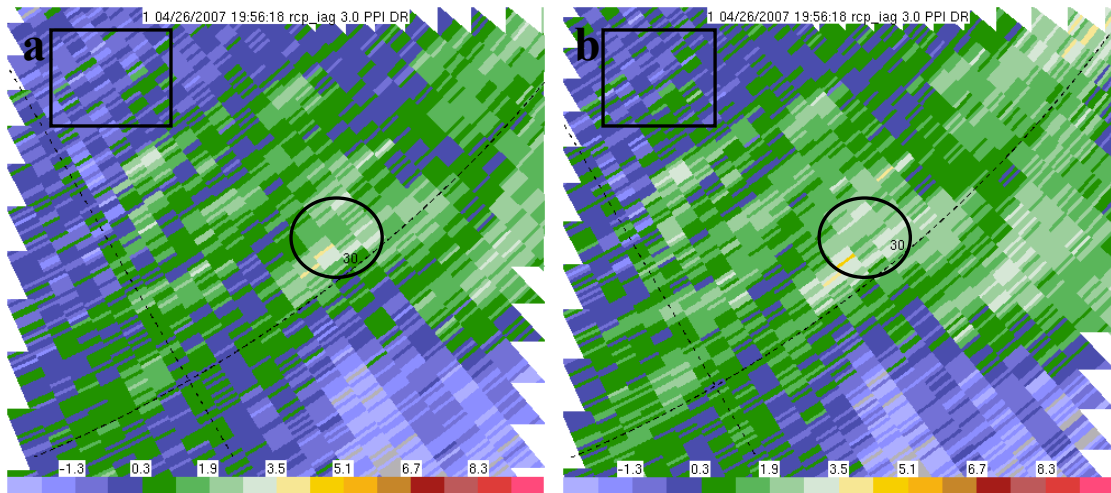


Figura 3.14: PPI de ZDR de $3,0^\circ$ das 1956 UTC do dia 26 de abril de 2007. a) sem a remoção do viés e b) com a remoção do viés de $-0,36$ dB. Escala de cores indica a intensidade.

Observa-se na Fig. 3.14b um ligeiro aumento da população de gotas pequenas esféricas, ou seja, com $Z_{DR} = 0$ (AL-KHATIB et al. 1979; SELIGA et al. 1979; SMYTH et al, 1998), principalmente na região dentro do quadrado, área essa onde se encontra a região estratiforme da linha de instabilidade. Na região central da figura (círculo) pode se notar que Z_{DR} tem valores ligeiramente maiores, o que condiz com o esperado por ser uma área de forte convecção onde as gotas são maiores e tem formato achatado devido a grande velocidade de queda nessa região tendo, portanto, a refletividade horizontal maior que a vertical.

3.4.2 - Calibração da refletividade (Z)

O viés da refletividade foi obtido com os dados do dia 26 de abril de 2007 para 844 PPIs entre 1457 UTC e 2121 UTC. As Fig. 3.15 e 3.16 mostram o exemplo de um dos segmentos de feixe utilizados no cálculo do viés da refletividade.

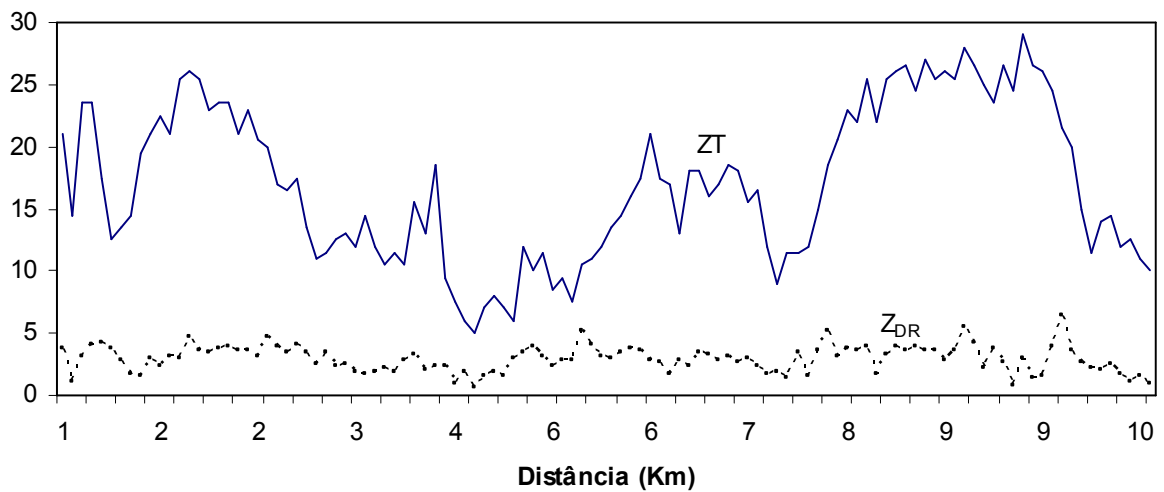


Figura 3.15: Segmento de feixe das 1923 UTC com $2,0^\circ$ de elevação que mostra o comportamento dos dados de refletividade (dBZ) e refletividade diferencial (dB).

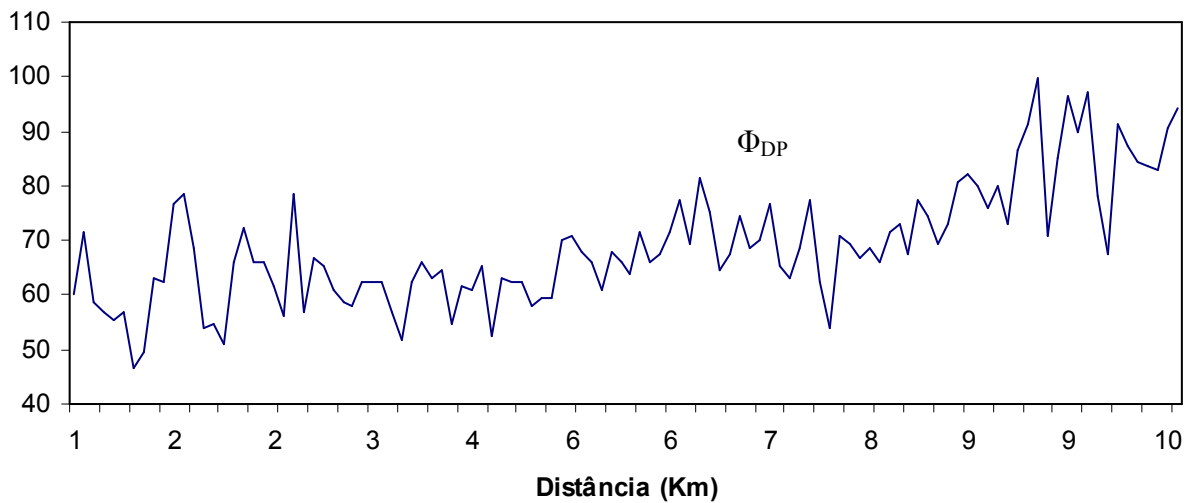


Figura 3.16: Idem a Fig. 3.15, porém para a diferença de fase (graus).

Os valores obtidos com a aplicação dessa metodologia para os coeficientes são apresentados na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Valores dos coeficientes obtidos pela regressão múltipla.

Coefficiente	Valor
a	$3,92 \cdot 10^{-2}$
b	1,01
c	$-1,96 \cdot 10^{-3}$

Aplicando-se esses valores na Eq. 20, a diferença de fase estimada encontrada é de 14° . Conforme descrito na metodologia, os valores da diferença de fase medida para cada segmento do feixe foram obtidos por meio da diferença entre os valores medidos no início e fim de cada um. Os valores foram $62,0^\circ$ e $77,5^\circ$, respectivamente. Aplicando-se a Eq. 22, o valor da diferença final de fase encontrado foi de $15,5^\circ$. Com esses valores já calculados, conseguimos então obter o valor da medida do viés da refletividade (Eq. 23), que para o radar meteorológico MXPOL é $-0,46$ dB.

Foram utilizados somente dados com coeficiente de correlação maior do 0,98 (BOUAR et al, 2008) para eliminar a possibilidade outro tipo de precipitação que não seja chuva e assim garantir que não haja nenhuma outra fonte de viés para Z_{DR} e ZT . E de acordo com a análise teórica feita por Bringi et al (2001), os valores de viés para ZT e Z_{DR} devem ser 1dBZ e 0,3 dB, respectivamente.

Na Fig. 3.17 observam-se dois campos de refletividade onde o a esquerda é o campo com a refletividade medida e o a direita é o campo da refletividade já com a correção do viés.

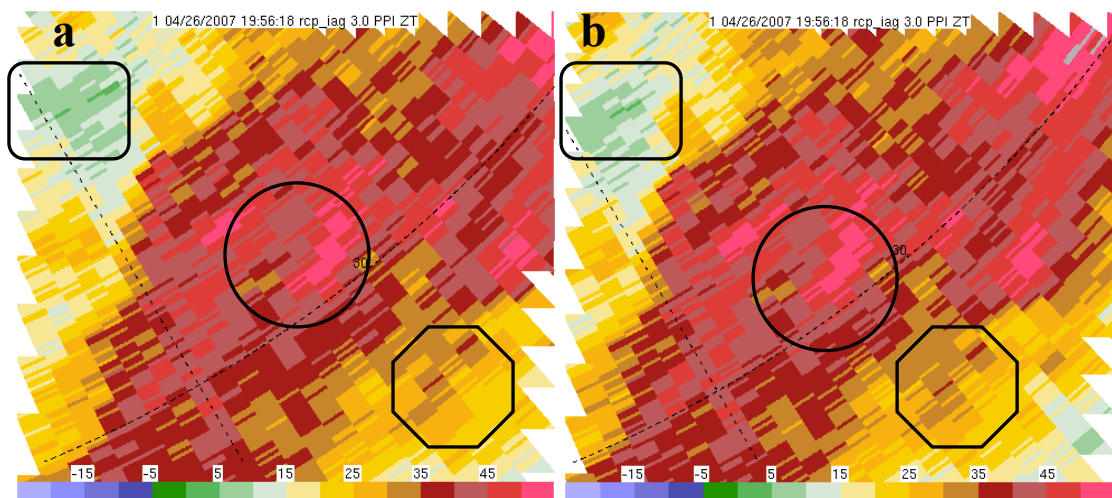


Figura 3.17 – Idem a Fig. 3.15, exceto para a refletividade (dBZ) com remoção do viés de $-0,46$ dB.

Nas regiões destacadas nas duas figuras se observam áreas em que a correção fica mais visível, já que o valor da correção é pequeno comparado aos valores da refletividade. Estudos feitos por Vivekanandan et al (2003) para o radar NEXRAD mostram que o viés de 1 dB produz um erro de 18% na estimativa da taxa de precipitação.

3.5 – Evolução espaço-temporal da Linha de Instabilidade

Os dados do radar MXPOL indicaram uma formação típica de linha de instabilidade a partir das 1945 UTC (Fig. 3.18a.) e essa foi monitorada até as 2106 UTC (Fig. 3.18f), quando saiu do alcance do radar. Durante esse intervalo, ela deslocou-se por 100 km com uma velocidade média de 18 m/s com orientação nordeste-sudoeste. Às 1956 UTC a RMSF foi atingida pela LI, porém devido ao seu deslocamento muito rápido, a quantidade de precipitação medida na Estação Meteorológica do IAG-USP foi de apenas 6,9 mm. Neste mesmo horário, a região convectiva da LI apresenta valores de refletividade acima de 50 dBZ e na região ao sul do radar pode-se notar a formação de uma região estratiforme com valores de refletividade entre 20 e 35 dBZ. Às 2023 UTC a LI integra-se com outra área convectiva que se desenvolveu mais ao norte do radar, aumentando a extensão da LI. A parte estratiforme da LI continua a se desenvolver, sendo que a maior parte de sua área apresenta refletividade entre 20 e 25 dBZ.

A área convectiva da LI entra em fase de decaimento a partir das 2034 UTC (Fig. 3.18d), quando a linha começa a desfazer-se e perder intensidade, apresentando valores de refletividade de 45 dBZ e a área estratiforme torna-se maior. Pode-se observar que as 2101 UTC a área convectiva diminui consideravelmente e separa-se da área estratiforme, que também diminuiu. Nesse horário também começa a surgir próximo ao radar alguns núcleos com refletividade de 45 dBZ.

Desse momento até as 2117 UTC a LI se desorganiza, restando dois núcleos com refletividade alta, enquanto a parte estratiforme quase sai da área de alcance do radar. A nova região de precipitação próxima ao radar perde intensidade apresentando apenas pequenos núcleos convectivos, e um aumento na região de precipitação estratiforme que apresenta refletividade entre 20 e 25 dBZ.

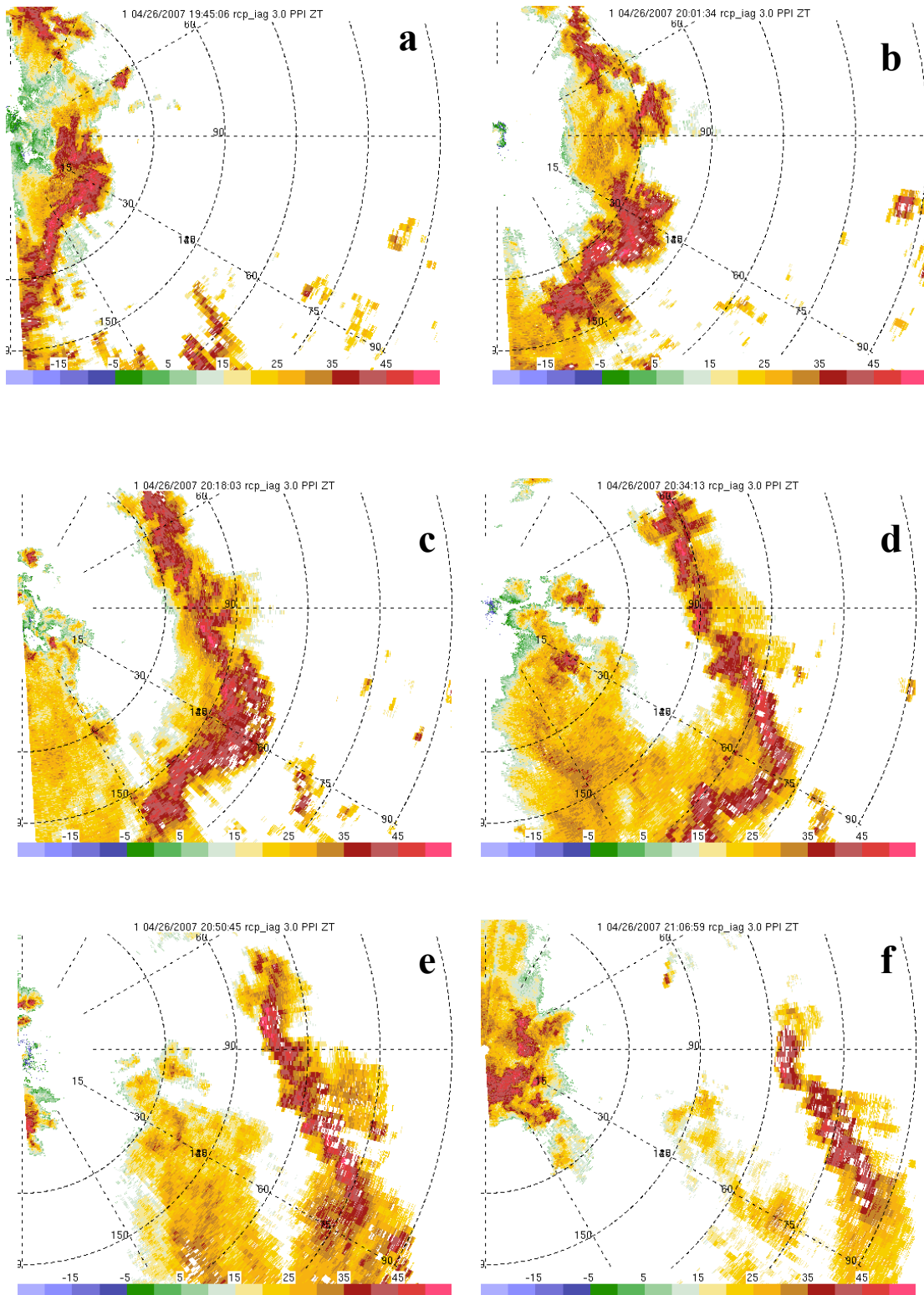


Figura 3.18: PPI de 3,0° de elevação da refletividade às a) 1945 UTC, b) 2001 UTC, c) 2018 UTC, d) 2034 UTC, e) 2050 UTC, f) 2106 UTC do dia 16 de abril de 2007. A escala de cores indica a intensidade em dBZ.

Os campos de refletividade diferencial (Fig. 3.19) mostram-se coerentes com os resultados apresentados nos campos de refletividade, apresentando valores baixos (entre 0 e 1 dB) na região estratiforme e valores maiores na região convectiva. (BRANDES, 2000)

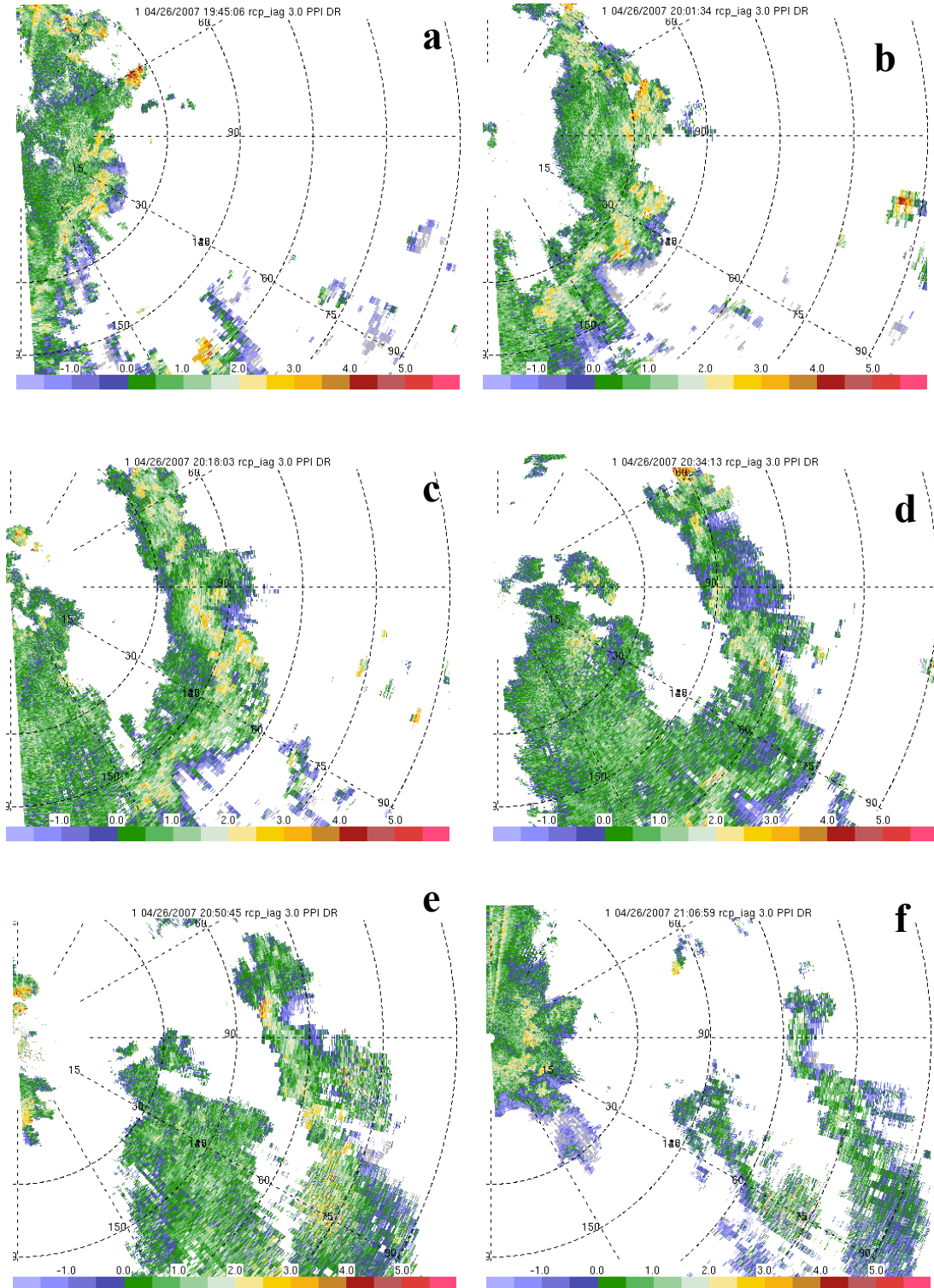


Figura 3.19: Similar a Fig.3.19, mas para a refletividade diferencial (dB).

3.6 – Análise Dinâmica

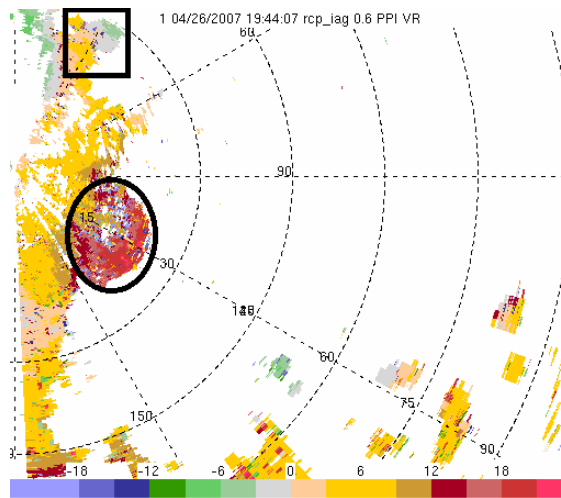


Figura 3.20 - PPI com 0,6° de elevação da velocidade radial às 1944 UTC do dia 26 de abril de 2007. A escala de cores indica a intensidade em m s^{-1} .

A Fig. 3.20 mostra duas assinaturas de mesoescala no campo da velocidade radial em uma altitude de aproximadamente 300 m. Na caixa observa-se uma região de convergência ciclônica, local esse onde pode ser visto na Fig. 3.18a, existe uma região com convecção profunda com refletividade de 50 dBZ. No círculo se observa um jato intenso com velocidades acima de 18 m s^{-1} .

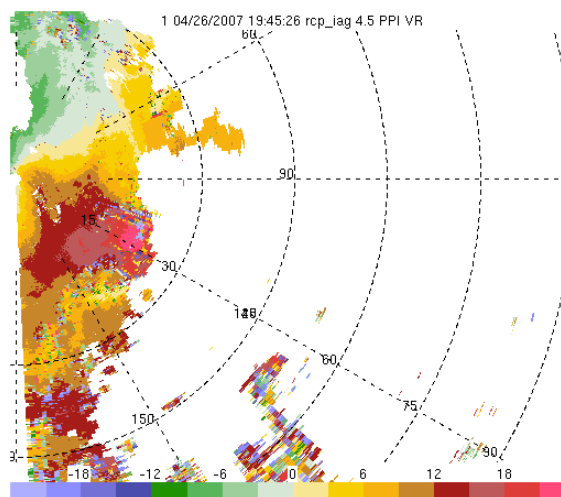


Figura 3.21 - Idem a Fig. 3.21, mas para elevação de 4,5° às 1945 UTC.

Com 4,5° de elevação, podemos observar o comportamento da velocidade radial dentro da linha de instabilidade em aproximadamente 2300m de altitude. Nos locais delimitados na Fig. 3.20, observa-se uma mudança na configuração da região onde havia

convergência ciclônica, passando a ter uma região muito maior de divergência anticiclônica. Na região dianteira central da LI, o jato continua a ser observado, porém com um núcleo com velocidades que agora ultrapassam os 20ms^{-1} .

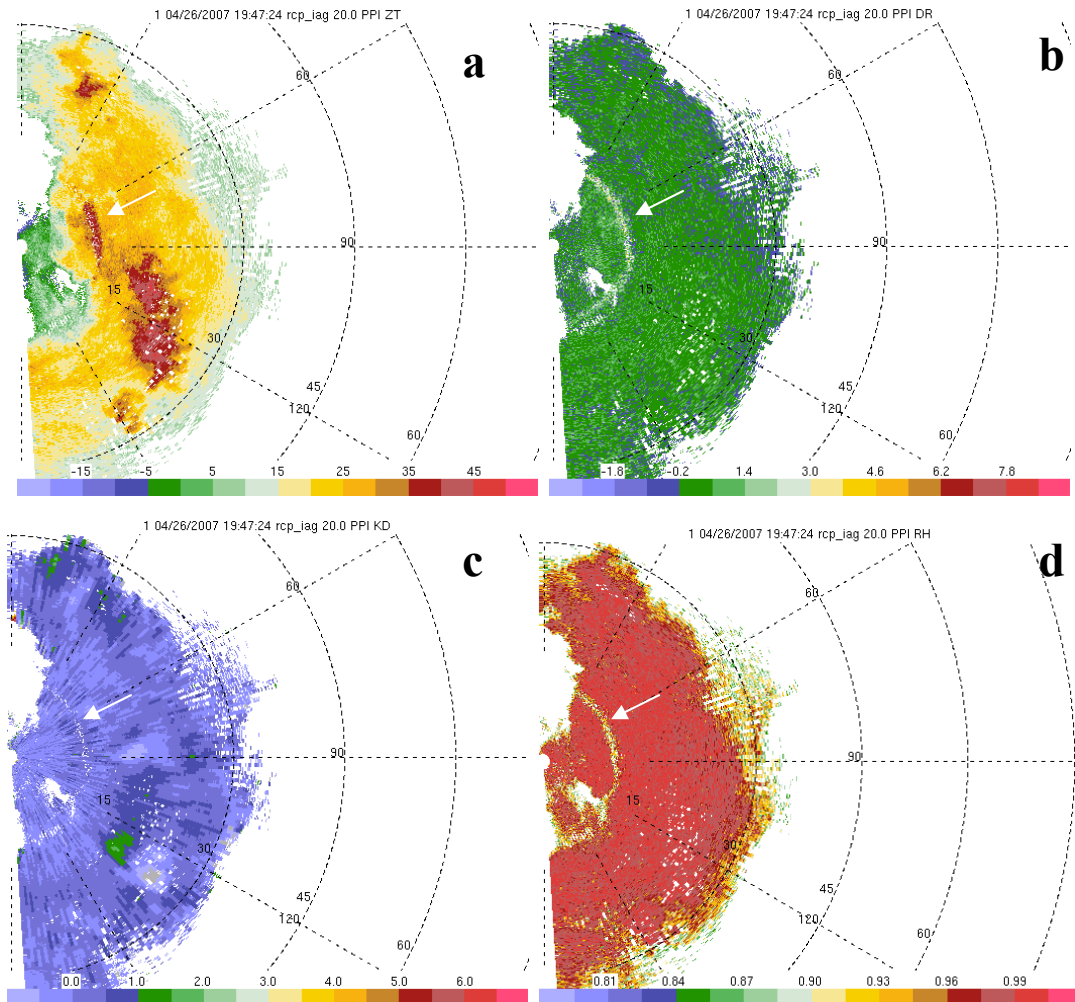


Figura 3.22: PPI com 20° de elevação de a) ZT, b) Z_{DR} , c) K_{DP} e c) ρ_{hv} . A seta indica a localização da banda brilhante (12 km de distância do radar e 4,2 km de altitude).

A banda brilhante, ou segundo máximo de precipitação dentro da linha de instabilidade pode ser observado na região indicada pela seta na Fig. 3.22. Segundo Giangrande et al (2004), a BB pode ser identificada por valores de ZT entre 30 e 47 dBZ; 0,90 a 0,97 de ρ_{hv} e Z_{DR} superior a 0,8 dB. Esses valores indicam a presença de fase mista: mistura de gotas líquidas e cristais de gelo. A identificação dessa camada de derretimento é necessária para delinear os limites entre hidrometeoros líquidos e congelados, que resulta numa melhor distinção entre chuva e agregados, devido ao pequeno contraste polarimétrico entre esses hidrometeoros. O resultado obtido é condizente com os dados da radiosondagem,

em que a isoterma de zero grau encontra-se em 4,2 km de altitude, valor esse que é aproximadamente o encontrado para a banda brilhante na imagem do radar.

3.7 – Classificação dos Hidrometeoros

A Lógica Fuzzy foi aplicada aos dados do radar MXPOL para obter da classificação dos hidrometeoros presentes na linha de instabilidade. Como descrito na metodologia, ela utiliza dados de Z_h , Z_{DR} , K_{DP} , ρ_{hv} , temperatura e altitude como dados de entradas. Como não temos sondagens disponíveis no horário da passagem da LI, a mais próxima é a sondagem da 0000 UTC do dia 27 de abril de 2007 do Campo de Marte. A temperatura é uma variável importante por servir como um fator determinante na classificação de dois tipos de hidrometeoros que tenham domínios muito parecidos, ou que seja parte do domínio de outro hidrometeoro. Um exemplo disso é a distinção entre neve seca e úmida, que apresentam valores de domínio muito próximo, mas que em -45°C é fisicamente impossível a presença de neve úmida, já que nessa temperatura as gotas de água super-resfriadas congelam imediatamente.

Os dados da tabela de classificação de hidrometeoros foram ajustados por meio de uma extensa revisão bibliográfica do que vem sendo estudado sobre esse assunto, primeiramente para radares banda S, (STRAKA et al, 2000; LIU e CHANDRASEKAR, 2000; KESSINGER et al, 2003; RYZHKOV et al, 2003 e PARK et al, 2009), depois para radares banda C, (ALBERONI et al, 2002; BALDINI et al, 2004; KEENAN, 2003; e EVARISTO et al, 2006). Alguns autores têm estudado radares banda X, porém ainda em número muito menor do que para os outros radares. Após vários testes utilizando os dados disponíveis nos artigos de Ryzhkov et al, 1994; Iwanami et al, 2001; Masayuk et al, 2004 e Dolan et al, 2009, os valores das funções membros e pesos foram ajustados a fim de obter a classificação mais condizente com a esperada. O Apêndice A mostra a tabela utilizada e os valores que foram ajustados em negrito.

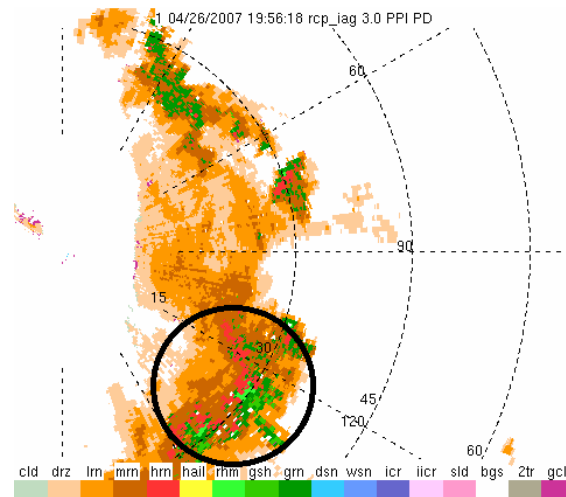


Figura 3.23 - PPI com 3,0° de elevação das 1956 UTC do dia 26 de abril de 2007, apresentando a classificação dos hidrometeoros presentes na linha de instabilidade. A escala apresenta as 17 classificações dos hidrometeoros: Nuvem (cld), chuva fraca (lrn), chuva moderada (mrn), chuva forte (hrn), granizo (hail), mistura de chuva e granizo (rhm), saraiva e granizo pequeno (gsh), mistura de saraiva e chuva (grn), neve seca (dsn), neve úmida (wsn), cristais de gelo (icr), cristais de gelo irregulares (iicr), gotas super-resfriadas (sld), insetos (bgs), eco de segunda viagem (2tr) e eco de terreno (gclt).

A Fig. 3.23 apresenta a classificação dos hidrometeoros na LI que está de acordo com o esperado nessa situação. Observa-se uma região de forte convecção, onde se encontra chuva forte misturada a granizo e graupel, que pode ser explicado pelo fato de que nessa região existem fortes correntes ascendentes que carregam as gotas de água para a região superior da nuvem, onde essas congelam e tornam a cair, sendo carregadas pela corrente descendente e retornando em forma de cristais de gelo. Envolvendo essa região de convecção encontra-se uma área de chuva moderada, que conforme avança para a retaguarda da linha, perde sua intensidade e compõe a região estratiforme, apresentando chuva fraca e chuvisco.

A região delimitada pelo círculo na Fig. 3.23 é apresentada na Fig. 3.24a, numa visão mais próxima. Duas outras regiões apresentam as mesmas características, uma a aproximadamente 20 km do radar entre os azimutes de 20 e 50°, e a segunda em 30 km do radar e entre os azimutes de 70 e 80°.

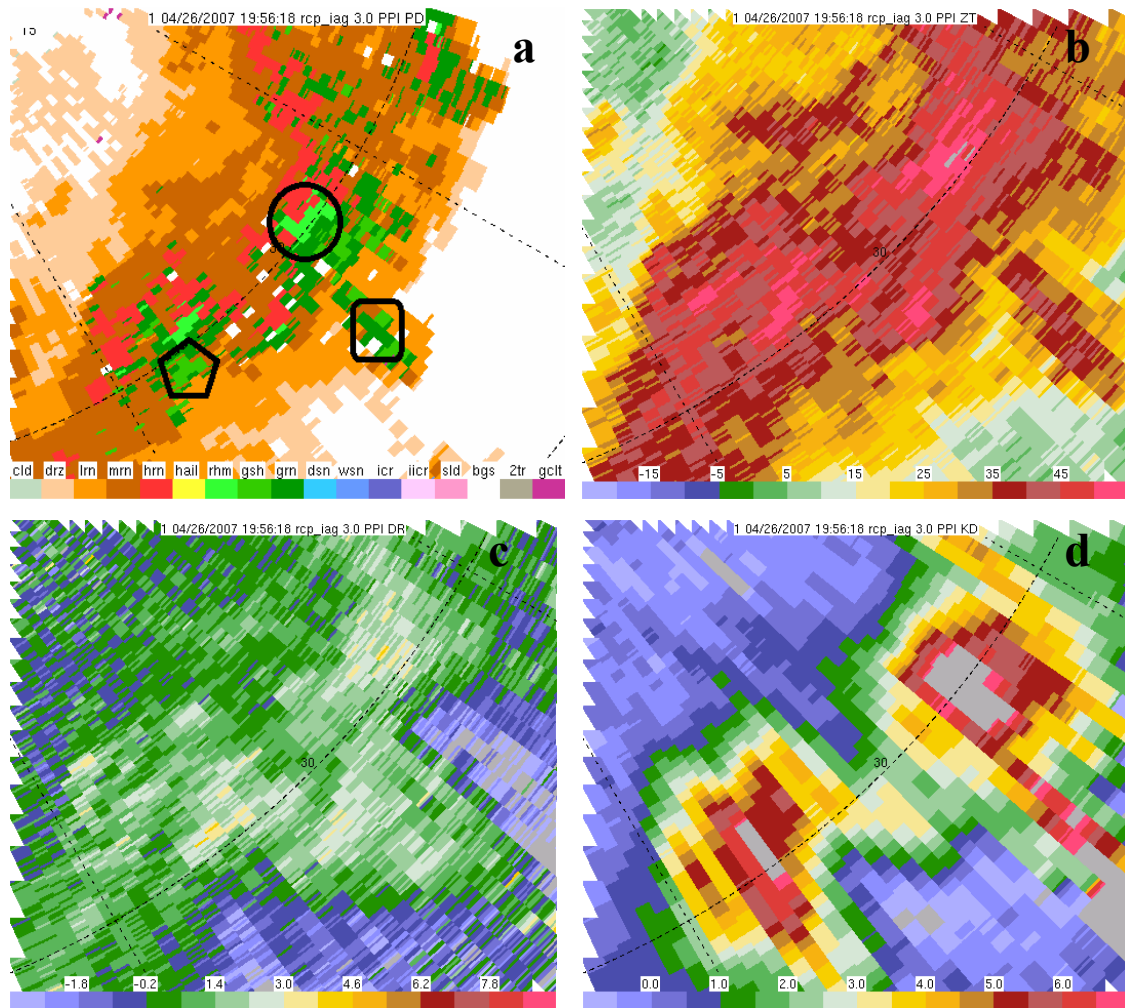


Figura 3.24 - PPI da área convectiva da LI do dia 26 de abril de 2007 as 1956 UTC com 3° de elevação. a) Classificação dos hidrometeoros; b) ZT; c) Z_{DR} e d) K_{DP} . Legenda similar à Fig. 3.23.

A área delimitada pelo círculo foi classificada com uma mistura de chuva e granizo, o que é compatível, visto os altos valores de ZT e K_{DP} , que são característicos de granizo (DOLAN et al, 2009) e valores de Z_{DR} próximos a 3dB, que sugere ser essa uma região de transição dos hidrometeoros sólidos para líquido (RYZHKOV et al, 1994). As duas regiões restantes apresentam valores próximos de K_{DP} e Z_{DR} , que são característicos de alguns tipos de graupel, sendo que a distinção entre eles é feita pelo valor da refletividade, sendo que a mistura de saraiva e chuva apresentam valores maiores. (DOLAN et al, 2009).

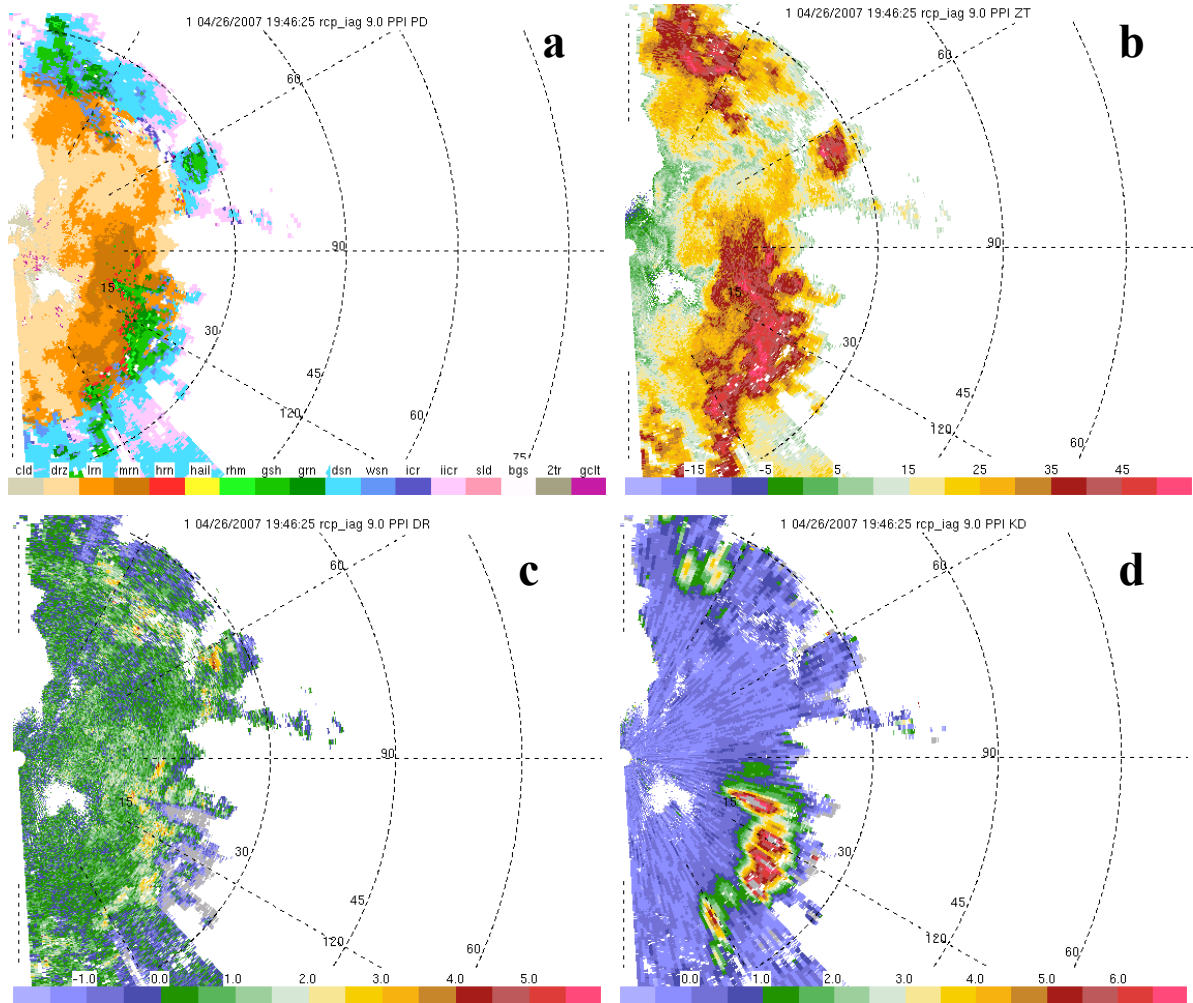


Figura 3.25: PPI da área convectiva da LI do dia 26 de abril de 2007 as 1946 UTC com 9° de elevação. a) Classificação dos hidrometeoros; b) ZT; c) Z_{DR} e d) K_{DP} . Legenda similar à Fig. 3.23.

A classificação dos hidrometeoros apresentada na Fig. 3.25a mostra resultados que são esperados para as regiões próximas ao radar onde a precipitação é fraca ou moderada. Com o afastamento do radar e o aumento da intensidade da precipitação, que pode ser observado tanto nos valores de ZT na Fig. 3.25b, quando nos núcleos de altos valores de K_{DP} na Fig. 3.25c, nota-se problemas na classificação como a presença de neve seca na região posterior a de maior intensidade de precipitação, sendo que essa região encontra-se a aproximadamente 3 km de altura, portanto abaixo da banda brilhante. Esse resultado é esperado devido a atenuação resultante da forte precipitação observada. O uso de um algoritmo para a correção da atenuação deve melhorar consideravelmente os resultados nessas regiões.

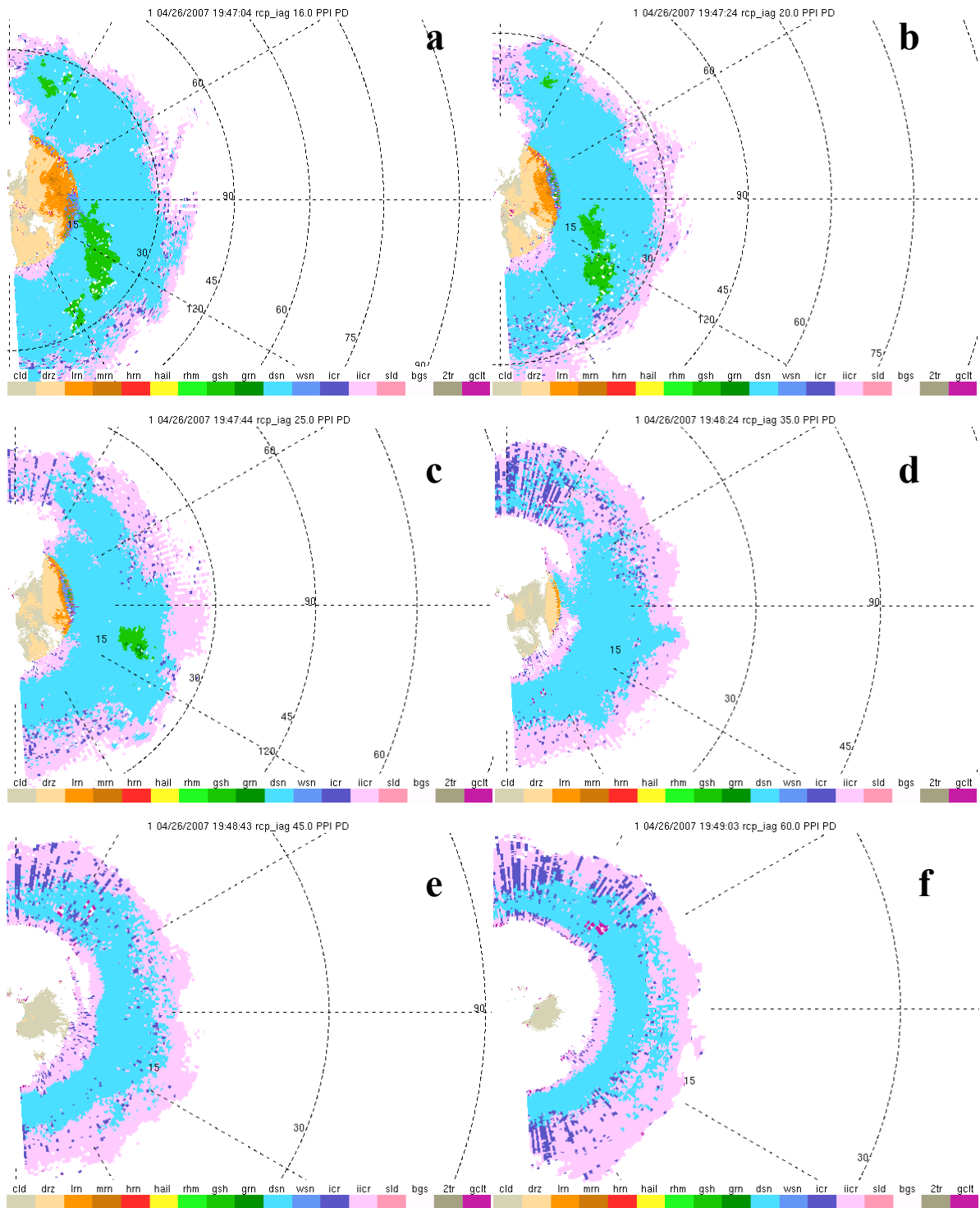


Figura 3.26: PPI da classificação dos hidrometeoros para as seguintes elevações: a) 16° , b) 20° , c) 25° , d) 35° , e) 45° e f) 60° . A legenda é igual a da Fig. 3.23.

A seqüência de PPIs mostra a classificação dos hidrometeoros com o aumento da elevação e portanto, o aumento da altitude onde esses hidrometeoros encontram-se. Observa-se nas imagens uma clara linha de separação entre as regiões, que a altura e análise dos campos de ZT , Z_{DR} e ρ_{hv} , indica ser a banda brilhante. Apesar de também sofrer atenuação, os resultados apresentados são possíveis de ocorrer nessa região, porém esperava-se a presença de outros tipos de hidrometeoros, como gotas super-resfriadas e neve úmida, principalmente na camada de derretimento. O perfil de temperatura pode ser uma das causas dessa classificação, pelo fato do único disponível ser algumas horas depois da passagem da LI.

Até a elevação de 25° (Fig. 3.26c) observa-se que a região mais convectiva do sistema apresenta uma região com a presença de saraiva e granizo pequeno misturados, que estão envolvidos por uma região de neve seca e cristais de gelo irregulares. Acima dessa elevação a região convectiva não pode mais ser diferenciada e aparecem regiões com cristais de gelo na região entre a neve seca e os cristais de gelo irregulares.

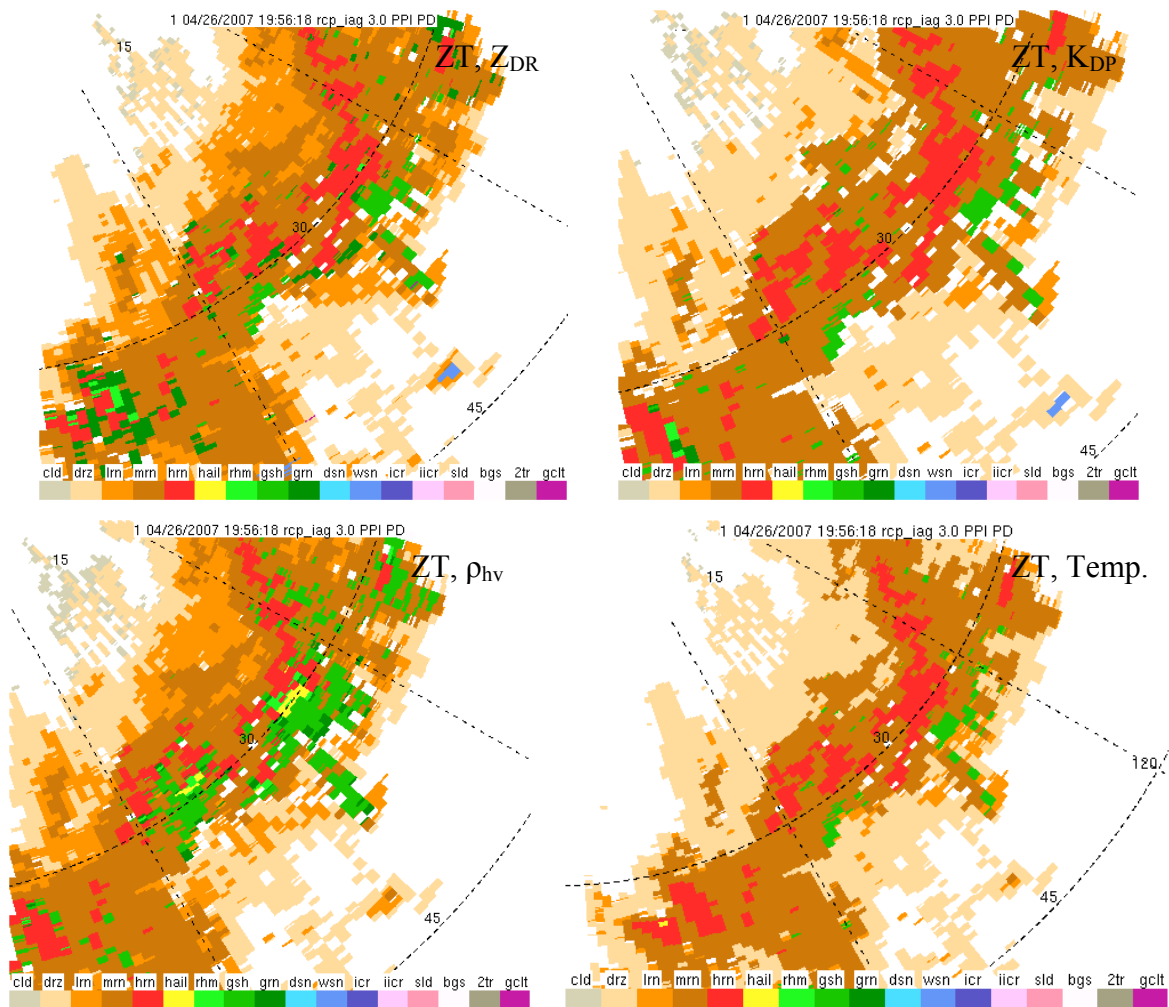


Figura 3.27 – Classificação dos hidrometeoros utilizando somente um par de variáveis em cada campo. PPI com 3° de elevação das 1956 UTC do dia 26 de abril de 2007. Os pares são: ZT/Z_{DR} ; ZT/K_{DP} ; ZT/ρ_{hv} e $ZT/Temp$. Legenda idêntica à Fig. 3.23.

Os campos de classificação dos hidrometeoros apresentados na Fig. 3.27 têm o objetivo de mostrar a importância de cada variável na classificação e seu desempenho quando combinada com a refletividade. O primeiro par ZT/Z_{DR} se mostra bem próximo, porém ele superestima a chuva moderada a forte e subestima a quantidade de granizo e saraiva misturados a ela. O par ZT/K_{DP} não apresenta praticamente chuva moderada e leve, caracterizando a região com uma área com muito chuvisco, chuva moderada e forte e uma área pequena com a presença de granizo e saraiva.

No campo seguinte, ZT/ρ_{hv} , a distribuição se apresenta melhor, porém apresenta uma área de granizo puro no centro da região convectiva, além de grande quantidade de saraiva e granizo pequeno. O último campo, $ZT/Temp$, apresenta-se muito semelhante ao de ZT/K_{DP} , porém com menor região de gelo, sendo caracterizado por chuva moderada a forte embebido em uma área de chuvisco. Podemos observar então que entre as variáveis comparadas, Z_{DR} é a variável mais importante na classificação dos hidrometeoros, juntamente com a refletividade que é a variável chave desse procedimento.

Por essas análises é possível depreender que a utilização do conjunto de variáveis polarimétricas é de grande importância para a estimativa do conteúdo de hidrometeoros presentes nas nuvens, por apresentar resultados mais próximos aos esperados dentro do modelo conceitual da linha de instabilidade. A qualidade dos dados utilizados também apresenta um importante papel nessa classificação, que foi observado nas imagens pelas classificações duvidosas apresentadas em regiões que sucedem as áreas de forte refletividade, devido a atenuação sofrida pelo feixe do radar. A possibilidade da utilização de perfis de temperatura mais próximos ao horário da ocorrência do sistema também traria mais confiabilidade aos resultados obtidos.

4 – CONCLUSÕES

A linha de instabilidade que atingiu a RMSP foi caracterizada na análise sinótica, que indicou um ambiente favorável a sua formação associada com a frente fria que atingiu a região no dia seguinte. A presença do jato de baixos níveis trouxe umidade e calor para a região e a energia potencial disponível para a convecção com valores de 2400 J kg^{-1} favoreceu o desenvolvimento de convecção profunda na dianteira da LI. Essa característica ficou evidente também no estudo dos índices de instabilidade que mostrou ser uma região propícia para o desenvolvimento de tempestades. A região de mesobaixa e mesoalta, que é característica em linhas de instabilidade foi observada nas análises dos dados da estação meteorologia do IAG USP, assim como uma queda de temperatura de 6°C devido ao ar frio trazido dos níveis médios pela corrente descendente.

O emprego da metodologia de autoconsistência para a obtenção do viés de Z_{DR} e ZT foi necessário para que pudéssemos obter maior confiança nos dados do radar MXPOL. Os valores encontrados, viés de $-0,36 \text{ dB}$ para Z_{DR} e de $-0,46 \text{ dBZ}$ para ZT , mostram que o equipamento está bem ajustado.

O deslocamento da LI pelos 100 km da cobertura do radar durou aproximadamente 01h30min e teve uma velocidade de 18 m s^{-1} , sendo perpendicular à frente fria. Devido a rapidez com que passou e seu curto período de vida, a quantidade de precipitação medida foi de 6,9 mm, um valor pequeno comparado a quantidade normalmente associada a esse tipo de evento.

A classificação dos hidrometeoros apresentou um resultado bem condizente com o que pode ser observado por outros pesquisadores e com as características microfísicas. Na região abaixo da banda brilhante pode ser observada a região estratiforme caracterizada por precipitação fraca a moderada e na região convectiva a presença de chuva forte e regiões mistas de granizo e saraiva. As variáveis polarimétricas indicaram claramente a região da banda brilhante em torno de 4,2 km, como observado na análise termodinâmica. Em regiões acima da BB se observou a presença de neve seca, cristais de gelo e cristais de gelo irregulares. O teste de sensibilidade das variáveis polarimétricas utilizadas aos pares na classificação mostrou a importância do Z_{DR} , sendo o que apresentou resultados mais próximos ao da classificação com todas as variáveis. A temperatura também tem papel importante na classificação, mas precisa ser usada em conjunto com outras variáveis, tornando assim suas classificações mais corretas.

Após todas as análises fica evidente o grande potencial que representa a utilização das variáveis polarimétricas obtidas com o radar MXPOL na determinação do tipo de hidrometeoros presente nas nuvens, o que poderá melhorar a estimativa da quantidade de precipitação nas previsões a curto prazo.

5 – SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Após a classificação do tipo de hidrometeoro na tempestade é possível realizar a estimativa da massa de chuva e gelo e calcular o diâmetro da gota utilizando metodologias desenvolvidas por Carey e Rutledge (2000), Straka et al. (2000), Bringi et al (2001) e Cifeli et al (2002).

Também seria de interesse acompanhar o deslocamento dos hidrometeoros no interior da LI para observar os processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem no seu interior, com a utilização de perfis verticais.

6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abdoulaev, S., Lenskaia, O. **Evolução das linhas de convecção severa, Parte 1: Classificação.** Rev. Bras. Meteorol., 1998 v.13, n.2, 15-36p.

Abdoulaev, S., Marques, V.S., Pinheiro, F.M.A., **Movimentos relativos em linhas de convecção severa acompanhadas pela região estratiforme.** Rev. Bras. Meteorol. 2000 v.15, n.2, 87-102p.

Alberoni, P.P., Zrníc, D.S., Ryzhkov, A.V, Guerrieri, L., **Use of a fuzzy logic classification scheme with a C-band polarimetric radar: first results.** Proceedings of ERAD, 2002, 324-327p.

Al-Khatib, H. H., Seliga, T. A. e Bringi, V. N. **Differential reflectivity and its use in the radar measurement of rainfall.** Ohio State University Atmos. Sci. Prog. Rep. AS-S-106, 1979. 131p.

Baldini, L., Gorgucci, E., Chandrasekar, V. **Hydrometeor classification methodology for C-band polarimetric radars,** Proceedings of Erad 2004, 62-66p.

Biggerstaff, M. e Houze Jr., R. A. **Kinematic and precipitation structure of the 10-11 June 1985 squall line.** Mon. Wea. Rev., 1991.v., 3035-3065p.

Bluestein, H. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes.** Oxford University Press. 1993.594 p.

Bouar, E. Le, Testud, J., Moreau, E. **Reflectivity calibration of a x-band polarimetric radar.** ERAD 2008- The Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology.

Brandes, E. A. **”Dual-polarization radar fundamentals and algorithm prospects”**, Report on Next Generation Weather Radar Program – Operational Support Facility, WSR-88D Commerce-Defence-Transportation, 2000.

Braun, S. A., e Houze Jr., R. A. **The evolution of the 10– 11 June 1985 PRE-STORM squall line: Initiation, development of rear inflow, and dissipation.** Mon. Wea. Rev., 1997. 125, 478– 504p.

Bringi, V. N. e Chandrasekar, V. **Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications**. Cambridge Press. 2001. 636 p.

Byers, H. R., e Braham, Jr., R.R. **The thunderstorm**. U.S.Govt. Printing Office, Washington DC, 1949. 287 p.

Carey, L.D. e Rutledge, S.A.: **The relationship between precipitation and lightning in tropical island convection: A C-band polarimetric radar study**. Mon. Wea. Rev. 2000. v.128, 2687-2710p.

Cavalcanti, I.F.A, Ferreira, N.J, Kousky V.E. **Análise de um caso de atividade convectiva associada a linhas de instabilidade na região sul e sudeste do Brasil**. II Congr. Bras. de Meteor. Anais SBMET, 1982, v.4, 67-87p.

Cifelli, R., Petersen, W. A., Carey, L. D., Rutledge, S. A. e Silva Dias, M. A. F. **Radar observations of the kinematic, microphysical, and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM LBA**. J. Geophys. Res. 2002. 107(D20), 8077

Costa Neto, P. L. O. **Estatística** . 2º edição, Editora Edgard Blücher, São Paulo. 2002. 266 p.

Dolan, B, Rutledge, S. A. **A theory-based hydrometeor identification algorithm for X-band polarimetric radars**. J. Atmos. Oceanic Technol. 2009. v. 26, 2071-2088p.

Evaristo, R., Scialom, G., Lemaitre, Y. **Hydrometeor classification from C-band polarimetric radar data**. ERAD 2006, 10-11p.

Fogaccia, C. V. C. **Análise de eventos de turbulência e cisalhamento do vento na área do Aeroporto Internacional de São Paulo/Guarulhos**. Dissertação (Mestrado). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2001.

Fujita, T.T. **Results of detailed synoptic studies of squall lines**. Tellus, 1955. v.7, 405-436p.

Fujita, T.T. **Analytical mesometeorology. A review**. Meteor.Monogr. 1963. v.5, 77-125p.

Gallus, W. A. e Johnson, R. H. **Heat and moisture budgets of an intense midlatitude squall line**. J. Atmos. Sci. 1991. v.48, 122-146p.

Galway, J. G. **The lifted index as a predictor of latent instability.** Bull. Amer. Meteor. Soc. 1956. v. 43, 528-529p.

George, J. J. **Weather Forecasting for Aeronautics.** Academic Press. 1960. 673 p.

Giangrande, S. e Ryzhkov, A.V. **Polarimetric method for bright band detection.** 1th Conference on Aviation, Range, and Aerospace, 2004, 1-5p.

Haertel, P. T., e Johnson, R. H. **The linear dynamics of squall-line mesohighs and wake lows.** J. Atmos. Sci. 2000.v. 57, 93–107p.

Hall, M. P. M., Cherry, S. M., Goddard, J. W. F., e Kennedy, G. R. **Rain drop sizes and rainfall rate measured by dual-polarization radar.** Nature, 1980. v. 285, 195-198p.

Hall, M. P. M., Goddard, J. W. F., e Cherry, S. M. **Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar.** Radio Sci. 1984. v. 19, 132–140p.

Herzogh, P. H., e Jameson, A. R. **Observing precipitation through dualpolarization radar measurements.** Bull. Amer. Meteor. Soc. 1992. v. 73, 1365–1374p.

Heske, T., e Heske, J. **“Fuzzy” Logic for Real World Design.** 1 ed. Annabooks, 1996. 428 p.

Hilgendorf, E. R., e Johnson, R. H. **A study of the evolution of mesoscale convective systems using WSR-88D data.** Wea. Forecasting. 1998. v. 13, 437–452p.

Hobbs, P.V. **Ice Physics,** Oxford University Press, Oxford, 1974.

Holton, J., Pyle, J. e Curry, J., **Encyclopedia of Atmospheric Sciences,** 2nd Ed, v.6, Academic Press, 2002.

Houze, Jr, R. A. **Structure and dynamics of a tropical squall-line system.** Mon. Wea. Rev. 1977. v. 105, 1540-1567p.

Houze Jr., R.A, Smull, B.F. e Dodge, P. **Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma.** Mon. Wea. Rev. 1990. v.118, 613 – 654p.

Houze, Jr., R.A. **Clouds Dynamics** . Academic Press, Inc., San Diego. International Geophysics Series. 1993. v.53., 570p.

Ichikawa, K., Kameda, Y., Yamaguchi, T., Wakita, H. e Misawa, M. **Neutron-diffraction investigation of the intramolecular structure of a water molecule in the liquid-phase at high-temperatures**, *Mol. Phys.* 1991. v.73. 79-86p.

Iribarne, J.V. e Godson, W.L. **Atmospheric Thermodynamics**, 2nd Edition D. Reidel Publishing Company, 1981, 278 p.

Iwanami, K., Ryohei Misumi, M.M., Wakayama, T., Hata, K., Watanabe, S. **Development of a multiparameter radar system on mobile platform**. International Conference on Radar Meteorology, 2001. 104p.

Johnson, R.H., e Hamilton P.J. **The relation of surface pressure features to the precipitation and air flow structure of an intense midlatitude squall line**. *Mon. Wea. Rev.* 1988. v. 116, 144-147p.

Keeler, R.J., Lutz, J. e Vivekanandan, S. **S-Pol: NCAR's polarimetric Doppler research radar**. *Dig. Int. Geosci. Remote Sens. Symp(IGARSS)*. 2000. v.4, 1570 -1573p.

Kennan, T.D. **Hydrometeor classification with a C-band polarimetric radar**. *Australian Meteorological Magazine*. 2003. v.52, 23-31p.

Kessinger, C, Ellis, S., Andel, J.Van, Yee, J. **The AP clutter mitigation scheme for the WSR-88D**. 31st Int. Conf. on Radar Meteorology, Amer. Meteor. Soc. 2003. 3-6p.

Leary, C.A. e Houze, Jr., R.A. **The struture and evolution of convection in a tropical cloud cluster**. *J. Atmos.Sci.* 1979. v. 36, 437-457p.

Leary, C. A., e Rappaport, N. **The life cycle and internal structure of a mesoscale convective ina tropical cloud cluster**. *J. Atmos. Sci.* 1987. v. 36,437-457p.

Lidga, M.G.H. **The radar observations of mature prefrontal squall lines in the midwestern United States**. VI Congress of Organisation Scientifique et Technique Internationale du Vol a Voile (OSTIV), St-YAN, France, Aeronatical International Federation. 1956. 1-3p.

Liu, H. e Chandrasekar, V. **Classification of hydrometeors base don polarimetric radar measurements: Development of “fuzzy” Logic and Neuro-“fuzzy” systems, and in situ verification.** J. Appl. Meteor. 2000. v. 17, 140-164p.

Loehrer, S. M., e Johnson, R. H. **Surface pressure and precipitation life cycle characteristics of PRE-STORM mesos- cale convective systems.** Mon. Wea. Rev. 1995. v. 123, 600–621p.

Magono, C. e Lee, C. W., **Meteorological Classification of Natural Snow Crystals,** Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, 1966

Masayuk, M., Kyung-Eak, K., Iwanami, K., Park, S.G., Misumi, R., Maki, M., Kim, K. **Rain and snow discrimination with x-band polarimetric radar.** Sixth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar. 2004.

McTaggart-Cowan, J.D. e List, R. **Collision and breakup of water drops at terminal velocity.** J.Atmos.Sci. 1975. v. 32, 1401-1411p.

Newton, C. W. **Structure and mechanism of the prefrontal squallline.** Journal of Meteorology, 1950. v.7, 210-222p.

Miller, R. C. **Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central.** Tech. Report 200, Air Weather Service, United States Air Force, 1972.190 p.

Newton, C.W. **Dynamics of severe convective storm. In Severe Local Storms,** Meteor. Monogr. 5, American Meteorological Society, Boston. 1963. 33-58p.

Newton, C.W., e Fankhauser, J.C. **On the movements of convective storms, with emphasis on size discrimination in relation to water-budget requirements.** J. Appl. Meteorol. 1964. v. 3, 651-688p.

Newton, C.W. **Circulations in large sheared cumulonimbus.** Tellus. 1966. v. 18, 699-713p.

Ogura, Y., Liou., M. T. **The structure of a midlatitude squall line.** Journal of the Atmospheric Sciences. 1980. v.37, n.3, .553-567p.

Orlasnki, I. A. **Rational subdivision of scales for atmospheric processes.** Bulletin American Meteorological Society. 1975. v.56, n.5, .527-530p.

Park, S.-G., Bringi, V. N., Chandrasekar, V., Maki, M., e Iwanami, K. **Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X-band. Part I: Theoretical and empirical basis.** J. Atmos. Oceanic Technol. 2005a. v. 22, 1621–632p.

Park, S.-G., Maki, M., Iwanami, Bringi, K., V.N., e Chandrasekar, V. **Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part II: Evaluation and application.** J. Atmos. Oceanic Technol. 2005b. v. 22, 1633-1655p.

Park, H., Ryzhkov, A.V., Zrnica, D.S, Kim, K. **The Hydrometeor Classification Algorithm for the Polarimetric WSR-88D: Description and Application to a MCS.** Weather and Forecasting. 2009. v.24, 3, 730p.

Parker, M. D., e Johnson, R. H. **Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems.** Mon. Wea. Rev. 2000.v. 128, 3413–3436p.

Parker, M. D., e Johnson, R. H. **Simulated convective lines with leading precipitation. Part I: Governing dynamics.** J. Atmos. Sci. 2004a. v. 61, 1637– 1655p.

Parker, M. D., e Johnson, R. H. **Simulated convective lines with leading precipitation. Part II: Evolution and maintenance.** J. Atmos. Sci. 2004b. v. 61, 1656– 1673p.

Pereira Filho, A. J., Braga Junior, B. P. F., Barros M. T. L. e Carrera, C V. M. **Flood Forecasting: can weather radar help?** 9th Brazilian Symposium on Water Resources, Rio de Janeiro, Brasil, 1991. v.3, 1-11p.

Pereira Filho, A. J., Massambani, O., Hallak, R. e Karam, H. **A hydrometeorological forecast system for the Metropolitan Área of São Paulo.** WWRP Workshop on Nowcasting and Very Short Term Forecasting. Toulouse, France, 5 a 9 de setembro de 2005.

Pereira Filho, A. J., Massambani, O., Martins, P. e Cazenave, F. **An operational mobile XPOL for hydrometeorological applications in Brazil.** 33rd Conference on Radar Meteorology. 2007. Paper P10.14.

Pruppacher, H. R., e Klett, J. D. **Microphysics of Clouds and Precipitation.** Kluwer Academic Publisher, 1997. 954 p.

Rogers, R. R. e Yau, M. K. **A Short Course in Cloud Physics.** 3rd edition. Pergamon Press, 1989. 293p.

Rocco, M. R. e Pereira Filho, A. J. **Microphysical characterization of a squall line in TRMM LBA using dualpolarization radar measurements.** 31st International Conference on Radar Meteorology, Seattle, Washington, 6-12 August 2003. Paper 8B2.

Rotunno, R.; Klemp, J. B.; Weisman, M. L. A. **Theory for strong, long lived squall line.** *Journal of the Atmospheric Sciences.* 1988. v. 45, n.3, 463-485p.

Ryzhkov, A. V. e Zrnic, D. S. **Precipitation observed in Oklahoma mesoscale convective systems with a polarimetric radar.** *J. Appl. Meteor.* 1994.v. 33, 455-464p.

Ryzhkov, A.V., Zrnic, D.S., Doviak, R. **Development of a classification algorithm for operational polarimetric NEXRAD radar.** Symposium. Proceedings. 2003. 869-871p.

Ryzhkov, A. e Zrnic, D. **Radar polarimetry at S, C, and X bands comparative analysis and operational implications.** 32th Conf. on Radar Meteor., Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc. 2005. 9R3.

Rutledge, S.A., e Houze Jr., R.A. **A diagnostic modeling study of the trailing stratiform region of a midlatitude squall line.** *J. Atmos. Sci.* 1987. v. 44.2640-2656p.

Sales, F. H., Pereira Filho, A. J. **Comparações entre aspectos observacionais e simulação numérica de uma linha de instabilidade simétrica de longa duração sobre o Estado de São Paulo.** Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 16 a 20 de Outubro de 2000, 1626-1634 (CDROM).

Santos da Silva, F. D. **Análise objetiva estatística da precipitação estimada com radar e medida por uma rede telemétrica.** Dissertação de Mestrado IAG USP. 2006.115 p.

Scolar, J. **Evolução temporal das condições sinóticas associadas à linhas de instabilidade pré-frontais.** Dissertação de mestrado apresentada ao IAG/USP. São Paulo. 1983. 85 p.

Seliga, T. A., Bringi, V. N., e Al-Khatib, H. H. **Differential reflectivity measurements in rain: First experiments.** *IEEE Trans. Geosci. Electron.* 1979. v. 17, 240-244p.

Silva Dias, M.A.F, Lima, M.A. **Análise dos campos de convergência de umidade e vorticidade , em mesoescala, associados a linha de instabilidade de 13 de setembro de 1979.** II Congr. Bras. de Meteor., Pelotas, RS, 18-22 outubro, 1982. Anais SBMET, 1982, v.1. 369-382p.

Silva Dias, M.A.F, Lima, M.A **Deslocamento de linhas de instabilidade e sua relação com ventos em altitude.** II Congr. Bras. de Meteor., Pelotas, RS, 18-22 outubro, 1982. Anais SBMET, 1982, v.1, 411-431p.

Smull, B. F., e Houze Jr., R. A. **A Midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Radar and satellite observations.** Monthly Weather Review. 1985. v.113, n.1, p.117- 133p.

Smull, B. F., e Houze Jr, R. A. **Dual-Doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain.** J. Atmos. Sci. 1987a. v. 44, 2128–2148p.

Smull, B. F., e Houze, Jr, R.A. **Rear inflow in squall lines with stratiform precipitation.** Mon. Wea. Rev. 1987b. v. 115, 2869-2889p.

Smyth, T. J., e Illingworth, A. J. **Correction for attenuation of radar reflectivity using polarization data.** Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 1998. v. 124, 2393–2415p.

Showalter, A. K. **A stability index for forecasting thunderstorms.** Bull. Amer. Meteor. Soc. 1947. v. 34, 250-252p.

Srivastava, R.C., **Note on the theory of growth of cloud drops by condensation.** J. Atmos. Sci. 1969. v. 26, 776-780p.

Srivastava, R.C. **Growth of cloud drops by condensation: A criticism of currently accepted theory and a new approach.** J.Atmos.Sci. 1989. v. 46, 869p.

Srivastava, R.C. **Growth of cloud drops by condensation: Effect of surface tension on the dispersion of drop size.** J.Atmos.Sci. 1991. v. 48, 1596p.

Stoelinga, M.T.; Locatelli, J.D.; Schawrtz, R.D. e Hobbs, P.V. **Is a cold pool necessary for the maintenance of a squall line produced by a cold front aloft.** Monthly Weather Review, 2003. v.131, n.1, 95-115p.

Straka, J. M., Zrníc, D.S., e Ryzhkov, A. V. **Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations.** J. Appl. Meteor. 2000. v. 39, 1341-1372p.

Strangeways, I. **Precipitation theory, measurement and distribution,** Cambridge University Press, 2006, 287p.

Takemi, T. **Environmental stability control of the intensity of squall lines under low-level shear conditions**. J. Geo. Reach. 2007. 112, 1-15p.

Testud, J., Le Bouar, E., Obligis, E., e Ali-Mehenni, M. **The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar**. J. Atmos. Oceanic Technol. 2000. v. 17, 332-356p.

Vivekanandan, J., Zrnic, D.S., Ellis S.M., Oye, D., Ryzhkov A.V., e Straka, J. **Cloud microphysics retrieval using Sband dual-polarization radar measurements**. Bull. Am. Meteor. Soc. 1999. v. 80, 381-388p.

Vivekanandan, J., Zhang G., Ellis, S.M., Rajopadhyaya, e D., Avery, S.K. **Radar reflectivity calibration using differential propagation phase measurement**. Radio Science. 2003. v. 38, n3, 8049.

Young, K.C. **Microphysical processes in clouds**. Oxford University Press. 1993. 427p.

Wallace, J.M e Hobbs, P. V. **Atmospheric Science – An introductory survey**. 2nd ed. Elsever Inc. 2006. 483 p.

Wang D., Xue, M., Hou, D. e Drogenmeier, K. K. **Midlatitude squall line propagation and structure as numerically simulated by a 3-D nonhydrostatic stormscale model**. *16th Conf. Wea. Analysis and Forecasting*. Amer. Metero. Soc., Phoenix, Arizona. 1998.

Zadeh, L. A. **A computational approach to “fuzzy” quantifiers in natural languages**. Comput. Math. 1983. v. 9, 149-184p.

Zrnic, D. S., e Ryzhkov, A. V. **Advantages of rain measurements using specific differential phase**. J. Atmos. Oceanic Technol. 1996. v. 13, 454–464p.

Zrnic, D. S., e Ryzhkov, A. V. **Polarimetry f or weather surveillance radars**. Bull. Amer. Meteor. Soc. 1999. v. 80, 389-406p.

Zrnic, D.S., Ryzhkov, A., Straka, J., Liu, Y., e Vivekanandan, J. **Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types**. J. Atmos. Oceanic Tech. 2001. v. 18, 892-913p.

APÊNDICE A

Tabela utilizada na classificação dos hidrometeoros.

Códigos mandatários atribuídos ao campo PID.

```

pid.cl          (1)  # Cloud
pid.drz        (2)  # Drizzle
pid.lr         (3)  # Light_Rain
pid.mr         (4)  # Moderate_Rain
pid.hr         (5)  # Heavy_Rain
pid.ha         (6)  # Hail
pid.rh         (7)  # Rain_Hail_Mixture
pid.gsh        (8)  # Graupel_Small_Hail
pid.grr        (9)  # Graupel_Rain
pid.ds         (10) # Dry_Snow
pid.ws         (11) # Wet_Snow
pid.ic         (12) # Ice_Crystals
pid.iic        (13) # Irreg_Ice_Crystals
pid.sld        (14) # Supercooled_Liquid_Droplets
pid.bgs        (15) # Flying_Insects
pid.brd        (16) # Second_trip
pid.gcl        (17) # Ground_Clutter

#
# define Cloud          1 // "CL"
# define Drizzle       2 // "DRZ"
# define Light_Rain    3 // "LR"
# define Moderate_Rain 4 // "MR"
# define Heavy_Rain    5 // "HR"
# define Hail          6 // "HA"
# define Rain_Hail_Mixture 7 // "RH"
# define Graupel_Small_Hail 8 // "GSH"
# define Graupel_Rain  9 // "GRR"
# define Dry_Snow      10 // "DS"
# define Wet_Snow      11 // "WS"
# define Ice_Crystals  12 // "IC"
# define Irreg_Ice_Crystals 13 // "IIC"
# define Supercooled_Liquid_Droplets 14 // "SLD"
# define Flying_Insects 15 // "BGS"
# define Second_trip   16 // "BRD"
# define Ground_Clutter 17 // "GCL"
#

mmr.Tmp        ( -100,  50,  0.5 )# (min, max, & resolution)
mmr.Zh         ( -27,  78,  2 )
mmr.Zdr        (  -3,  6,  .05 )
mmr.Kdp        (  -2,  7,  .05 )
mmr.Ldr        ( -35, 30,  1 )
mmr.Rhv        (  .4,  1,  .01 )
mmr.Sdzdr      (  .0, 10.,  .1 )
mmr.Svr        (  .0, 30.,  .1 )
mmr.Sphi       (  .0, 100.,  .1 )

```

```

#
# Define a height vs temperature profile (km,C)

Tpf      (0.722,22) (0.922,21.2) (0.980,24) (1.505,20) (1.515,19)
(2.494,13) (2.729,12) (3.161,9) (3.815,5) (4.764,-1) (5.338,-3)
(5.870,-7) (6.449,-12) (6.634,-10) (7.050,-14) (7.158,-15) (7.339,-
16) (7.580,-17) (7.904,-19) (8.375,-22) (9.680,-31) (10.065,-34)
(10.750,-40) (10.940,-41), (11.910,-50) (12.420,-54) (13.258,-62.3)
(14.190,-70) (14.557,-72) (16.513,-78)

# Define weights for the particle derived for each variable
Wts (Tmp,20) (Zh,20) (Zdr,20) (Kdp,10) (Ldr,0) (Rhv,10) (Sdzdr,10)
(Sphi,10) (Svr,0)

#
# Thresholding information
#
thr.Sld.Zh.lt      (70)
thr.Sld.tmp.gt     (0)
thr.Sld.tmp.lt     (-40)
thr.Ds.tmp.gt      (1)
thr.Ic.tmp.gt      (0)
thr.Iic.tmp.gt     (0)
thr.Ic.Zdr.lt      (0.5)
thr.Ws.tmp.gt      (10)
thr.Ws.tmp.lt      (-10)
thr.Mr.Zdr.le      (0.15)
thr.Hr.Zdr.le      (0.5)
thr.CL.Tmp.lt      (0)
thr.CL.Zdr.gt      (1.0)
thr.DRZ.Tmp.lt     (0)
thr.DRZ.Zdr.gt     (1.5)
thr.Lr.Tmp.lt      (0)
thr.Mr.Tmp.lt      (0)
thr.GRR.Tmp.lt     (-30)
thr.Hr.Tmp.lt      (0)
thr.Rh.Tmp.lt      (-15)
thr.Bgs.Tmp.lt     (0)
thr.Bgs.Zdr.lt     (2)
thr.gcl.Sdzdr.lt  (2)
thr.Brd.Ldr.lt     (0.0)

#
# Membership functions for Reflectivity
#
Tbl.Zh.Zh.CL      (-20,90) (-20,0) (-5,1) (5,1) (10,0)
Tbl.Zh.Zh.Drz     (-27,31) (0,0) (5,1) (25,1) (31,0)
Tbl.Zh.Zh.Lr      (-27,31) (13,0) (15,1) (25,1) (31,0)
Tbl.Zh.Zh.Mr      (-20,90) (30,0) (35,1) (45,1) (50,0)
Tbl.Zh.Zh.Hr      (-20,90) (40,0) (45,1) (55,1) (60,0)
Tbl.Zh.Zh.Ha      (-20,90) (45,0) (50,1) (90,1)
Tbl.Zh.Zh.Rh      (-20,90) (45,0) (50,1) (90,1)
Tbl.Zh.Zh.Gsh     (-20,90) (33,0) (40,1) (50,1) (55,0)
Tbl.Zh.Zh.GRR     (-20,90) (33,0) (40,1) (50,1) (55,0)
Tbl.Zh.Zh.Ds      (14,44) (14,0) (18,1) (33,1) (44,0)

```

Tbl.Zh.Zh.Ws	(31,55)	(31,0)	(35,1)	(45,1)	(55,0)
Tbl.Zh.Zh.Ic	(-25,19)	(-10,0)	(0,1)	(15,1)	(19,0)
Tbl.Zh.Zh.Iic	(-1,33)	(-1,0)	(0,1)	(15,1)	(33,0)
Tbl.Zh.Zh.Sld	(-20,90)	(-20,1)	(30,1)	(35,0)	
Tbl.Zh.Zh.Bgs	(-20,90)	(-7,0)	(-5,1)	(30,1)	(35,0)
Tbl.Zh.Zh.Brd	(-20,90)	(-20,1)	(30,1)	(35,0)	
Tbl.Zh.Zh.Gcl	(-20,90)	(5,0)	(10,1)	(70,1)	

#

Membership functions for ZDR

#

Tbl.Zh.Zdr.CL (0.9940,0)	(-20.0,-8.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.5940,1)
Tbl.Zh.Zdr.CL (0.9286,0)	(-8.0,-6.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.5286,1)
Tbl.Zh.Zdr.CL (0.8736,0)	(-6.0,-4.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.4736,1)
Tbl.Zh.Zdr.CL (0.8290,0)	(-4.0,-2.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.4290,1)
Tbl.Zh.Zdr.CL (0.7948,0)	(-2.0,0.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3948,1)
Tbl.Zh.Zdr.Drz (0.7710,0)	(0.0,2.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3710,1)
Tbl.Zh.Zdr.Drz (0.7576,0)	(2.0,4.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3576,1)
Tbl.Zh.Zdr.Drz (0.7546,0)	(4.0,6.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3546,1)
Tbl.Zh.Zdr.Drz (0.7620,0)	(6.0,8.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3620,1)
Tbl.Zh.Zdr.Drz (0.7798,0)	(8.0,10.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3798,1)
Tbl.Zh.Zdr.Drz (0.8080,0)	(10.0,12.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.4080,1)
Tbl.Zh.Zdr.Drz (0.8466,0)	(12.0,14.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.4466,1)
Tbl.Zh.Zdr.Drz (0.8956,0)	(14.0,16.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.4956,1)
Tbl.Zh.Zdr.Drz (0.9550,0)	(16.0,18.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.5550,1)
Tbl.Zh.Zdr.Drz (1.0248,0)	(18.0,20.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.6248,1)
Tbl.Zh.Zdr.Lr (1.0636,0)	(19.0,21.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.6636,1)
Tbl.Zh.Zdr.Lr (1.1490,0)	(21.0,23.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.7490,1)
Tbl.Zh.Zdr.Lr (1.2448,0)	(23.0,25.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.8448,1)
Tbl.Zh.Zdr.Lr (1.3510,0)	(25.0,27.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.9510,1)
Tbl.Zh.Zdr.Lr (1.4676,0)	(27.0,29.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(1.0676,1)
Tbl.Zh.Zdr.Lr (1.5946,0)	(29.0,31.0)	(-0.2868,0)	(0.0132,1)	(1.1946,1)

Tbl.Zh.Zdr.Lr (1.7320,0)	(31.0,33.0)	(-0.2471,0)	(0.0529,1)	(1.3320,1)
Tbl.Zh.Zdr.Lr (1.8798,0)	(33.0,35.0)	(-0.1810,0)	(0.1190,1)	(1.4798,1)
Tbl.Zh.Zdr.Lr (2.0380,0)	(35.0,37.0)	(-0.0884,0)	(0.2116,1)	(1.6380,1)
Tbl.Zh.Zdr.Lr (2.2066,0)	(37.0,39.0)	(0.0306,0)	(0.3306,1)	(1.8066,1)
Tbl.Zh.Zdr.Lr (2.3856,0)	(39.0,41.0)	(0.1760,0)	(0.4760,1)	(1.9856,1)
Tbl.Zh.Zdr.Mr (1.5946,0)	(29.0,31.0)	(-0.2868,0)	(0.0132,1)	(1.1946,1)
Tbl.Zh.Zdr.Mr (1.7320,0)	(31.0,33.0)	(-0.2471,0)	(0.0529,1)	(1.3320,1)
Tbl.Zh.Zdr.Mr (1.8798,0)	(33.0,35.0)	(-0.1810,0)	(0.1190,1)	(1.4798,1)
Tbl.Zh.Zdr.Mr (2.0380,0)	(35.0,37.0)	(-0.0884,0)	(0.2116,1)	(1.6380,1)
Tbl.Zh.Zdr.Mr (2.2066,0)	(37.0,39.0)	(0.0306,0)	(0.3306,1)	(1.8066,1)
Tbl.Zh.Zdr.Mr (2.3856,0)	(39.0,41.0)	(0.1760,0)	(0.3760,1)	(1.9856,1)
Tbl.Zh.Zdr.Mr (2.5750,0)	(41.0,43.0)	(0.2479,0)	(0.4479,1)	(2.1750,1)
Tbl.Zh.Zdr.Mr (2.7748,0)	(43.0,45.0)	(0.3463,0)	(0.5463,1)	(2.3748,1)
Tbl.Zh.Zdr.Mr (2.9850,0)	(45.0,47.0)	(0.5562,0)	(0.8562,1)	(2.5850,1)
Tbl.Zh.Zdr.Mr (3.2056,0)	(47.0,49.0)	(0.8413,0)	(0.9413,1)	(2.8056,1)
Tbl.Zh.Zdr.Mr (3.4366,0)	(49.0,51.0)	(0.9000,0)	(1.1000,1)	(3.0366,1)
Tbl.Zh.Zdr.Hr (2.3856,0)	(39.0,41.0)	(0.1760,0)	(0.4760,1)	(1.9856,1)
Tbl.Zh.Zdr.Hr (2.5750,0)	(41.0,43.0)	(0.3479,0)	(0.6479,1)	(2.1750,1)
Tbl.Zh.Zdr.Hr (2.7748,0)	(43.0,45.0)	(0.5463,0)	(0.8463,1)	(2.3748,1)
Tbl.Zh.Zdr.Hr (2.9850,0)	(45.0,47.0)	(0.7562,0)	(1.0562,1)	(2.5850,1)
Tbl.Zh.Zdr.Hr (3.2056,0)	(47.0,49.0)	(0.9413,0)	(1.2413,1)	(2.8056,1)
Tbl.Zh.Zdr.Hr (3.4366,0)	(49.0,51.0)	(1.1000,0)	(1.4000,1)	(3.0366,1)
Tbl.Zh.Zdr.Hr (3.6780,0)	(51.0,53.0)	(1.2322,0)	(1.5322,1)	(3.2780,1)
Tbl.Zh.Zdr.Hr (3.9298,0)	(53.0,55.0)	(1.3380,0)	(1.6380,1)	(3.5298,1)
Tbl.Zh.Zdr.Hr (4.1920,0)	(55.0,57.0)	(1.4174,0)	(1.7174,1)	(3.7920,1)
Tbl.Zh.Zdr.Hr (4.4646,0)	(57.0,59.0)	(1.4702,0)	(1.7702,1)	(4.0646,1)
Tbl.Zh.Zdr.Hr (4.7476,0)	(59.0,61.0)	(1.4967,0)	(1.7967,1)	(4.3476,1)

Tbl.Zh.Zdr.Ha	(45,70)	(-3,1)	(-1,1)	(0.5,0)
Tbl.Zh.Zdr.Rh	(45.0,99.0)	(1,0)	(1.4,1)	(5.,1) (6,0)
Tbl.Zh.Zdr.Gsh (0.6306,0)	(37.0,39.0)	(-3,0)	(-0.5,1)	(0.3306,1)
Tbl.Zh.Zdr.Gsh (0.6760,0)	(39.0,41.0)	(-3,0)	(-0.5,1)	(0.3760,1)
Tbl.Zh.Zdr.Gsh (0.7479,0)	(41.0,43.0)	(-3,0)	(-0.5,1)	(0.4479,1)
Tbl.Zh.Zdr.Gsh (0.8463,0)	(43.0,45.0)	(-3,0)	(-0.5,1)	(0.5463,1)
Tbl.Zh.Zdr.Gsh (0.8562,0)	(45.0,47.0)	(-3,0)	(-0.5,1)	(0.6562,1)
Tbl.Zh.Zdr.Gsh (1.0413,0)	(47.0,49.0)	(-3,0)	(-0.5,1)	(0.6413,1)
Tbl.Zh.Zdr.Gsh (1.2000,0)	(49.0,51.0)	(-3,0)	(-0.5,1)	(0.7000,1)
Tbl.Zh.Zdr.Gsh (1.3322,0)	(51.0,53.0)	(-3,0)	(-0.5,1)	(0.7322,1)
Tbl.Zh.Zdr.Gsh (1.4380,0)	(53.0,55.0)	(-3,0)	(-0.5,1)	(0.8380,1)
Tbl.Zh.Zdr.GRR	(35.0,55.0)	(0.5,0)	(0.8,1)	(4,1) (6,0)
Tbl.Zh.Zdr.Ds	(14,44)	(-0.7,0)	(0.0,1)	(1.0,1) (1.3,0)
Tbl.Zh.Zdr.Ws	(31,55)	(-1.3,0)	(1.5,1)	(3.00,1) (3.7,0)
Tbl.Zh.Zdr.Ic	(-25,19)	(0.6,0)	(1.0,1)	(5,1) (5.8,0)
Tbl.Zh.Zdr.Iic	(-0,33)	(0,0)	(0.3,1)	(0.7,1) (1.3,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(-20.0,-8.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(-8.0,-6.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.31,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(-6.0,-4.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.33,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(-4.0,-2.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.35,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(-2.0,0.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.37,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(0.0,2.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3710,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(2.0,4.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3576,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(4.0,6.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3546,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(6.0,8.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3620,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(8.0,10.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.3798,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(10.0,12.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.4080,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(12.0,14.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.4466,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(14.0,16.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.4956,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(16.0,18.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.5550,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(18.0,20.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.6248,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(19.0,21.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.6636,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(21.0,23.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.7490,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(23.0,25.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.8448,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(25.0,27.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(0.9510,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(27.0,29.0)	(-0.3000,0)	(0.0000,1)	(1.0676,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(29.0,31.0)	(-0.2868,0)	(0.0132,1)	(1.1946,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(31.0,33.0)	(-0.2471,0)	(0.0529,1)	(1.3320,0)
Tbl.Zh.Zdr.Sld	(33.0,35.0)	(-0.1810,0)	(0.1190,1)	(1.4798,0)
Tbl.Zh.Zdr.Bgs	(-20,-2)	(2,0)	(3,1)	(12,1)
Tbl.Zh.Zdr.Bgs	(-2,0)	(4,0)	(5,1)	(12,1)
Tbl.Zh.Zdr.Bgs	(0,2)	(5,0)	(6,1)	(12,1)
Tbl.Zh.Zdr.Bgs	(2,35)	(6,0)	(7,1)	(12,1)
Tbl.Zh.Zdr.Brd	(-20,35)	(-3,1)	(0,1)	(1,0) (7,0)
Tbl.Zh.Zdr.Gcl	(-20,70)	(-10,1)	(5,1)	(10,0)

```

#
# Membership functions for LDR
#
Tbl.Zh.Ldr.CL      (-20,0)      (-35,1) (-33,1) (-30,1) (-28,0)
Tbl.Zh.Ldr.Drz     (0,20)       (-35,1) (-33,1) (-30,1) (-28,0)
Tbl.Zh.Ldr.Lr      (20,40)      (-35,1) (-33,1) (-27,1) (-25,0)

Tbl.Zh.Ldr.Mr      (30.0,32.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-25.2143,1)
(-23.2143,0)
Tbl.Zh.Ldr.Mr      (32.0,34.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-24.9286,1)
(-22.9286,0)
Tbl.Zh.Ldr.Mr      (34.0,36.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-24.6429,1)
(-22.6429,0)
Tbl.Zh.Ldr.Mr      (36.0,38.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-24.3571,1)
(-22.3571,0)
Tbl.Zh.Ldr.Mr      (38.0,40.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-24.0714,1)
(-22.0714,0)
Tbl.Zh.Ldr.Mr      (40.0,42.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-23.7857,1)
(-21.8000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Mr      (42.0,44.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-23.5000,1)
(-21.6000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Mr      (44.0,46.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-23.2143,1)
(-21.4000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Mr      (46.0,48.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-23.0000,1)
(-21.2000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Mr      (48.0,50.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-22.8000,1)
(-21.0000,0)

Tbl.Zh.Ldr.Hr      (40.0,42.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-23.7857,1)
(-21.8000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Hr      (42.0,44.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-23.5000,1)
(-21.6000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Hr      (44.0,46.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-23.2143,1)
(-21.4000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Hr      (46.0,48.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-23.0000,1)
(-21.2000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Hr      (48.0,50.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-22.8000,1)
(-21.0000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Hr      (50.0,52.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-22.6000,1)
(-20.8000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Hr      (52.0,54.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-22.4000,1)
(-20.6000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Hr      (54.0,56.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-22.2000,1)
(-20.4000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Hr      (56.0,58.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-22.0000,1)
(-20.2000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Hr      (58.0,60.0)  (-31.5,0) (-31,1) (-21.8000,1)
(-20.0000,0)
Tbl.Zh.Ldr.Ha      (45.0,47.0)  (-27,0) (-25,1) (-20.0000,1)
(-18.0000,0)

```

Tbl.Zh.Ldr.Ha (-17.2000,0)	(47.0,49.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-19.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ha (-16.4000,0)	(49.0,51.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-18.4000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ha (-15.6000,0)	(51.0,53.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-17.6000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ha (-14.8000,0)	(53.0,55.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-16.8000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ha (-14.0000,0)	(55.0,57.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-16.0000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ha (-13.2000,0)	(57.0,59.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-15.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ha (-12.4000,0)	(59.0,61.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-14.4000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ha (-11.6000,0)	(61.0,63.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-13.6000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ha (-10.8000,0)	(63.0,65.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-12.8000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ha (-10.0000,0)	(65.0,67.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-12.0000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ha (-9.2000,0)	(67.0,69.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-11.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ha (-8.4000,0)	(69.0,71.0)	(-27,0)	(-25,1)	(-10.4000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Rh	(45.0,75.0)	(-27.0,0)	(-25,1)	(-17.,1) (-14,0)
Tbl.Zh.Ldr.Gsh (-20.8333,0)	(37.0,39.0)	(-29.1900,0)	(-25,1)	(-22.8333,1)
Tbl.Zh.Ldr.Gsh (-20.5000,0)	(39.0,41.0)	(-28.9300,0)	(-25,1)	(-22.5000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Gsh (-20.1667,0)	(41.0,43.0)	(-28.6700,0)	(-25,1)	(-22.1667,1)
Tbl.Zh.Ldr.Gsh (-19.8333,0)	(43.0,45.0)	(-28.4100,0)	(-25,1)	(-21.8333,1)
Tbl.Zh.Ldr.Gsh (-19.5000,0)	(45.0,47.0)	(-28.1500,0)	(-25,1)	(-21.5000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Gsh (-19.1667,0)	(47.0,49.0)	(-27.8900,0)	(-25,1)	(-21.1667,1)
Tbl.Zh.Ldr.Gsh (-18.8333,0)	(49.0,51.0)	(-27.6300,0)	(-25,1)	(-20.8333,1)
Tbl.Zh.Ldr.Gsh (-18.5000,0)	(51.0,53.0)	(-27.3700,0)	(-25,1)	(-20.5000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Gsh (-18.1667,0)	(53.0,55.0)	(-27.1100,0)	(-25,1)	(-20.1667,1)
Tbl.Zh.Ldr.GRR	(35.0,55.0)	(-27.0,0)	(-25,1)	(-20.,1) (-17,0)
Tbl.Zh.Ldr.Ws (-15.2000,0)	(10.0,51.0)	(-26,0)	(-25.5,1)	(-17.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-29.0000,0)	(-10.0,-8.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-31.0000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-28.6000,0)	(-8.0,-6.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-30.6000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-28.2000,0)	(-6.0,-4.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-30.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-27.8000,0)	(-4.0,-2.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-29.8000,1)

Tbl.Zh.Ldr.Ic (-27.4000,0)	(-2.0,0.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-29.4000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-27.0000,0)	(0.0,2.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-29.0000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-26.6000,0)	(2.0,4.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-28.6000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-26.2000,0)	(4.0,6.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-28.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-25.8000,0)	(6.0,8.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-27.8000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-25.4000,0)	(8.0,10.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-27.4000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-25.0000,0)	(10.0,12.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-27.0000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-24.6000,0)	(12.0,14.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-26.6000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-24.2000,0)	(14.0,16.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-26.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-23.8000,0)	(16.0,18.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-25.8000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-23.4000,0)	(18.0,20.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-25.4000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-23.0000,0)	(20.0,22.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-25.0000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-23.0000,0)	(22.0,24.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-24.6000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-23.0000,0)	(24.0,26.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-24.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-23.0000,0)	(26.0,28.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-23.8000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Ic (-23.0000,0)	(28.0,30.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-23.4000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-29.0000,0)	(-20.0,-8.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-31.0000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-28.6000,0)	(-8.0,-6.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-30.6000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-28.2000,0)	(-6.0,-4.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-30.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-27.8000,0)	(-4.0,-2.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-29.8000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-27.4000,0)	(-2.0,0.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-29.4000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-27.0000,0)	(0.0,2.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-29.0000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-26.6000,0)	(2.0,4.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-28.6000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-26.2000,0)	(4.0,6.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-28.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-25.8000,0)	(6.0,8.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-27.8000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-25.4000,0)	(8.0,10.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-27.4000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-25.0000,0)	(10.0,12.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-27.0000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-24.6000,0)	(12.0,14.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-26.6000,1)

Tbl.Zh.Ldr.Iic (-24.2000,0)	(14.0,16.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-26.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-23.8000,0)	(16.0,18.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-25.8000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-23.4000,0)	(18.0,20.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-25.4000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-23.0000,0)	(20.0,22.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-25.0000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-23.0000,0)	(22.0,24.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-24.6000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-23.0000,0)	(24.0,26.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-24.2000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-23.0000,0)	(26.0,28.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-23.8000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Iic (-23.0000,0)	(28.0,30.0)	(-32,0)	(-31,1)	(-23.4000,1)
Tbl.Zh.Ldr.Sld	(-20,0)	(-35,1)	(-33,1)	(-30,1) (-28,0)
Tbl.Zh.Ldr.Sld	(0,20)	(-35,1)	(-33,1)	(-30,1) (-28,0)
Tbl.Zh.Ldr.Sld	(20,30)	(-35,1)	(-33,1)	(-27,1) (-25,0)
Tbl.Zh.Ldr.Bgs	(-20,35)	(-24,0)	(-20,1)	(-10,1) (-5,0)
Tbl.Zh.Ldr.Brd	(-20,35)	(-30,0)	(0,0)	(1,1) (40,1)
Tbl.Zh.Ldr.Gcl	(-20,70)	(-20,0)	(-18,1)	(5,1)

#

Membership functions for KDP

#

Tbl.Zh.Kdp.CL (0.0500,0)	(-20.0,-8.0)	(-0.0500,0)	(-0.0300,1)	(0.0300,1)
Tbl.Zh.Kdp.CL (0.0500,0)	(-8.0,-6.0)	(-0.0500,0)	(-0.0300,1)	(0.0300,1)
Tbl.Zh.Kdp.CL (0.0500,0)	(-6.0,-4.0)	(-0.0500,0)	(-0.0300,1)	(0.0300,1)
Tbl.Zh.Kdp.CL (0.0500,0)	(-4.0,-2.0)	(-0.0500,0)	(-0.0300,1)	(0.0300,1)
Tbl.Zh.Kdp.CL (0.0500,0)	(-2.0,0.0)	(-0.0499,0)	(-0.0299,1)	(0.0300,1)
Tbl.Zh.Kdp.Drz (0.0501,0)	(0.0,2.0)	(-0.0499,0)	(-0.0299,1)	(0.0301,1)
Tbl.Zh.Kdp.Drz (0.0501,0)	(2.0,4.0)	(-0.0499,0)	(-0.0299,1)	(0.0301,1)
Tbl.Zh.Kdp.Drz (0.0502,0)	(4.0,6.0)	(-0.0498,0)	(-0.0298,1)	(0.0302,1)
Tbl.Zh.Kdp.Drz (0.0502,0)	(6.0,8.0)	(-0.0498,0)	(-0.0298,1)	(0.0302,1)
Tbl.Zh.Kdp.Drz (0.0504,0)	(8.0,10.0)	(-0.0497,0)	(-0.0297,1)	(0.0304,1)
Tbl.Zh.Kdp.Drz (0.0505,0)	(10.0,12.0)	(-0.0495,0)	(-0.0295,1)	(0.0305,1)
Tbl.Zh.Kdp.Drz (0.0508,0)	(12.0,14.0)	(-0.0493,0)	(-0.0293,1)	(0.0308,1)
Tbl.Zh.Kdp.Drz (0.0512,0)	(14.0,16.0)	(-0.0489,0)	(-0.0289,1)	(0.0312,1)
Tbl.Zh.Kdp.Drz (0.0519,0)	(16.0,18.0)	(-0.0484,0)	(-0.0284,1)	(0.0319,1)

Tbl.Zh.Kdp.Drz (0.0529,0)	(18.0,20.0)	(-0.0477,0)	(-0.0277,1)	(0.0329,1)
Tbl.Zh.Kdp.Lr (0.0535,0)	(19.0,21.0)	(-0.0473,0)	(-0.0273,1)	(0.0335,1)
Tbl.Zh.Kdp.Lr (0.0554,0)	(21.0,23.0)	(-0.0460,0)	(-0.0260,1)	(0.0354,1)
Tbl.Zh.Kdp.Lr (0.0582,0)	(23.0,25.0)	(-0.0442,0)	(-0.0242,1)	(0.0382,1)
Tbl.Zh.Kdp.Lr (0.0624,0)	(25.0,27.0)	(-0.0415,0)	(-0.0215,1)	(0.0424,1)
Tbl.Zh.Kdp.Lr (0.0689,0)	(27.0,29.0)	(-0.0376,0)	(-0.0176,1)	(0.0489,1)
Tbl.Zh.Kdp.Lr (0.0788,0)	(29.0,31.0)	(-0.0319,0)	(-0.0119,1)	(0.0588,1)
Tbl.Zh.Kdp.Lr (0.0938,0)	(31.0,33.0)	(-0.0236,0)	(-0.0036,1)	(0.0738,1)
Tbl.Zh.Kdp.Lr (0.1165,0)	(33.0,35.0)	(-0.0115,0)	(0.0085,1)	(0.0965,1)
Tbl.Zh.Kdp.Lr (0.1512,0)	(35.0,37.0)	(0.0062,0)	(0.0262,1)	(0.1312,1)
Tbl.Zh.Kdp.Lr (0.2038,0)	(37.0,39.0)	(0.0320,0)	(0.0520,1)	(0.1838,1)
Tbl.Zh.Kdp.Lr (0.2839,0)	(39.0,41.0)	(0.0697,0)	(0.0897,1)	(0.2639,1)
Tbl.Zh.Kdp.Mr (0.0788,0)	(29.0,31.0)	(-0.0319,0)	(-0.0119,1)	(0.0588,1)
Tbl.Zh.Kdp.Mr (0.0938,0)	(31.0,33.0)	(-0.0236,0)	(-0.0036,1)	(0.0738,1)
Tbl.Zh.Kdp.Mr (0.1165,0)	(33.0,35.0)	(-0.0115,0)	(0.0085,1)	(0.0965,1)
Tbl.Zh.Kdp.Mr (0.1512,0)	(35.0,37.0)	(0.0062,0)	(0.0262,1)	(0.1312,1)
Tbl.Zh.Kdp.Mr (0.2038,0)	(37.0,39.0)	(0.0320,0)	(0.0520,1)	(0.1838,1)
Tbl.Zh.Kdp.Mr (0.2839,0)	(39.0,41.0)	(0.0697,0)	(0.0897,1)	(0.2639,1)
Tbl.Zh.Kdp.Mr (0.4056,0)	(41.0,43.0)	(0.1246,0)	(0.1446,1)	(0.3856,1)
Tbl.Zh.Kdp.Mr (0.5908,0)	(43.0,45.0)	(0.2047,0)	(0.2247,1)	(0.5708,1)
Tbl.Zh.Kdp.Mr (0.8722,0)	(45.0,47.0)	(0.3215,0)	(0.3415,1)	(0.8522,1)
Tbl.Zh.Kdp.Mr (1.3003,0)	(47.0,49.0)	(0.4920,0)	(0.5120,1)	(1.2803,1)
Tbl.Zh.Kdp.Mr (1.9511,0)	(49.0,51.0)	(0.7407,0)	(0.7607,1)	(1.9311,1)
Tbl.Zh.Kdp.Hr (0.2839,0)	(39.0,41.0)	(0.0697,0)	(0.0897,1)	(0.2639,1)
Tbl.Zh.Kdp.Hr (0.4056,0)	(41.0,43.0)	(0.1246,0)	(0.1446,1)	(0.3856,1)
Tbl.Zh.Kdp.Hr (0.5908,0)	(43.0,45.0)	(0.2047,0)	(0.2247,1)	(0.5708,1)
Tbl.Zh.Kdp.Hr (0.8722,0)	(45.0,47.0)	(0.3215,0)	(0.3415,1)	(0.8522,1)
Tbl.Zh.Kdp.Hr (1.3003,0)	(47.0,49.0)	(0.4920,0)	(0.5120,1)	(1.2803,1)

Tbl.Zh.Kdp.Hr (1.9511,0)	(49.0,51.0)	(0.7407,0)	(0.7607,1)	(1.9311,1)
Tbl.Zh.Kdp.Hr (2.9407,0)	(51.0,53.0)	(1.1035,0)	(1.1235,1)	(2.9207,1)
Tbl.Zh.Kdp.Hr (4.4454,0)	(53.0,55.0)	(1.6327,0)	(1.6527,1)	(4.4254,1)
Tbl.Zh.Kdp.Hr (6.7334,0)	(55.0,57.0)	(2.4047,0)	(2.4247,1)	(6.7134,1)
Tbl.Zh.Kdp.Hr (10.2125,0)	(57.0,59.0)	(3.5310,0)	(3.5510,1)	(10.1925,1)
Tbl.Zh.Kdp.Hr (15.5025,0)	(59.0,61.0)	(5.1740,0)	(5.1940,1)	(15.4825,1)
Tbl.Zh.Kdp.Ha	(45,99)	(-0.2,0)	(0,1)	(0.2,1) (0.4,0)
Tbl.Zh.Kdp.Rh	(45.0,75.0)	(0.3,0)	(0.5,1)	(1.2,1) (1.5,0)
Tbl.Zh.Kdp.Gsh	(35.0,55.0)	(-0.3,0)	(0.05,1)	(0.25,1) (0.5,0)
Tbl.Zh.Kdp.GRR (0.1272,0)	(35.0,37.0)	(0.0,0)	(0.1,1)	(0.1262,1)
Tbl.Zh.Kdp.GRR (0.1737,0)	(37.0,39.0)	(0.0,0)	(0.1,1)	(0.1520,1)
Tbl.Zh.Kdp.GRR (0.2414,0)	(39.0,41.0)	(0.0,0)	(0.1,1)	(0.1897,1)
Tbl.Zh.Kdp.GRR (0.3402,0)	(41.0,43.0)	(0.0,0)	(0.1,1)	(0.2446,1)
Tbl.Zh.Kdp.GRR (0.4844,0)	(43.0,45.0)	(0.0,0)	(0.1,1)	(0.3247,1)
Tbl.Zh.Kdp.GRR (0.6948,0)	(45.0,47.0)	(0.0,0)	(0.1,1)	(0.4415,1)
Tbl.Zh.Kdp.GRR (1.0016,0)	(47.0,49.0)	(0.0,0)	(0.1,1)	(0.6120,1)
Tbl.Zh.Kdp.GRR (1.4492,0)	(49.0,51.0)	(0.0,0)	(0.1,1)	(0.8607,1)
Tbl.Zh.Kdp.GRR (2.1022,0)	(51.0,53.0)	(0.0,0)	(0.1,1)	(1.2235,1)
Tbl.Zh.Kdp.GRR (3.0548,0)	(53.0,55.0)	(0.0,0)	(0.1,1)	(1.7527,1)
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.1700,0)	(10.0,12.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1200,1)
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.1740,0)	(12.0,14.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1240,1)
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.1780,0)	(14.0,16.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1280,1)
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.1820,0)	(16.0,18.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1320,1)
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.1860,0)	(18.0,20.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1360,1)
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.1900,0)	(20.0,22.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1400,1)
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.1940,0)	(22.0,24.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1440,1)
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.1980,0)	(24.0,26.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1480,1)
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.2020,0)	(26.0,28.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1520,1)

Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.2060,0)	(28.0,30.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1560,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.2100,0)	(30.0,32.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1600,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.2140,0)	(32.0,34.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1640,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Ds (0.2180,0)	(34.0,36.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1680,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Ws	(10.0,50.0)	(-0.05,0)	(0.1,1)	(1.0,1)	(1.2,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic (0.7,0)	(-10.0,-8.0)	(-0.0200,0)	(0.0800,1)	(0.6,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Ic (0.7,0)	(-8.0,-6.0)	(-0.0160,0)	(0.0840,1)	(0.6,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Ic (0.7,0)	(-6.0,-4.0)	(-0.0120,0)	(0.0880,1)	(0.6,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Ic (0.7,0)	(-4.0,-2.0)	(-0.0080,0)	(0.0920,1)	(0.6,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(-2.0,0.0)	(-0.0040,0)	(0.0960,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(0.0,2.0)	(0.0000,0)	(0.1000,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(2.0,4.0)	(0.0040,0)	(0.1040,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(4.0,6.0)	(0.0080,0)	(0.1080,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(6.0,8.0)	(0.0120,0)	(0.1120,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(8.0,10.0)	(0.0160,0)	(0.1160,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(10.0,12.0)	(0.0200,0)	(0.1200,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(12.0,14.0)	(0.0240,0)	(0.1240,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(14.0,16.0)	(0.0280,0)	(0.1280,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(16.0,18.0)	(0.0320,0)	(0.1320,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(18.0,20.0)	(0.0360,0)	(0.1360,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(20.0,22.0)	(0.0400,0)	(0.1400,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(22.0,24.0)	(0.0440,0)	(0.1440,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(24.0,26.0)	(0.0480,0)	(0.1480,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(26.0,28.0)	(0.0520,0)	(0.1520,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Ic	(28.0,30.0)	(0.0560,0)	(0.1560,1)	(0.6,1)	(0.7,0)
Tbl.Zh.Kdp.Iic	(-10,30.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1,1)	(0.2,0)
Tbl.Zh.Kdp.Sld (0.0500,0)	(-20.0,-8.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0300,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Sld (0.0500,0)	(-8.0,-6.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0300,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Sld (0.0500,0)	(-6.0,-4.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0300,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Sld (0.0500,0)	(-4.0,-2.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0300,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Sld (0.0500,0)	(-2.0,0.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0300,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Sld (0.0501,0)	(0.0,2.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0301,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Sld (0.0501,0)	(2.0,4.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0301,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Sld (0.0502,0)	(4.0,6.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0302,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Sld (0.0502,0)	(6.0,8.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0302,1)	
Tbl.Zh.Kdp.Sld (0.0504,0)	(8.0,10.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0304,1)	

Tbl.Zh.Kdp.Sld	(10.0,12.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0305,1)	
(0.0505,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(12.0,14.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0308,1)	
(0.0508,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(14.0,16.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0312,1)	
(0.0512,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(16.0,18.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0319,1)	
(0.0519,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(18.0,20.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0329,1)	
(0.0529,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(19.0,21.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0335,1)	
(0.0535,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(21.0,23.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0354,1)	
(0.0554,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(23.0,25.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0382,1)	
(0.0582,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(25.0,27.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0424,1)	
(0.0624,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(27.0,29.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0489,1)	
(0.0689,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(29.0,31.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0588,1)	
(0.0788,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(31.0,33.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0738,1)	
(0.0938,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(33.0,35.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.0965,1)	
(0.1165,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Sld	(35.0,37.0)	(-0.05,0)	(0.0,1)	(0.1312,1)	
(0.1512,0)					
Tbl.Zh.Kdp.Bgs	(-20,35)	(-0.1,1)	(0,1)	(0.05,1)	(.1,0)
Tbl.Zh.Kdp.Brd	(-20,35.0)	(-0.1,0)	(0.0,1)	(0.1,1)	(0.2,0)
Tbl.Zh.Kdp.Gcl	(-20,70)	(-0.5,1)	(0.05,1)	(.1,0)	
#					
# Membership functions for RHOHV					
#					
Tbl.Zh.Rhv.CL	(-20,0)	(0.7,0)	(0.97,0)	(0.98,1)	(1.1,1)
Tbl.Zh.Rhv.Drz	(0,20)	(0.7,0)	(0.97,0)	(0.98,1)	(1.1,1)
Tbl.Zh.Rhv.Lr	(20,40)	(0.7,0)	(0.97,0)	(0.98,1)	(1.1,1)
Tbl.Zh.Rhv.Mr	(30,50)	(0.7,0)	(0.97,0)	(0.98,1)	(1.1,1)
Tbl.Zh.Rhv.Hr	(40,60)	(0.7,0)	(0.97,0)	(0.98,1)	(1.1,1)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(45.0,47.0)	(0.8,0)	(0.9187,1)	(0.9687,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(47.0,49.0)	(0.8,0)	(0.9163,1)	(0.9662,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(49.0,51.0)	(0.8,0)	(0.9137,1)	(0.9637,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(51.0,53.0)	(0.8,0)	(0.9113,1)	(0.9612,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(53.0,55.0)	(0.8,0)	(0.9087,1)	(0.9587,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(55.0,57.0)	(0.8,0)	(0.9062,1)	(0.9562,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(57.0,59.0)	(0.8,0)	(0.9037,1)	(0.9537,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(59.0,61.0)	(0.8,0)	(0.9012,1)	(0.9512,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(61.0,63.0)	(0.8,0)	(0.8987,1)	(0.9487,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(63.0,65.0)	(0.8,0)	(0.8962,1)	(0.9462,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(65.0,67.0)	(0.8,0)	(0.8937,1)	(0.9437,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(67.0,69.0)	(0.8,0)	(0.8912,1)	(0.9412,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Ha	(69.0,71.0)	(0.8,0)	(0.8887,1)	(0.9387,1)	(1.1,0)
Tbl.Zh.Rhv.Rh	(45.0,77.0)	(0.8,0)	(0.8687,1)	(0.97,1)	(0.98,0)

Tbl.Zh.Rhv.Gsh (1.0287,0)	(37.0,39.0)	(0.85,0)	(0.8787,1)	(0.9787,1)
Tbl.Zh.Rhv.Gsh (1.0262,0)	(39.0,41.0)	(0.85,0)	(0.8762,1)	(0.9762,1)
Tbl.Zh.Rhv.Gsh (1.0237,0)	(41.0,43.0)	(0.85,0)	(0.8737,1)	(0.9737,1)
Tbl.Zh.Rhv.Gsh (1.0212,0)	(43.0,45.0)	(0.85,0)	(0.8712,1)	(0.9712,1)
Tbl.Zh.Rhv.Gsh (1.0187,0)	(45.0,47.0)	(0.85,0)	(0.8687,1)	(0.9687,1)
Tbl.Zh.Rhv.Gsh (1.0162,0)	(47.0,49.0)	(0.85,0)	(0.8662,1)	(0.9662,1)
Tbl.Zh.Rhv.Gsh (1.0137,0)	(49.0,51.0)	(0.85,0)	(0.8637,1)	(0.9637,1)
Tbl.Zh.Rhv.Gsh (1.0112,0)	(51.0,53.0)	(0.85,0)	(0.8612,1)	(0.9612,1)
Tbl.Zh.Rhv.Gsh (1.0087,0)	(53.0,55.0)	(0.85,0)	(0.8587,1)	(0.9587,1)
Tbl.Zh.Rhv.GRR (0.98,0)	(35.0,55.0)	(0.82,0)	(0.8512,1)	(0.97,1)
Tbl.Zh.Rhv.Ds	(14,44)	(0.97,0)	(0.98,0)	(0.99,1)
Tbl.Zh.Rhv.Ws	(31,55)	(0.96,0)	(0.97,1)	(0.98,1)
Tbl.Zh.Rhv.Ic	(-25,19)	(0.96,0)	(0.97,0)	(0.98,1)
Tbl.Zh.Rhv.Iic	(-0,33)	(0.996,0)	(0.997,0)	(0.998,1)
Tbl.Zh.Rhv.Sld	(-20,30)	(0.7,0)	(0.97,0)	(0.98,1)
Tbl.Zh.Rhv.Bgs	(-20,35)	(0.7,0)	(0.8,1)	(0.9,1)
Tbl.Zh.Rhv.Brd	(-20,35)	(0.7,0)	(0.97,0)	(0.98,1)
Tbl.Zh.Rhv.Gcl	(-20,70)	(0.0,1)	(.7,1)	(.8,0)
#				
# Membership functions for Temperature				
Tbl.Zh.Tmp.CL	(-20,0)	(-1,0)	(-10,1)	(40,1)
Tbl.Zh.Tmp.Drz	(-27,31)	(-1,0)	(1,1)	(20,1)
Tbl.Zh.Tmp.Lr	(20,40)	(-1,0)	(1,1)	(40,1)
Tbl.Zh.Tmp.Mr	(30,50)	(-1,0)	(1,1)	(40,1)
Tbl.Zh.Tmp.Hr	(40,60)	(-1,0)	(1,1)	(40,1)
Tbl.Zh.Tmp.Ha	(45,70)	(-30,0)	(-25,1)	(20,1)
Tbl.Zh.Tmp.Rh	(45,70)	(-30,0)	(-25,1)	(20,1)
Tbl.Zh.Tmp.Gsh	(35,55)	(-30,0)	(-25,1)	(20,1)
Tbl.Zh.Tmp.GRR	(35,55)	(-30,0)	(-25,1)	(20,1)
Tbl.Zh.Tmp.Ds	(14,44)	(-20,1)	(-10,1)	(-5,1)
Tbl.Zh.Tmp.Ws	(31,55)	(-5,0)	(-1,1)	(3,1)
Tbl.Zh.Tmp.Ic	(-25,19)	(-40,1)	(-30,1)	(-10,1)
Tbl.Zh.Tmp.Iic	(0,33)	(-15,1)	(-10,1)	(-5,1)
Tbl.Zh.Tmp.Sld	(-20,30)	(-30,0)	(-10,1)	(-1,1)
Tbl.Zh.Tmp.Bgs	(-20,35)	(10,0)	(15,1)	(40,1)
Tbl.Zh.Tmp.Brd	(-20,35)	(-52,0)	(-50,1)	(-1,1)
Tbl.Zh.Tmp.Gcl	(-20,70)	(-25,0)	(-10,1)	(40,1)
#				
# Membership functions for Std dev ZDR				
#				
Tbl.Zh.SDZDR.CL	(-20,0)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)
Tbl.Zh.SDZDR.Drz	(0,20)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)

Tbl.Zh.SDZDR.Lr	(20,40)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Mr	(30,50)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Hr	(40,60)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Ha	(45,70)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Rh	(45,70)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Gsh	(35,55)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.GRR	(35,55)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Ds	(10,35)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Ws	(10,50)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Ic	(-10,30)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Iic	(-10,30)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Sld	(-20,30)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Bgs	(-20,35)	(0.5,0)	(0.7,1)	(3,1)	(3.2,0)
Tbl.Zh.SDZDR.Brd	(-20,35)	(0,1)	(1,1)	(2.,0)	
Tbl.Zh.SDZDR.Gcl	(-20,70)	(1,0)	(2.0,1)	(5,1)	(100,1)

#

Membership functions for Std dev VR

#

Tbl.Zh.SVR.CL	(-20,0)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Drz	(0,20)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Lr	(20,40)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Mr	(30,50)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Hr	(40,60)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Ha	(45,70)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Rh	(45,70)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Gsh	(35,55)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.GRR	(35,55)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Ds	(10,35)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Ws	(10,50)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Ic	(-10,30)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Iic	(-10,30)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Sld	(-20,30)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Bgs	(-20,35)	(0,1)	(5,1)	(7,0)	
Tbl.Zh.SVR.Brd	(-20,35)	(0,1)	(1,1)	(1.1,0)	
Tbl.Zh.SVR.Gcl	(-20,70)	(5,0)	(10,1)	(100,1)	

#

Membership functions for Std dev PHI

#

Tbl.Zh.SPFI.CL	(-20,0)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Drz	(0,20)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Lr	(20,40)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Mr	(30,50)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Hr	(40,60)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Ha	(45,70)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Rh	(45,70)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Gsh	(35,55)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.GRR	(35,55)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Ds	(10,35)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Ws	(10,50)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Ic	(-10,30)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Iic	(-10,30)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Sld	(-20,30)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Bgs	(-20,35)	(5,0)	(10,1)	(35,1)	(40,0)
Tbl.Zh.SPFI.Brd	(-20,35)	(0,1)	(10,1)	(15,0)	
Tbl.Zh.SPFI.Gcl	(-20,70)	(40,0)	(45,1)	(100,1)	