



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-14612-TDI/1191

**ESTUDO OBSERVACIONAL DE LINHAS DE INSTABILIDADE
NO ESTADO DO PARANÁ**

Reinaldo Olmar Kneib

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Manoel Alonso Gan e Marley Cavalcante de Lima Moscati, aprovada em 02 de abril de 2004.

INPE
São José dos Campos
2007

551.511.61(816.2)

Kneib, R. O.

Estudo observacional de linhas de instabilidade no Estado do Paraná / Reinaldo Omar Kneib. – São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2006.

169 p.; (INPE-14612-TDI/1191)

1. Linha de instabilidade. 2. Estado do Paraná (PR) 3. Climatologia. 4. Imagens de radar. 5. Umidade. I. Título.

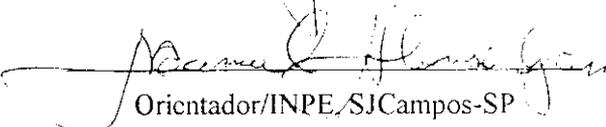
Aprovado(a) pela Banca Examinadora,
em cumprimento ao requisito exigido para
a obtenção do Título de **Mestre** em
Meteorologia.

Dr. Nelson Jesus Ferreira



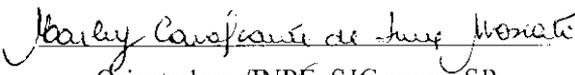
Presidente/INPE, SJCampos-SP

Dr. Manoel Alonso Gan



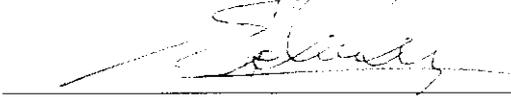
Orientador/INPE, SJCampos-SP

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati



Orientadora /INPE, SJCampos-SP

Dr. Marcelo Enrique Seluchi



Membro da Banca/INPE, C. Paulista-SP

Dr. Augusto José Pereira Filho



Membro da Banca
Convidado/Universidade de São Paulo

Candidato: Reinaldo Olmar Kneib

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores, Manoel Alonso Gan e Marley Cavalcante de Lima Moscati, pela orientação e pela paciência que tiveram comigo.

Aos membros da Banca Examinadora, por meio das críticas construtivas e sugestões para enriquecer o trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico CNPq, pela concessão da bolsa de estudo.

Ao Instituto Tecnológico SIMEPAR pela disponibilidade dos dados meteorológicos e dados de radar e o apoio por meio de discussões das imagens de radar com Leonardo Calvetti.

A Mário Quadro pela grande ajuda com o grads e discussões diversas.

RESUMO

Este trabalho apresenta dois casos de Linha de Instabilidade (LI) que se desenvolveram sobre o Estado do Paraná (PR). Os dados utilizados foram: imagens de radar e dados de superfície das estações automáticas obtidas do Instituto Tecnológico SIMEPAR; imagens de satélite GOES-8 no canal infravermelho, análise do modelo ETA/CPTEC e carta de superfície, obtidas do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC); e reanálises do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP). O primeiro caso de LI estudado se desenvolveu no período 08-09/09/1999. Neste caso estudado foram identificadas 5 LIs, todas com orientação paralela a uma frente fria em superfície, referidas aqui por LD, LI1, LI2, LI3 e LI4. A LI4 apresentou um ciclo de vida mais longo e ciclo de vida bem definido, com duração de 04 h e 30 min e uma velocidade média de propagação de $12,9 \text{ m s}^{-1}$, enquanto o ciclo de vida das demais LIs foi mais curto e não mostraram todos os estágios de seus desenvolvimentos. Os fatores que levaram à formação da LI4 foram à presença de uma frente fria em superfície e de um cavado em médios e altos níveis, gerando convergência de massa em baixos níveis, favorável a convecção. Após a sua formação, novas células se desenvolveram adiante da LI4 associada a uma região de confluência dos ventos e de umidade em baixos níveis. O deslocamento da LI4 para nordeste seguiu a mesma orientação da frente fria em superfície. O segundo caso de LI ocorreu no dia 24/12/2000, perpendicular a uma frente fria em superfície, à leste de uma área estratiforme localizada sobre o centro do PR. Neste caso, quatro LIs se desenvolveram, sendo referidas como LI5, LI6, LI7 e LI8. A LI8 foi estudada em detalhes por apresentar uma duração de 06 h e 40 min, e velocidade média de propagação de $6,3 \text{ m s}^{-1}$, sendo a de vida mais longa dentre as demais. A formação da LI8 foi associada a uma frente fria em superfície e ao cavado de escala subsinótica em níveis médios, os quais favoreceram a convergência de massa em baixos níveis. Uma piscina de ar frio sobre o centro/leste do Estado do PR devido à precipitação da região convectiva da LI8, propiciou a formação de um gradiente leste-oeste que favoreceu a intensificação e deslocamento da LI8 para leste.

OBSERVATIONAL STUDY OF SQUALL LINES IN THE PARANÁ STATE

ABSTRACT

Two cases of Squall lines (SL) that developed over State of the Paraná (PR) are studied. Radar picture and automatic surface station data from the Technological Institute SIMEPAR; Goes-8 infrared satellite picture, analysis of ETA/CPTEC model and surface charts from Weather Forecast and Climatic Studies (CPTEC); and reanalysis data from the National Center for Environmental Prediction (NCEP) are used in this study. The first SL studied developed during the period 08-09/09/1999. In this case five SLs were identified, these SLs were defined as LD, SL1, SL2, SL3 and SL4 and they formed parallel to a surface cold front. The SL4 presented the longest and best defined life cycle, with 04 h and 30 min of duration and $12,9 \text{ ms}^{-1}$ of the average propagation speed, while the life cycle of the other SLs was shorter and did not show stage of development. The factors associate with the SL4 formation were the presence of a surface cold front and a medium high-level trough. Both systems generated convergence of mass in low levels and in consequence the development of the convection. After the formation, new convective cells developed ahead of the SL4 associated with region of humidity and wind confluence in low levels. The displacement to northeast of the SL4 followed the same orientation of the cold front in surface. The second SL case occurred on 24/12/2000. This SL formed perpendicular to the surface cold front, to the east of a stratiform area located over central region of PR. As in the first case, four SLs also developed, named as SL5, SL6, SL7 and SL8. The SL8 was studied in details it presented the duration of 06 h and 40 min, and propagation speed of $6,3 \text{ ms}^{-1}$, being of longer life among the others. The formation of the SL8 was associated with the one surface cold front and medium level subynoptic scale trough, which favored the mass convergence in low levels. A cold air swimming pool over center/east of the PR State formed by the precipitation of the SL8 convective region que propitiated the formation of a gradient from west to east that favored the intensification and displacement of the SL8 for east.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	23
1.1 – Justificativa e Objetivos.....	27
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	29
2.1 – Estrutura Geral e Características das Lis.....	30
2.1.1 – Características Cinemáticas e Termodinâmicas das Lis.....	38
2.2 – Mecanismos de Desenvolvimento e Manutenção de Lis.....	41
2.3 – Lis na América do Sul.....	49
CAPÍTULO 3 – DADOS E METODOLOGIA	53
3.1 – Dados.....	53
3.2 – Descrição do radar Meteorológico do SIMEPAR.....	55
3.3 – Metodologia.....	59
3.3.1 – Análise Termodinâmica.....	60
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	65
4.1 – Caso 1.....	65
4.1.1 – Descrição da Situação Utilizando a Reanálise do NCEP.....	69
4.1.2 – Descrição do Radar.....	91
4.1.3 – Descrição de Mesoescala.....	98
4.1.4 – Assinatura da Passagem da LI4 em Superfície.....	105
4.1.5 – Discussão dos Resultados do Caso 1.....	109
4.2 – Caso 2.....	111
4.2.1 – Descrição da Situação Utilizando a Reanálise do NCEP.....	115
4.2.2 – Descrição do Radar.....	137

4.2.3 – Descrição de Mesoescala.....	142
4.2.4 – Assinatura da Passagem da LI8 em Superfície	148
4.2.5 – Discussão dos Resultados do Caso 2	152
CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	155
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	159

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Orografia da Região Sul do Brasil, destacando a topografia do Estado do PR.....	24
2.1 - Descrição esquemática dos tipos de bandas de precipitação observados em ciclones extratropicais.....	33
2.2 - Seções transversais representativas de modelos conceituais para a estrutura cinemática, microfísica e de Z de uma a) LIT; b) LI de Latitudes Médias (LILM).....	35
2.3 - Campo de pressão em superfície mostrando a localização das mesobaixas (L), mesoaltas (H), as regiões com precipitação (áreas pontilhadas) e o campo de vento (setas indicativas).....	37
2.4 - Tipos de desenvolvimento de LIs severas em Oklahoma/EUA.....	43
2.5 - Exemplos de SCM nos tipos: a) simétrico, b) assimétrico.....	46
3.1 - Localização das estações meteorológicas e hidrológicas (círculos vermelhos e verdes, respectivamente), localizadas no Estado do PR.....	53
3.2 - Localização do radar meteorológico do SIMEPAR.....	55
3.3 - Campo de Z para 06 de junho de 2001 as 2003 UTC.....	56
3.4 - Ilustração do cálculo do CAPPI para qualquer variável, em um ponto de grade e em um determinado nível de altitude.....	58
4.1 - Imagens de satélite GOES-8 no canal infravermelho para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 0300 UTC, c) 0900 UTC, d) 1200 UTC, e) 1500 UTC, f) 1800 UTC, g) 2100 UTC e para 09/09/1999 as: h) 0000 UTC, i) 0300 UTC, j) 0900 UTC.....	66
4.2 - Carta de superfície para 08/09/1999 as 1200 UTC.....	69
4.3 - Campos de PNM (hPa) para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.	70

4.4 - Escoamento horizontal e isotacas ($m s^{-1}$) em 850 hPa para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.....	71
4.5 - Escoamento horizontal e isotacas ($m s^{-1}$) em 500 hPa, para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.....	73
4.6 - Escoamento horizontal e isotacas ($m s^{-1}$) em 250 hPa, para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.	76
4.7 - Campos de ω ($hPa s^{-1}$) em 500 hPa, para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.....	78
4.8 - Campos de T ($^{\circ}C$) em 850 hPa, para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.....	79
4.9 - Campos de T ($^{\circ}C$) em 700 hPa, para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.....	80
4.10 - Campos de q ($g kg^{-1}$) em 850 hPa para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 0000 UTC.....	82
4.11 - Campos de q ($g kg^{-1}$) em 700 hPa para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 0000 UTC.....	83
4.12 - Campo de divergência do fluxo de umidade em 1000 hPa, para as 1200 UTC do dia 08/09/1999.....	84
4.13 - Divergência de massa (s^{-1}) em 250 hPa para as 12 UTC do dia 08/09/1999	85
4.14 - Campos de ω ($hPa s^{-1}$) em 500 hPa para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 1200 UTC e c) para 09/09/1999 as 0000 UTC.....	86
4.15 - Campos de q_e (K) em 850 hPa para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 1200 UTC, c) para 09/09/1999 as 0000 UTC.	88

4.16 - Campos de CAPE ($m^2 s^{-2}$) para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 1200 UTC, c) para 09/09/1999 as 0000 UTC.....	89
4.17 - Índice K para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 1200 UTC e c) para 09/09/1999 as 0000 UTC. IL para 08/09/1999 as: d) 0000 UTC, e) 1200 UTC, f) para 09/09/1999 as 0000 UTC.	90
4.18 - IS para 08/09/1999 as: a) 0000 UTC, b) 1200 UTC, c) IS para 09/09/1999 as 0000 UTC. ITT para 08/09/1999 as: d) 0000 UTC, e) 1200 UTC, f) ITT para 09/09/1999 as 0000 UTC.....	91
4.19 - Imagens CAPPI no nível 2,0 (dBZ) para 08/09/1999 as: a) 1503 UTC, b) 1603 UTC, c) 1703 UTC, d) 1803 UTC, e) 1903 UTC, f) 2003 UTC, g) 2033 UTC, h) 2118 UTC, i) 2218 UTC, j) 2318 UTC e para 09/09/1999 as: k) 0018 UTC, l) 0118 UTC, m) 0148 UTC.....	93
4.20 - Sucessivas posições do eixo convectivo das LIs desenvolvidas em 08-09/09/1999.....	97
4.21 - Campos de P (mm) e PNM (hPa) para 08/09/1999 as: a) 1500 UTC, b) 1900 UTC, c) 2100 UTC e para 09/09/1999 as: d) 0000 UTC, e) 0300 UTC.....	99
4.22 - Campos de T ($^{\circ}C$) para 08/09/1999 as: a) 1500 UTC, b) 1900 UTC, c) 2100 UTC e para 09/09/1999 as: d) 0000 UTC, e) 0300 UTC.	102
4.23 - Campos de vento ($m s^{-1}$) e UR (%) para 08/09/1999 as: a) 1500 UTC, b) 1900 UTC, c) 2100 UTC e para 09/09/1999 as: d) 0000 UTC, e) 0300 UTC.....	104
4.24 - Precipitação observada nas cidades de Curitiba e Guarapuava em 08/12/1999	106
4.25 - Rajada do vento registrada nas cidades de Curitiba e Guarapuava em 08/12/1999.....	107
4.26 - PNM observada nas cidades de Curitiba e Guarapuava em 08/12/1999.....	108
4.27 - T ($^{\circ}C$) registrada nas cidades de Curitiba e Guarapuava em 08/12/1999.....	109

4.28 - Imagens de satélite GOES-8 no canal infravermelho para 24/12/2000 as: a) 0300 UTC, b) 0600 UTC, c) 0900 UTC, d) 1200 UTC, e) 1500 UTC, f) 1745 UTC, g) 2100 UTC, h) para 25/12/2000 as 0300 UTC.....	111
4.29 - Carta de superfície para 24/12/2000 as 1200 UTC.....	113
4.30 - Campos de PNM (hPa) para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	115
4.31 - Escoamento horizontal e isotacas ($m s^{-1}$) em 850 hPa para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	116
4.32 - Escoamento horizontal e isotacas ($m s^{-1}$) em 500 hPa para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	118
4.33 - Escoamento horizontal e isotacas ($m s^{-1}$) em 250 hPa para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	120
4.34 - Campos de ω (hPa s^{-1}) em 500 hPa para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	122
4.35 - Campos de T ($^{\circ}C$) em 850 hPa para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	124
4.36 - Campos de T ($^{\circ}C$) em 700 hPa para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	125
4.37 - Campos de q ($g kg^{-1}$) em 850 hPa para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 25/12/2000 as 0000 UTC..	126
4.38 - Campos de q ($g kg^{-1}$) em 850 hPa para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 0600 UTC, c) 1200 UTC, d) 1800 UTC, e) para 25/12/2000 as 0000 UTC..	127
4.39 - Campo de divergência do fluxo de umidade em 1000 hPa, para as 1800 UTC do dia 24/12/2000.....	128

4.40 - Divergência de massa (s^{-1}) em 250 hPa para as 1800 UTC do dia 24/12/2000.....	129
4.41 - Escoamento horizontal e isotacas ($m s^{-1}$) em 850 hPa para 24/12/2000: a) 0000 UTC, b) 1200 UTC, c) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	130
4.42 - Campos de ω ($hPa s^{-1}$) em 500 hPa para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 1200 UTC, c) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	131
4.43 - Campos de q_e (k) em 850 hPa para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 1200 UTC, c) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	132
4.44 - Campos de CAPE ($m^2 s^{-2}$) para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 1200 UTC, c) para 25/12/2000 as 0000 UTC.	133
4.45 - Índice K para 24/12/2000 as, a) 0000 UTC, b) 1200 UTC, c) índice K para 25/12/2000 as 0000 UTC. IL para 24/12/2000 as: d) 0000 UTC, e) 1200 UTC, f) IL para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	134
4.46 - IS para 24/12/2000 as: a) 0000 UTC, b) 1200 UTC, c) IS para 25/12/2000 as 0000 UTC. ITT para 24/12/2000 as: d) 0000 UTC, e) 1200 UTC, f) ITT para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	135
4.47 - Imagens CAPPI nível 2,0 (dBZ) para 24/12/2000 as: a) 1133 UTC, b) 1233 UTC, c) 1333 UTC, d) 1433 UTC, e) 1533 UTC, f) 1633 UTC, g) 1733 UTC, h) 1833 UTC, i) 1923 UTC, j) 2033 UTC, k) 2133 UTC, l) 2233 UTC.....	137
4.48 - Sucessivas posições do eixo convectivo das LIs desenvolvidas em 24/12/2000.....	140
4.49 - Campos de P (mm) e PNM (hPa) para 24/12/2000 as: a) 1200 UTC, b) 1500 UTC, c) 1800 UTC, d) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	142
4.50 - Campos de T ($^{\circ}C$) para 24/12/2000 as: a) 1200 UTC, b) 1500 UTC, c) 2100 UTC, d) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	144
4.51 - Campos de vento ($m s^{-1}$) e UR (%) para 24/12/2000 as: : a) 1200 UTC, b) 1500 UTC, c) 2100 UTC e d) para 25/12/2000 as 0000 UTC.....	146

4.52 - Precipitação observada nas cidades de Ponta Grossa e Fernandes Pinheiro em 24/12/2000.....	148
4.53 - Rajada do vento registrada nas cidades de Fernandes Pinheiro e Ponta Grossa em 24/12/2000.....	149
4.54 - PNM observada nas cidades de Ponta Grossa e Fernandes Pinheiro em 24/12/2000.....	150
4.55 - T (°C) registrada nas cidades de Ponta Grossa e Fernandes Pinheiro em 24/12/2000.....	151

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Classificação de bandas de precipitação em ciclones extratropicais.....	32
2.2 - Tipos de desenvolvimento de LIs observadas na Austrália	45
2.3 - Ciclo de vida de LIs formadas no norte da Austrália.....	47
3.1 - Relação entre as cores do PPI e Z.....	57
3.2 - Relação de casos de LIs analisados.....	59
3.3 - Classificação da precipitação baseada em Z.....	60
3.4 - Escala de valores para IS.....	62
3.5 - Escala de valores para IL.....	63
4.1 - Características das LIs desenvolvidas no período de 08-09/09/1999.....	98
4.2 - Características das LIs desenvolvidas em 24/12/2000.....	140

LISTA DE SÍMBOLOS

Latinos

- a - constante
- b - constante
- r - taxa de precipitação (mm)
- d_a - distância no ponto acima do valor a ser interpolado(m)
- d_b - distância no ponto abaixo do valor a ser interpolado (m)
- g - gravidade ($m\ s^{-2}$)
- h - altitude (m)
- H_0 - altura da antena do radar
- N - norte
- NE - nordeste
- NW - noroeste
- P - precipitação (mm)
- PNM - Pressão reduzida ao Nível médio do Mar (hPa)
- q - umidade específica ($g\ kg^{-1}$)
- r - alcance do radar (m)
- R' - $4/3 R$
- R - raio da Terra
- SW - sudoeste
- T - temperatura do ar ($^{\circ}C$)
- T_d - temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}C$)
- $T_{850}, T_{700}, T_{500}$ -
temperatura do ar ($^{\circ}C$) nos níveis de 850 hPa, 700 hPa e 500 hPa, respectivamente
- T_{d850}, T_{d700} - temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}C$) em 850 hPa e 700 hPa, respectivamente
- UR - umidade relativa (%)
- x_a - valor no ponto acima do valor a ser interpolado
- x_b - valor no ponto abaixo do valor a ser interpolado

Z - refletividade (dBZ)

W - oeste

Gregos

α - angulo de elevação ($^{\circ}$)

θ_e - temperatura potencial equivalente (K)

$\theta_a(Z)$ - temperatura potencial do ar ambiente (K)

$\theta_p(Z)$ - temperatura potencial de uma parcela de ar (K)

ω - movimento vertical (hPa s^{-1})

f - ângulo de elevação do feixe do radar

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

A1, A2, A3, A4, A5, A6	- Mesoaltas 1, 2, 3, 4, 5 e 6, respectivamente
ABLE – 2B	- Amazonian Boundary Layer Experiment
AMEX	- Australian Monsoon Experiment
AS	- América do Sul
B1, B2, B3, B4	- Mesobaixas 1, 2, 3 e 4, respectivamente
CAPE	- Energia Potencial Disponível para Convecção
CAPPI	- Constant Altitude of Plan Position Indicator
Cb	- Nuvem Cumulonimbus
CCM	- Complexo Convectivo de Mesoescala
CIN	- Parâmetro de Inibição Convectiva
COPT81	- CONvection Profonde Tropicale
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DJF	- Dezembro-Janeiro-Fevereiro
EEC	- Enterprise Electronic Corporation
FRF	- Frequência de Repetição do Pulso
GATE	- GARP Atlantic Tropical Experiment
GOES	- Geostationary Operational Environmental Satellite
H, H1, H2	- Mesoalta, mesoaltas 1 e 2, respectivamente
HS	- Hemisfério Sul
IBGE	- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IC	- Intervalo de Contorno
IL	- Índice de Levantamento
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IS	- Índice de Showalter
ITT	- Índice Totais
JJA	- Junho-Julho-Agosto
K	- Índice K
L, L1, L2	- Mesobaixa, mesobaixas 1 e 2, respectivamente
LD	- Linha de Instabilidade Desorganizada
LI	- Linha de Instabilidade
LI1, LI2, LI3, LI4	- Linhas de Instabilidade 1, 2, 3 e 4, respectivamente
LI5, LI6, LI7, LI8	- Linhas de Instabilidade 5, 6, 7 e 8, respectivamente
LIC	- Linha de Instabilidade Costeira
LIP1	- Linha de Instabilidade com Propagação do Tipo 1
LIP2	- Linha de Instabilidade com Propagação do Tipo 2
LIT	- Linha de Instabilidade Tropical
LILM	- Linha de Instabilidade de Latitudes Médias
MG	- Minas Gerais
MT	- Mato Grosso
MS	- Mato Grosso do Sul

MRCEL	- Modelo Regional Canadense de Elementos Finitos
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NCE	- Nível de Condensação Espontânea
NCEP	- National Center for Environmental Prediction
NCL	- Nível de Condensação por Levantamento
ne	- Nível de Equilíbrio
P1, P2	- Áreas de precipitação
PRE-STORM	- Preliminary Regional Experiment for Stormscale Operational and Research Meteorology
PPI	- Plan Indicator Position
PR	- Paraná
RS	- Rio Grande do Sul
SC	- Santa Catarina
SCM	- Sistema Convectivo de Mesoescala
SP	- São Paulo
UTC	- Universal Time Coordinate
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O Estado do Paraná (PR), localizado na Região Sul do Brasil (Figura 1), possui as seguintes características topográficas: Planície Costeira (localizada na parte litorânea) e um conjunto de 3 planaltos a oeste desta, a saber: o Planalto Cristalino, o Planalto Ponta Grossa (no centro do estado) e o Planalto Arenítico-Basáltico (à oeste do estado), sendo este último o maior deles em extensão. As maiores elevações localizam-se no Planalto Cristalino, atingindo altitudes de 1000 m na região centro-leste que diminui para altitudes de 300 m na parte oeste (Maack, 1981). Esta região possui dois regimes climáticos distintos, tal que as partes norte, oeste, sudoeste e leste, apresentam clima subtropical, com verão quente e estação chuvosa no trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), e na parte sul e central, clima temperado, com verão mais ameno e uma estação seca e fria no trimestre Junho-Julho-Agosto (JJA) (IBGE, 1977).

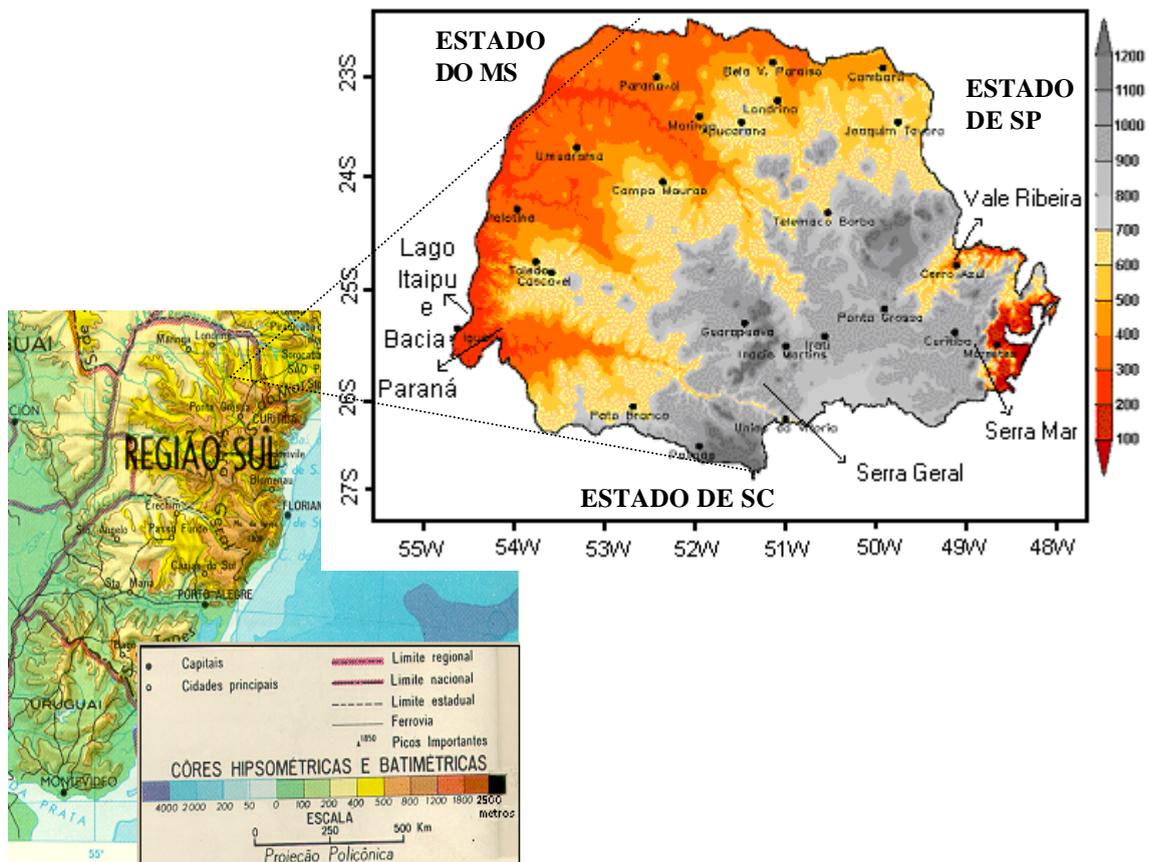


FIGURA 1 - Topografia da Região Sul do Brasil, destacando a topografia do Estado do PR.

Setas indicam a localização da Serra do Mar, da Serra Geral, do Vale do Ribeira, do Lago de Itaipu e da Bacia do PR. As cores vermelhas representam elevações mais baixas e as cinzas as elevações mais altas.

FONTE: IBGE (1977); Adaptada de SIMEPAR (2002).

Beneti et al. (2002) definiram três regiões no estado do PR com características orográficas distintas, as quais afetam seu regime de precipitação (Figura 1):

- 1) O Vale do Ribeira e litoral, localizado na região nordeste do estado do PR e parte sudeste de São Paulo (SP). Na parte sul do Vale do Ribeira se encontra a Serra do

Mar, com altitude de 1000 m, que condições para o desenvolvimento de forte convecção e, assim, nuvens Cumulonimbus (Cb), responsáveis pelos altos índices pluviométricos na região. A direção climatológica do vento é predominantemente de nordeste, estando esta associada ao anticiclone subtropical do Atlântico Sul, o qual contribui para a constante advecção de ar quente e úmido para o continente, provocando a formação de nuvens baixas sobre o litoral.

2) A Serra Geral, localizada no centro do estado, a 300 km do litoral, com altitudes de 1.200 m em seu setor norte. No lado leste da Serra Geral o vento predominante é de noroeste. As chuvas ocorrem devido à circulação dos sistemas de baixa pressão localizados no Paraguai e na região centro-oeste do Brasil, que são a fonte para instabilidades locais, tais como sistemas atmosféricos do tipo Linhas de Instabilidade (LI). No lado oeste da Serra Geral, sistemas troposféricos quentes e úmidos como Sistemas Convectivo de Mesoescala (SCM) avançando sobre uma extensão de mais de 200 km, provocam o levantamento forçado de parcelas de ar à barlavento da montanha, fornecendo condições para a formação de eventos de tempo severo (chuva e vento de intensidade moderada a forte).

3) A região abrangendo a Bacia do Paraná e o Lago de Itaipu apresentam altitudes de 300 m. Os principais sistemas troposféricos que atuam para causar precipitação nessa região são sistemas vindos do Paraguai, Argentina e centro-oeste do Brasil, podendo-se ressaltar as LI, que ocorrem durante todo o ano, e os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), ocorrendo principalmente na primavera e no verão austral.

Dentre os vários sistemas meteorológicos atuantes no estado do PR as LIs, ou bandas de precipitação, é um tipo comum de SCM, definidas basicamente como um conjunto de nuvens Cb's de diversos tamanhos, alinhados em linha reta ou em curva, que se propagam com uma velocidade que pode ou não coincidir com a velocidade dos Cb's individuais que as constituem (Djuric, 1994). De acordo com a classificação de Orlanski

(1975), as LIs pertencem a escala meso-beta, possuindo em média comprimento horizontal da ordem de 20 km a 200 km e tempo de duração de 6 h a 1 dia.

A partir da década de 60, com o lançamento de satélites meteorológicos, foi possível obter uma melhor visualização das características e classificação das nuvens pelas imagens geradas pelo satélite, que permitem distinguir características do tipo extensão e altura do topo das nuvens, velocidade de deslocamento e tipos de nuvens (em geral, convectiva ou estratiforme). Pode-se também estimar a precipitação (Browning, 1989). Ou seja, um melhor detalhamento sobre a estrutura e a dinâmica das LIs.

Alguns estudos observacionais usando imagens de satélite, dados de estações de superfície e de altitude mostraram a ocorrência de LIs nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil (Cavalcanti et al., 1982; Lima e Silva Dias, 1982; Abdoulaev et al., 1994, entre outros), e também ao longo da costa norte-nordeste do Brasil (Kousky, 1980; Cavalcanti e Kousky, 1982; Cohen, 1989; Silva Dias e Ferreira, 1992, Sales 2000). Entretanto, devido ao seu rápido desenvolvimento, deslocamento e tempo de vida, os dados sinóticos de superfície e de altitude não são adequados para seu estudo, pois, a cobertura espacial e temporal da rede de estações não permite identificar os padrões de mesoescala associados. Assim, o radar meteorológico se tornou um dos instrumentos mais importante para a observação deste sistema (Browning, 1989). A alta resolução espacial e temporal das imagens de radar (1 km e 10 minutos, respectivamente) permitiram a análise das estruturas verticais e horizontais das LIs, as correntes ascendentes, descendentes, a quantidade de gelo e seu desenvolvimento vertical. Por meio de vento radial de radar, a partir de vários alvos (hidrometeoros) na atmosfera, pode-se também observar, além das LI, o comportamento e a intensidade do tempo severo iminente, tornados, tempestades com ventos fortes, entre outros sistemas. Além disso, as estimativas de chuva derivadas de dados de radar juntamente com os dados de precipitação obtidos pelos pluviômetros, têm sido uma grande aliada na determinação da quantidade de precipitação.

O estudo de LIs é importante devido ao fato desse sistema provocar uma mudança rápida nas condições do tempo na área de sua atuação, uma vez que se desenvolvem em

um curto período de tempo. Isto leva, em muitos casos, à ocorrência de inundações e vendavais, os quais provocam sérios problemas sociais e econômicos ao país (Cavalcanti et al., 1982; Pereira Filho et al, 1990; Abdoulaev et al., 1998). Assim, o monitoramento das LIs permite antecipar tais situações e emitir alertas aos vários órgãos, tais como a Defesa Civil, Corpo de Bombeiros e outros, possibilitando ações prévias para um controle melhor das condições adversas que estes sistemas causam durante sua passagem por uma determinada região (Rinehart, 1991). Outro setor onde um melhor conhecimento sobre a dinâmica das LIs também é importante é na aviação, pois, as LI são formadas por vários Cb's que atingem altitudes de até 15 km ou mais (Zipser, 1977), provocando muita turbulência na rota dos aviões, além de rajadas de vento nos baixos níveis, as quais são observadas adiante das LI, merecendo maior atenção, principalmente para pousos e decolagens.

A principal motivação para a realização deste trabalho é a falta de estudos sobre LIs no estado do PR, um dos principais sistemas meteorológicos que influencia de forma marcante o tempo na região.

1.1 – Justificativa e Objetivos

Vários sistemas meteorológicos atuam na região do PR. Dentre estes, os sistemas frontais de latitudes médias no Hemisfério Sul (HS), que se deslocam pela Região Sul do Brasil para norte e nordeste; anticiclones provenientes dos Oceanos Pacífico e Atlântico Sul, deslocando-se para nordeste e leste; vórtices ciclônicos de altos níveis vindos do Oceano Pacífico (Lourenço, 1996); CCM que se desenvolvem no norte da Argentina e Paraguai e se deslocam para leste (Cavalcanti et al., 1982; Guedes e Silva Dias 1984) e LIs, que se formam na região do PR e/ou adjacências. Embora seja um dos principais sistemas que afetam o tempo na região, as LI tem sido menos estudadas.

Assim, o objetivo deste trabalho é estudar, sob o ponto de vista observacional, a dinâmica do desenvolvimento e do deslocamento das LI nessa região. Para tal, propõe-

se realizar um estudo de dois casos visando avaliar os aspectos sinóticos e dinâmicos envolvidos na formação e na manutenção das LIs na região do PR.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As LIs representam um tipo comum de SCM (Maddox, 1980), podendo ocorrer sobre oceanos e continentes. Um dos primeiros estudos descritivo sobre LIs foi feito por Hamilton e Archbold (1945). Usando dados sinóticos e informações sobre o estado do céu e obtidas de balão piloto, sugeriram que uma LI típica consistia de um alinhamento de nuvens Cb que se formavam nas bordas de uma extensa região de correntes ascendentes, associada a intensa atividade convectiva. Nesta região ocorria uma súbita rajada de vento acompanhada por uma queda na temperatura, do tipo frontal, a qual precedia em 2-3 minutos a chuva associada à linha de Cb. Essa pseudofrente fria marcava as bordas das correntes descendentes, que se difundiam sob o ar quente na frente do sistema, gerando levantamento de ar, propício para a formação de novas nuvens Cb. Uma das várias outras definições propostas após o estudo de Hamilton e Archbold (1945), define LI como sendo uma linha sólida convectiva com precipitação estratiforme em sua retaguarda (Smull e Houze, 1987; Johnson e Hamilton, 1988; Houze et al., 1990; Braun e Houze, 1994; Hilgendorf e Johnson, 1998; Abdoulaev e Lenskaia, 1998, Abdoulaev et al., 2000; Sales, 2000).

As LIs em seu estágio maduro apresentam uma estrutura relativamente simples, consistindo de células convectivas profundas em seu eixo principal e uma extensa área contendo nuvens estratiformes. Apesar disso, não existe uma definição única sobre a sua formação, manutenção e decaimento. Isto se dá porque as definições são feitas baseadas em situações de ocorrência de LI estudadas por diferentes autores (Newton, 1950; Zipser, 1977; Brown, 1979; Silva Dias, 1987, Smull e Houze, 1987; Djuric, 1994; entre outros). Além disso, muitas definições de LI são ambíguas. Como exemplo, pode-se citar aquela dada no Glossário de Meteorologia, onde LI é qualquer linha não-frontal ou banda estreita de tempestades ativas, com ou sem rajadas de vento (Huschke, 1959). Dois aspectos dessa definição foram discutidos em Houze et al. (1982): (1) a exigência

não-frontal e (2) a consideração de que qualquer linha de tempestade é definida como LI. De acordo com Houze et al. (1982), o primeiro aspecto é muito restritivo, uma vez que tempestades associadas a sistemas frontais podem ocasionalmente ter características de LIs (Sanders e Paine, 1975; Hobbs e Persson, 1982). O segundo aspecto é muito geral, pois é reconhecido que LI é uma classe especial dos CCM (Fujita, 1955; Maddox, 1980; Hane, 1986).

Neste Capítulo, apresenta-se a estrutura geral e as características cinemática e termodinâmica das LIs, bem como os mecanismos para seu desenvolvimento e manutenção, sobre a América do Sul.

2.1 - Estrutura Geral e Características das LIs

As LIs podem se desenvolver em associação com vários sistemas atmosféricos, como por exemplo, ciclones extratropicais (Palmén e Newton, 1969; Maddox, 1980), frentes frias e quentes em superfície (Fujita, 1955; Sanders e Paine, 1975; Sanders e Emanuel, 1977; Hobbs e Persson, 1982; Cotton e Anthes, 1989), frentes frias em altitude (Hobbs, 1981; Locatelli et al, 1995; Stoelinga et al., 2003), ondas tropicais (Houze, 1977; Fortune, 1980), correntes de jatos de baixos e de altos níveis (Uccellini, 1979), ondas de gravidade (Hamilton e Archbold, 1945; Schmidt e Cotton, 1990), linhas secas (Schaefer, 1974; Ogura e Liou, 1980; Koch e McCarthy, 1982; Homan e Vincent, 1983), brisas marítimas (Cohen 1989) e, ainda, associada a grandes áreas de convergência de ar nos baixos níveis da troposfera (Ooyama, 1964; Charney e Eliassen, 1964). Em função do sistema meteorológico a que as LIs estão associadas, vários tipos de padrões de precipitação são observados, geralmente na forma de bandas de precipitação. Vale ressaltar, entretanto, que há uma distinção entre LIs e bandas de precipitação, a qual pode ser feita em relação à intensidade da convecção e pela tempestade associada. A atividade convectiva é muito intensa nas LIs, enquanto a banda de precipitação descreve estruturas de precipitação que não são necessariamente convectiva ou apresentam fraca convecção (Hane, 1986). Em termos de tempestades, as

LIs tem atividade elétrica intensa, enquanto as bandas de precipitação não têm (Djuric, 1994).

No caso de LIs que se desenvolvem associadas a ciclones extratropicais, por exemplo, as bandas de precipitação ocorrem em determinadas regiões do sistema. Baseado nas escalas de comprimento dos ciclones extratropicais que se desenvolvem no noroeste do Oceano Pacífico, em sua posição e na sua orientação relativa as frentes fria e quente em superfície, Houze et al. (1976) produziram um esquema de classificação morfológica de bandas de precipitação nos tipos relacionados na Tabela 2.1. Esta classificação é consistente com as observações de bandas de precipitação encontradas em outras regiões, tais como no Reino Unido, no nordeste dos Estados Unidos e em regiões próximas ao Japão (Houze et al., 1982). Assim, o esquema ilustrativo apresentado na Figura 2.1 é representativo da organização da precipitação de mesoescala vista normalmente em ciclones extratropicais. Além dos seis tipos de padrões de precipitação definidos na Figura 2.1, há bandas de precipitação com largura de 10-20 km, que ocorre com um padrão semelhante a ondas, que ocasionalmente são superpostas a outros tipos de bandas de precipitação e, ainda, bandas organizadas em células na forma hexagonal, ocorrendo dentro do ar polar marítimo, bem atrás da frente fria em superfície (Houze et al., 1982; Rutledge e Hobbs, 1983). Nem todos os tipos de bandas de precipitação necessariamente devem estar presentes em um dado ciclone extratropical.

TABELA 2.1 - Classificação de bandas de precipitação em ciclones extratropicais.

CLASSIFICAÇÃO	CARACTERÍSTICAS
Tipo 1	Banda frontal quente: essas bandas ocorrem por meio de uma camada profunda com advecção quente, com largura aproximada de 50 km, orientada paralela à frente quente e localizada adiante da frente quente (Tipo 1 a), ou coincidindo com a frente quente em superfície (Tipo 1 b), ou simplesmente apresentando uma orientação similar àquela da frente quente, embora nenhuma frente quente bem definida possa ter sido identificada nos campos de vento ou Termodinâmicos;
Tipo 2	Bandas frontais do setor quente: essas bandas se localizam no setor quente, orientada paralela à frente fria em superfície, com largura típica de 50 km;
Tipo 3	Banda frontal fria larga: bandas de precipitação com aproximadamente 50 km de largura, orientada paralela à frente fria em superfície. No caso de oclusão, elas são associadas com uma frente fria superior;
Tipo 4	Banda frontal fria estreita: este tipo de banda é extremamente estreita (aproximadamente 5 km de largura) e coincide com a frente fria em superfície;
Tipo 5	Banda pré-frontal: essas bandas são associadas com incursões de ar frio adiante da frente fria, tendo essencialmente o mesmo tipo de características como as bandas frontais frias largas;
Tipo 6	Banda pós-frontal: essas bandas são linhas de nuvens convectivas que se formam bem atrás e geralmente paralela à frente fria em superfície.

FONTE: Houze et al. (1982).

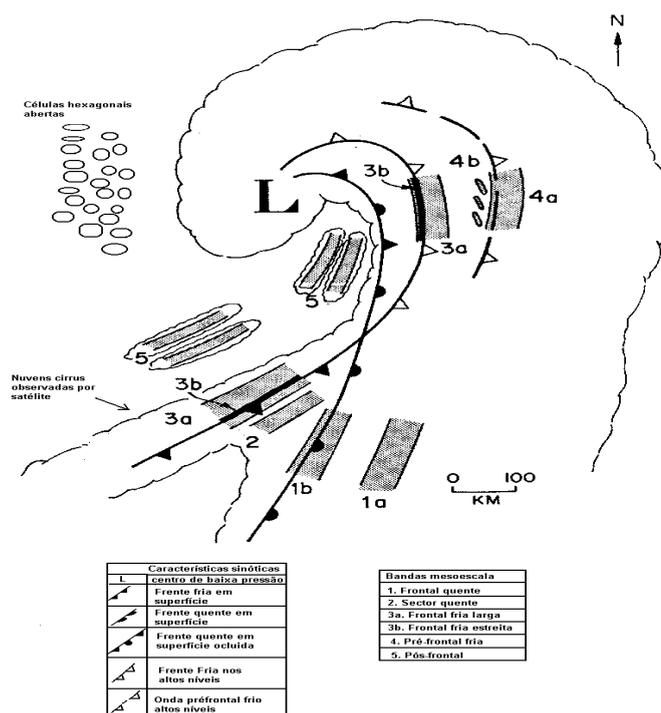


FIGURA 2.1 - Descrição esquemática dos tipos de bandas de precipitação observados em ciclones extratropicais.

Os números de 1 a 6 identificam os tipos de bandas de precipitação, como descrito na Tabela 2.1.

FONTE: Adaptada de Hobbs (1981).

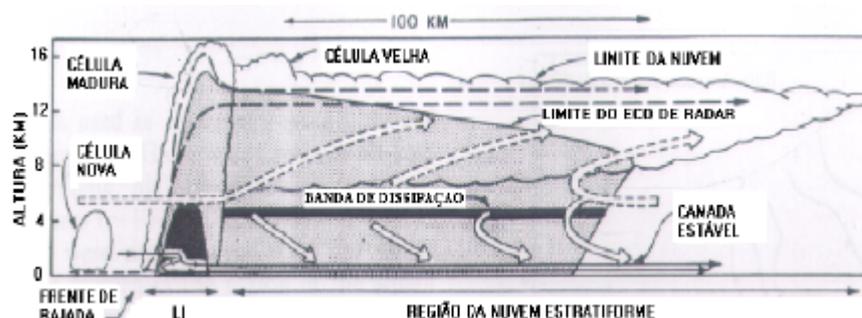
Um modelo conceitual de uma LI associada a uma onda de escala sinótica foi proposto por Houze (1977), o qual ilustra sua estrutura tridimensional, as características dinâmicas e seu ciclo de vida. Este sistema se desenvolveu sobre a África na área de *GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE)*, no período de 4 a 5 de setembro de 1974. Durante um ciclo de vida de 23 h, a LI consistiu de núcleos ativos de Cb's discretos, denominados de elementos convectivos e nuvens predominantemente estratiformes, apresentando correntes de ar ascendentes e descendentes em ambas as regiões. As correntes de ar ascendentes ocorrem na camada de nuvens profundas do tipo "torres quentes" (Holton, 1992) que, em função de sua intensidade, os topos dos elementos convectivos maduros penetram na tropopausa até a máxima altura de 16-17 km ao longo

da LI, e decrescem a alturas de 13-14 km, que corresponde aos topos das nuvens na bigorna. No eixo principal do elemento convectivo maduro há correntes de ar descendentes, onde parte deste se expande adiante da LI e produz a frente de rajada em superfície, enquanto a outra porção de ar descendente estende-se para a retaguarda do sistema em baixos níveis. À medida que a LI se propaga, novos elementos se formam no eixo principal da frente de rajada, adiante dos elementos convectivos maduros. A região da bigorna localiza-se a 100 km adiante da frente de rajada, apresentando uma extensão de 350 km e uma largura aproximada de 8 km. Dentro da bigorna, abaixo de 4 km de altura encontram-se correntes de ar descendentes, e diretamente acima dessa região, tem-se correntes de ar ascendentes. Entre estas duas correntes de ar (na região entre 4 km e 6 km) observa-se a banda de dissipação de gelo.

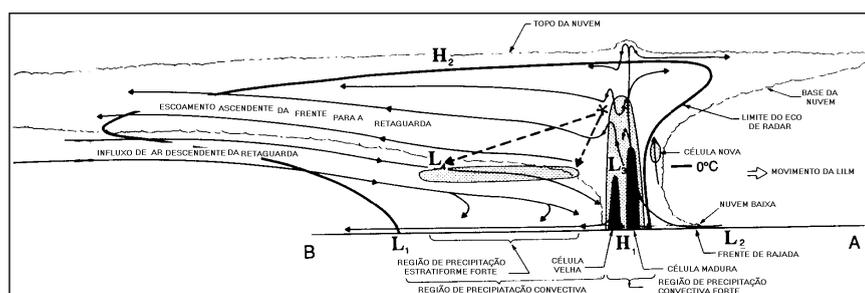
Zipser (1977) propôs dois tipos de correntes descendentes, que compõem uma LI Tropical (LIT): (a) correntes descendentes de escala convectiva, formada em uma zona estreita (10 - 20 km de largura) na região convectiva da LIT, devido ao arrasto das gotas de chuva produzidas pelas nuvens Cb; (b) correntes descendentes em mesoescala menos intensas, ocorrendo pelo resfriamento do ar devido a evaporação da chuva, proveniente da nuvem estratiforme (Zipser, 1969; Houze, 1977).

Gamache e Houze (1982) testaram o modelo conceitual de Houze (1977) em um caso de LIT ocorrido em 12 de setembro de 1974. A ênfase dada foi sobre o campo de movimento vertical nas regiões convectiva e estratiforme da LIT. Seus resultados confirmaram a existência de correntes ascendentes e descendentes de mesoescala na região da bigorna. Com base nas características observadas nesse caso de LIT, a circulação de mesoescala do modelo de Houze (1977) foi melhor caracterizada, a qual é ilustrada esquematicamente na Figura 2.2a. A análise da Figura 2.2a mostra a região convectiva, apresentando convergência na camada limite, que alimenta as correntes ascendentes intensas. A circulação na região da bigorna foi marcada por convergência nos níveis médios, que alimentam as correntes ascendentes de mesoescala dentro da bigorna e uma corrente descendente de mesoescala abaixo da bigorna. Também é

observada uma banda brilhante no campo de refletividade (Z) na região estratiforme ocorrendo devido à fusão dos cristais de gelo e neve abaixo da isoterma de 0°C .



(a)



(b)

FIGURA 2.2 - Seções transversais representativas de modelos conceituais para a estrutura cinemática, microfísica e de Z de uma: (a) LIT; (b) LI de Latitudes Médias (LILM).

Em (a), os movimentos verticais ascendentes de escala convectiva e de mesoescala são indicadas por linhas tracejadas e flechas duplas tracejadas, respectivamente. A flecha dupla com linha contínua ilustra o movimento descendente de mesoescala. Área hachurada em preto indica região com forte precipitação. Em (b), a área hachurada indica valores altos de refletividade (Z) e representam correntes ascendentes e descendentes intensas associadas com forte precipitação.

FONTE: Adaptada de Gamache e Houze (1982); Houze et al. (1989).

A partir de dados gerados no Experimento “*The Oklahoma-Kansas Preliminary Regional Experiment for Stormscale Operational and Research Meteorology*” (PRE-STORM), Houze et al. (1989) propôs um esquema ilustrativo das características cinemática e dinâmica das LILMs (Figura 2.2 b). Nestas, há dois escoamentos de sentidos contrários, um com movimento ascendente, começando na camada limite próximo à frente de rajada, estendendo-se até a região convectiva e inclinando-se para a retaguarda do sistema (parte estratiforme) nos níveis médios. O outro escoamento que se inicia em níveis médios, na retaguarda da LILM, penetra na região estratiforme logo abaixo da isolinha de 0° e desce até próximo à superfície, na retaguarda da região convectiva. Células novas se formam junto a zona convectiva ou na dianteira da região convectiva, associadas a uma corrente ascendente intensa. Há células maduras, caracterizadas por uma corrente ascendente muito intensa, que pode estender-se até a tropopausa. Geralmente, esta forte corrente ascendente está associada com uma corrente descendente em médios e altos níveis. As células na fase de dissipação são advectadas para a retaguarda do sistema em níveis médios e altos. As correntes descendentes provêm das células maduras ou em fase de dissipação, onde a evaporação e o arrasto pelas gotas de precipitação induzem uma piscina de ar frio na superfície.

O campo de pressão na LILM é marcado por diversas mesobaixas (L) e mesoaltas (H), isto é, sistemas de baixa e de alta pressão em mesoescala, respectivamente (Houze et al., 1989). As mesobaixas (indicadas na Figura 2.2b por L1, L2, L3, L4) e mesoaltas (indicadas por H1 e H2) se formam em diferentes regiões do sistema, a saber: (a) L1 se forma na superfície, atrás da região de precipitação estratiforme, em associação com o aquecimento devido ao ar descendente não saturado; (b) uma fraca L2 é observada geralmente adiante da linha convectiva em superfície, estando associada com o aquecimento causado pelos movimentos descendente compensatório à frente da LILM (Hoxit et al., 1976); (c) L3 forma-se na média troposfera, abaixo da célula principal nas correntes ascendentes; (d) L4 localiza-se na retaguarda do sistema e, próxima à camada de derretimento, gerada devido à convergência de massa nos níveis médios; (e) H1 localiza-se abaixo da região convectiva e sua formação pode estar associada ao acúmulo de ar frio (mais denso) proveniente da evaporação da chuva nas correntes descendentes

(Fujita, 1981); e (f) H2 forma-se na região estratiforme da LILM devido à divergência em altos níveis.

Jonhson e Hamilton (1988) ilustraram esquematicamente a relação entre a pressão à superfície, a precipitação e o escoamento em uma LI (Figura 2.3) onde identificaram: (a) uma mesobaixa adiante do sistema, ocorrendo devido ao aquecimento subsidente nesta região; b) uma mesoalta ocorrendo na retaguarda dentro da região convectiva da LI gerada devido a evaporação da precipitação nas correntes descendentes. Esta mesoalta é observada durante todos os estágios da LI; e (c) uma mesobaixa na retaguarda da região estratiforme da LI, sendo caracterizada por aquecimento subsidente e ocorrendo a partir do estágio maduro do sistema, após a formação da região estratiforme (Zipser, 1977).

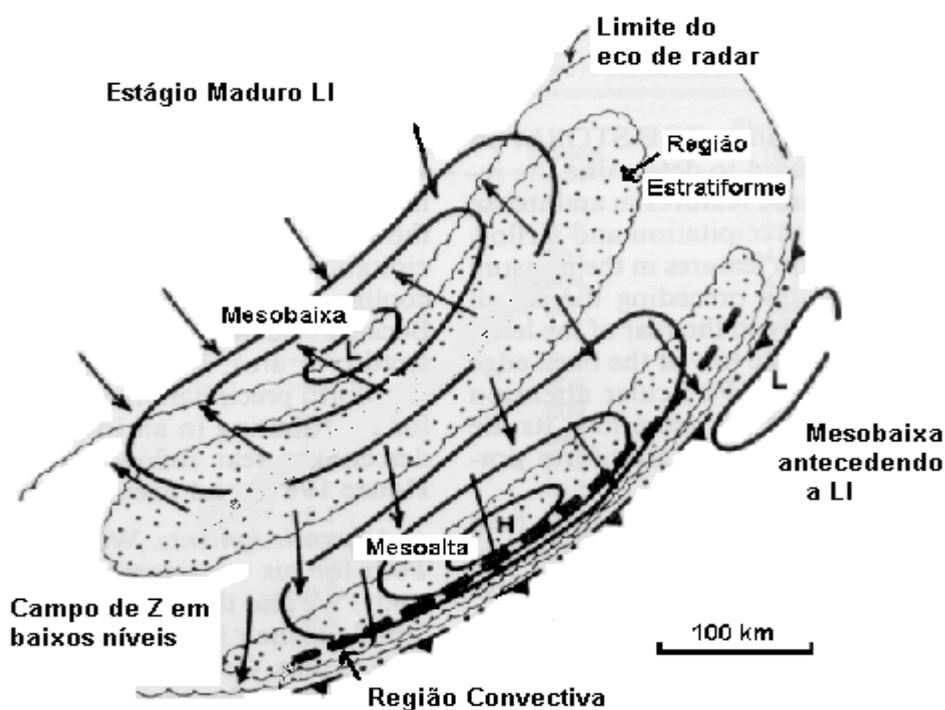


FIGURA 2.3 – Campo de pressão em superfície mostrando a localização das mesobaixas (L) e mesoaltas (H), as regiões com precipitação (áreas pontilhadas) e o campo de vento (setas indicativas).

FONTE: Adaptada de Johnson e Hamilton (1988).

2.1.1 - Características Cinemáticas e Termodinâmicas das LIs

Vários aspectos da estrutura das LIT e LILM são similares, podendo-se citar (Djuric, 1994): (a) O comprimento da LI é maior do que sua largura, apresentando um comprimento em torno de 500 km e uma largura de 100 km; (b) Nas partes central e oeste da LI há uma extensa área de precipitação contínua estratiforme; (c) O tempo de vida médio de uma LI é da ordem de 10 h, porém, algumas podem se formar e se dissipar dentro de 2 h, enquanto outras podem ter duração de até 4 dias.

Apesar das similaridades, LITs e LILMs apresentam algumas diferenças em suas características cinemáticas e termodinâmicas, tais como (Zipser e Mateejka, 1982; Fernandez, 1982; Smull e Houze, 1985): (a) As LIT se movem mais rápidas do que o vento em todos os níveis, enquanto as LILM propagam-se aproximadamente com a mesma velocidade do vento; (b) A direção do cisalhamento vertical do vento é de leste para oeste nas LIT e de oeste para leste nas LILM; (c) O cisalhamento vertical na LILM é mais intenso do que na LIT; (d) Há maior probabilidade de tempo severo ocorrer nas LILM (circulações mais intensas) do que nas LIT; (e) A direção da bigorna produzida pelo escoamento divergente na tropopausa localiza-se adiante do sistema nas LIT e atrás do sistema nas LILM; (f) A estrutura de refletividade na LIT tem o valor do máximo de Z próximo à superfície, enquanto que a LILM tem o máximo de Z acima da superfície.

As características cinemáticas e termodinâmicas de vários casos de LIT intensas desenvolvidas sobre a Venezuela foram estudadas por Betts et al. (1976). Neste, verificaram que o escoamento do ar adiante da LI segue a mesma direção em todos os níveis, sendo próximo de zero na camada entre 650 hPa a 750 hPa. Há uma mudança na estrutura vertical da atmosfera com a passagem da LI, tal que a diferença marcante no perfil do vento foi vista na retaguarda LI, apresentando fraca penetração do ar entre 900 hPa e 600 hPa. Ressaltaram, porém, que estas características variavam de caso para caso. Além disso, houve uma modificação no perfil da temperatura potencial equivalente (θ_e), onde uma camada de ar quente foi transportada pelas correntes ascendentes adiante da região convectiva até os altos níveis da troposfera, sendo

substituído por uma camada de ar potencialmente frio dos níveis médios. Comportamento semelhante também foi observado por Houze (1977) e Fortune (1980) em estudos de LIs na área do Experimento GATE, realizado sobre a África.

As características cinemáticas de uma LIT em diferentes níveis da troposfera foram analisadas por Gamache e Houze (1982). Em superfície, notaram uma linha de confluência adiante da região convectiva, que está associada com um máximo de convergência de massa. Em 850 hPa verificaram uma corrente de jato na região estratiforme da LIT, convergência de massa adiante dessa região estratiforme e divergência na retaguarda e à direita da região estratiforme. Para o nível de 650 hPa, notaram uma circulação ciclônica no seu estágio maduro, com fraca convergência de massa, e forte divergência em 200 hPa. Gamache e Houze (1982) também analisaram o movimento vertical (ω), verificando que na região convectiva a velocidade vertical aumenta até 650 hPa, e atinge seu valor máximo nesse nível.

Rotuno e Klemp (1982) e Weisman e Klemp (1986), por meio de estudos de modelagem numérica em casos de ambientes idealizados, sugeriram que a estrutura vertical do cisalhamento do vento nos primeiros 5 km de altura tem forte influência no tipo de organização que uma tempestade ou um sistema de mesoescala pode tomar. Os autores mostram que ambientes em que o cisalhamento vertical do vento não gira ou gira pouco com a altura (unidirecional), são favoráveis à formação e à evolução de tempestades multicelulares, as quais podem se organizar na forma de LI. Resultados semelhantes foram obtidos por Menezes e Silva Dias (1998) para tempestades formadas sobre o Estado de São Paulo.

Chong et al. (1987) estudaram um caso de LIT com dados do Experimento Convective Profonde Tropicale (COPT81) realizado sobre a África, observando que a LIT se propagou em um ambiente instável. Verificaram que no ambiente pré-LIT ocorre uma camada de ar instável entre 0 e 1,2 km de altura. Após a passagem da LIT, a estrutura termodinâmica desta tornou-se estável. Comparando θ_e entre o ambiente pré- e pós-LIT observaram um decréscimo de θ_e abaixo de 3,5 km de altura e um aumento de θ_e acima

desse nível, sugerindo que isso aconteceu devido aos movimentos verticais na região convectiva (Betts et al., 1976; Houze, 1977).

Shi e Scofield (1987) e Juying e Scofield (1989) mostraram que a convecção no setor quente freqüentemente se desenvolve ao longo ou próximo do eixo da crista de θ_e em 850 hPa, na presença de ar instável e de um mecanismo de levantamento. Assumindo que a instabilidade corrente acima e o escoamento nos baixos níveis dirigidos para o sistema convectivo são mantidos, a convecção pode:

- a) ou propagar-se corrente acima ao longo do eixo da crista, na direção dos maiores valores de θ_e ;
- b) ou propagar-se corrente abaixo dentro do escoamento nos níveis médios, com ventos moderados a fortes, mas com possíveis células regenerativas se desenvolvendo dentro da massa de ar com maiores valores de θ_e .

Rotuno et al. (1988), Sales (2000) e Johnson (2001), baseados em estudos numéricos propuseram que o cisalhamento do vento intenso em baixos níveis e fraco acima e a piscina de ar frio são dois mecanismos importantes para a manutenção da longa duração de LI. A piscina de ar frio se forma devido a precipitação da região convectiva da LI e, assim serve como gatilho para a formação de novas células convectivas adiante do sistema. Quando não há cisalhamento do vento nos níveis baixos, a piscina de ar frio espalha-se para todos os lados não favorecendo a formação de novas células. Entretanto, quando há um intenso cisalhamento do vento nos níveis baixos, a piscina de ar frio espalha-se para a frente do sistema encontrando uma circulação oposta causada pelo cisalhamento, e conseqüentemente, pode ocorrer convecção profunda. Como ocorre o equilíbrio entre a piscina de ar frio e o cisalhamento do vento, o sistema pode ter uma vida longa.

Pereira Filho et al. (2002) estudaram uma LIT sobre a Região Amazônica por meio de dados de radar, radiossondagem e dados de superfície, observaram muitas semelhanças com as LILM, tais como um escoamento ascendente da frente para a retaguarda do

sistema e um escoamento descendente da retaguarda como definidos por Houze et al. (1989). Observaram significantes mudanças nos campos de temperatura do ar, umidade, e ventos abaixo de 850 hPa, durante a passagem da LI. Pereira Filho et al. (2002) verificaram que as correntes ascendentes intensas foram produzidas por convergência em baixos níveis, resultado do movimento da piscina de ar frio e do aquecimento hidrostático causado pela divergência acima e subsidência das correntes descendentes.

2.2 – Mecanismos de Desenvolvimento e Manutenção de LIs

Um dos primeiros estudos sobre os mecanismos de formação de LILMs foi o de Newton (1950), que sugere que as LILM se formam em um ambiente convectivamente instável caracterizado por forte cisalhamento horizontal do vento. Forte transporte vertical de momento dos altos níveis para a superfície e fraco momento nos baixos níveis para cima resulta em convergência próximo à superfície e divergência acima, no lado da propagação da LI. Esta configuração alimenta as correntes ascendentes nos baixos níveis e permite que o sistema persista por horas. O resfriamento evaporativo do ar nos níveis médios entrando no sistema e a intensa precipitação ajuda a manter as correntes descendentes. Depois de formada, a LI possui seu próprio mecanismo de instabilização do ambiente, na forma de convergência ao longo da frente de rajada, produzindo forte ascensão de ar nas regiões das correntes ascendentes e iniciando a convecção em novas áreas na frente das tempestades (Hane, 1986).

Para investigar a evolução das LILMs usando dados de radar Bluestein e Jain (1985) definiram LIs como sistemas convectivos que apresentam pelo menos 50 km de comprimento, menos de 50 km de largura e persistem por pelo menos 15 minutos. No período de 1971 a 1981 foram selecionados 40 casos de LIs associadas com tempo severo, as quais foram categorizadas em quatro tipos distintos de desenvolvimento, a saber (Figura 2.4):

- (a) *Broken Line* (formação em linhas quebradas severas): tem aparência de uma linha de células discretas, cada uma formando-se quase ao mesmo tempo. Com

seu deslocamento, as células se intensificam e novas células se formam entre as células antigas, aumentando sua área e organizando-se em uma linha sólida.

(b) *Back Building*: o processo se inicia a partir de uma célula nova corrente acima de uma célula velha (relativo ao movimento da célula), e posteriormente a fusão resultante dessas duas células, quando nova se expande em área e se move dentro da velha. Embora esse processo geralmente é iniciado de uma única célula, ele também pode ocorrer em um grupo de células largamente espaçadas (muito maior do que o comprimento da célula), cada uma das quais desenvolvendo-se para formar uma linha ou segmento de linha.

(c) *Broken Areal* (formação em áreas quebradas): uma área não definida de células com intensidade variando entre moderada a intensa, e desenvolve-se em uma linha de convecção sólida.

(d) *Embedded Areal* (formação em grandes áreas com células encaixadas): com aparência de uma linha convectiva dentro de uma grande área de precipitação estratiforme mais fraca.

**Classificação do Desenvolvimento de
Linhas de Instabilidade**

LINHA QUEBRADA SEVERA 14 casos				Esta formação ocorreu ao longo e no interior (70 km) de uma frente fria em superfície.
"BACK BUILDING" 13 casos				Em alguns casos esta formação foi observada em avanço a uma linha seca, ao longo da frente fria em superfície e na intersecção entre estas duas.
ÁREAS QUEBRADAS 8 casos				Observada ao longo e no interior (90 km) de uma frente fria quase-estacionária e 80 - 200 km à leste de uma linha seca.
ÁREAS ENCAIXADAS 5 casos				Como cada caso se formou em uma condição sinótica diferente, não foi possível definir um único mecanismo de formação.
	$t = 0$	$t = \Delta t$	$t = 2\Delta t$	

FIGURA 2.4 - Tipos de desenvolvimento de LIs severas em Oklahoma/EUA.

FONTE: Adaptada de Bluestein e Jain (1985).

Bluestein et al. (1987) utilizaram a definição e a classificação de tipos de desenvolvimento de LIs sugerida por Bluestein e Jain (1985), para estudar LIs não-severas observadas em Oklahoma/EUA durante a primavera boreal (abril a junho), no período de 1971 a 1981. Verificou-se que as LIs não-severas formaram-se preferencialmente em maio. Os tipos mais freqüentes de formação de LIs não-severas foram o *Broken Areal* (22 casos) e o *Broken Line* (16 casos). A formação menos freqüente foi *Back Building* (6 casos), e a formação do tipo *Embedded Areal* foi rara (1 caso). Os tipos *Back Building* e *Embedded Areal* são mais freqüentemente associados com LIs severas. Alguns parâmetros da superfície (em particular, cisalhamento vertical, água precipitável, umidade troposférica e Energia Potencial Disponível para Convecção

– CAPE, uma medida de instabilidade potencial em médio e altos níveis) foram aproximadamente os mesmos para todos os tipos de formação de LIs não-severa e, portanto, não sendo parâmetros críticos para determinar qual tipo de desenvolvimento é predominante na região estudada (Bluestein et al., 1987). Diferenças estatisticamente significativas nas propriedades do ambiente associado às LIs não-severas foram detectadas nos parâmetros de Inibição Convectiva (CIN) e na curvatura da camada de nuvem vista na hodógrafa. Aproximadamente 40% de todos os tipos de desenvolvimento de LIs não-severas desenvolvidas em Oklahoma/EUA se formaram ao longo de frentes frias em superfície (Bluestein et al., 1987).

A distinção entre LIs severa e não-severa tem sido feita em relação a se seu desenvolvimento ocorre em um ambiente de maior ou menor CAPE, respectivamente (Bluestein e Jain, 1985). Os valores médios de CAPE para cada tipo de desenvolvimento de LIs severas em Oklahoma/EUA foram de $2820 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (*Broken Line*), $2090 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (*Back Building*), $2120 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (*Broken Areal*) e $1340 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (*Embedded Areal*) (Bluestein e Jain, 1985). As LI não-severas desenvolvidas em Oklahoma/EUA (Bluestein et al., 1987) apresentaram valores de CAPE da ordem de $1329 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (*Broken Line*), $1474 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (*Back Building*), $1372 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (*Broken Areal*). Houze et al. (1990) encontraram valores de CAPE da ordem de $1169 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, para casos de LIs severas na região de Oklahoma/EUA.

Baseados na classificação de Bluestein e Jain (1985), Abdoulaev e Lenskaia (1998) verificaram que na região de Pelotas/RS, algumas LIs no seu estágio inicial apresentaram características do tipo *Broken Line* evoluindo para linhas do tipo *Back Building*. Enfatizaram não ser possível determinar a futura evolução das LIs e o desenvolvimento da região estratiforme deste sistema, pois, esta classificação é baseada somente nos estágios iniciais das LIs.

Drosdowsky et al. (1987) definiram três tipos básicos de LIs para a região da Austrália, com dados do Experimento *Australian Monsoon Experiment* (AMEX) Fase 1, as quais estão descritas na Tabela 2.2:

TABELA 2.2 – Tipos de desenvolvimento de LIs observadas na Austrália.

CLASSIFICAÇÃO das LIs	CARACTERÍSTICAS
Tipo 1	linhas de nuvens longas e finas: LI reta (Tipo 1a) ou na forma de arco em mesoescala (Tipo 1b), geralmente consistindo de pequenos cumulus ou grandes Cb's isolados.
Tipo 2	Similar ao Tipo 1, com áreas extensivas de nuvens do tipo <i>broken line</i> , tanto estratiforme como convectiva, com extensão de até 400 km, com a região convectiva na forma de arco.
Tipo 3	Sistemas convectivos profundos tal como uma LIT, consistindo de células convectivas profundas e precipitação estratiforme.

FONTE: Drosdowsky et al. (1987).

Houze et al. (1990) documentaram os padrões de evolução das LILMs sobre a cidade de Oklahoma/EUA, considerando os estágios de formação, intensificação e decaimento. Definiram dois padrões distintos de precipitação nos SCMs: (a) uma estrutura simétrica, definida em relação a um eixo normal e passando através do centro do SCM, e (b) uma estrutura assimétrica, em que as células convectivas mais intensas no SCM estão posicionadas na mesma direção do vento (sul ou sudoeste), ou apresentam precipitação estratiforme na retaguarda da região convectiva no lado nordeste. A assimetria das LILM ao longo do seu deslocamento foi atribuída ao cisalhamento vertical do vento, que produz escoamentos com configurações diferentes para as células ao longo dos segmentos sul e norte da linha convectiva. No tipo simétrico (Figura 2.5a), a região convectiva mostra que não existe uma preferência para células muito intensas serem encontradas em qualquer localização longitudinalmente ao longo da margem principal da LI. Todas as células novas desenvolvem-se aparentemente ao longo da margem principal da linha convectiva, enquanto a região estratiforme está centrada na retaguarda do centro desta. No caso assimétrico (Figura 2.5b), as células convectivas mais intensas

são observadas no lado sul, sudoeste, ou oeste da LI. Deste modo, as células novas são formadas adiante do sistema e as células convectivas estão localizadas no lado mais intenso da LI, enquanto as células fracas dissipam-se no lado leste, unindo-se com a região estratiforme. O centro da região estratiforme é inclinado para norte, nordeste ou leste da LI.

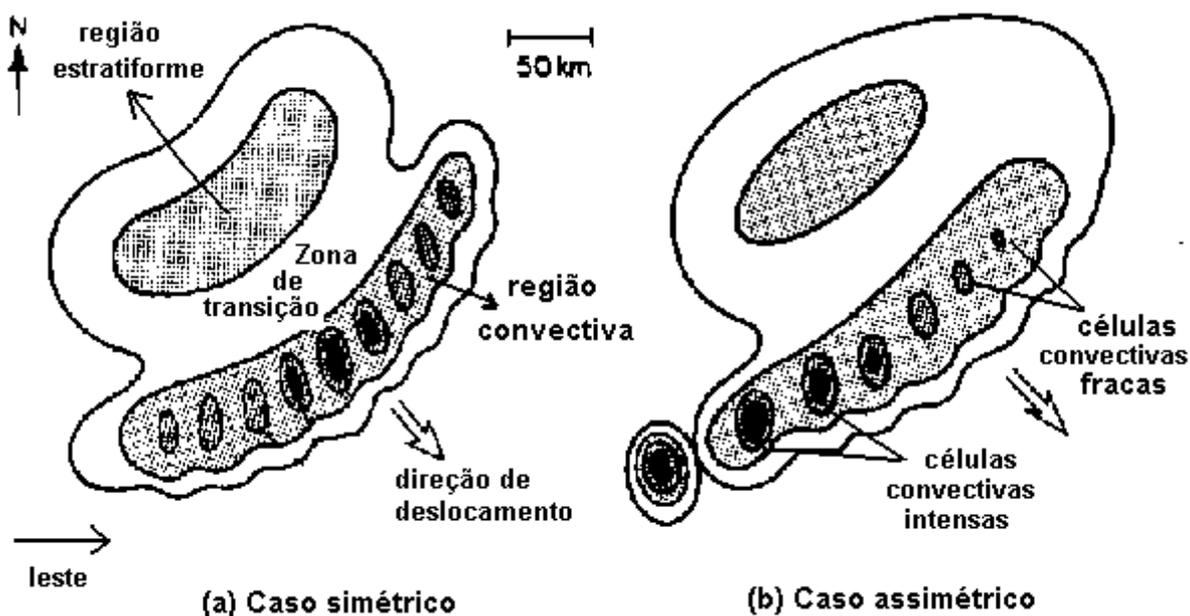


Figura 2.5 - Exemplos de SCM nos tipos: (a) simétrico, (b) assimétrico.

Setas grandes indicam a direção do movimento do SCM. Níveis de sombreado denotam crescimento em Z, com valores mais intensos correspondendo à núcleos de células convectivas.

FONTE: Adaptada de Houze et al. (1990).

Rasmussen e Rutledge (1993) definiram um ciclo de vida para as LIs desenvolvidas no norte da Austrália, considerando quatro estágios, como sumariado na Tabela 2.3.

TABELA 2.3 – Ciclo de vida de LIs formadas no norte da Austrália.

ESTÁGIOS	CARACTERÍSTICAS
Formação	Quando a LI consiste de células isoladas, orientadas em uma linha.
Intensificação	Transição entre os estágios de formação e de intensificação, ocorre quando a primeira linha convectiva se torna sólida.
Maturação	as células convectivas e a precipitação estratiforme coexistem.
Dissipação	a convecção diminui, mostrando uma LI desorganizada e precipitação estratiforme sobre uma grande área.

FONTE: Rasmussen e Rutledge (1993).

Hilgendorf e Johnson (1998), usando a classificação de LI dada em Houze et al. (1990), observaram que os SCMs tem preferência a evoluir em casos simétricos no estágio inicial e evoluem para casos assimétricos nos estágios de maturação a dissipação. Esse padrão é devido à advecção de hidrometeoros (gelo e neve) na componente do escoamento ao longo da LILM na direção norte, mais forte do que o escoamento através do sistema. A força de Coriolis também pode contribuir para a assimetria do SCM.

Apesar de haver diferentes tipos de LIs, uma propriedade comum a todos os casos de desenvolvimentos é a tendência natural para formar linhas de convecção (Djuric, 1994). Por outro lado, a existência de vários tipos de desenvolvimento de LIs sugere que os mecanismos de formação são diferentes. No caso de desenvolvimento de LIs severas e de LIs não-severas em Oklahoma/EUA há mais de um mecanismo de formação, como indicado por Bluestein e Jain (1985) e Bluestein et al. (1987), respectivamente. Em resumo, os mecanismos para a formação de LIs podem incluir frontogênese, instabilidade convectiva (Colby, 1980), Instabilidade Simétrica Condicional (Saitoh e Tanaka, 1987), ondas de gravidade em dutos (Lindzen e Tung, 1976). Entretanto, não há uma teoria satisfatória e única de SCMs que explique como e porquê as LIs se formam, evoluem e se mantêm.

Outro mecanismo apontado para a formação de LIs é a convecção nas regiões de convergência de ar ao longo das frentes fria e quente. Nestas áreas o ar quente e úmido das regiões tropicais é levado para regiões de latitudes mais altas, instabilizando a troposfera e favorecendo a formação de fenômenos de mesoescala pré-frontais. Regiões com extensas áreas de convecção também favorecem o surgimento de LIs por meio das perturbações no campo de pressão no ambiente próximo (Ray, 1993). Scola e Silva Dias (1982) mostraram que nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil as LIs se formam devido à forte convergência do ar em baixos níveis. Nestas regiões, a convergência era menor quando não havia LILM associadas às frentes frias em superfície.

O ambiente atmosférico de grande escala da formação de LILM é similar ao de tempestades isoladas. Em geral, o ambiente de uma LILM possui uma massa de ar instável, com ar quente e úmido, em baixos níveis com ar mais frio e seco logo acima. O ar seco e frio nos níveis médios aumenta a evaporação, provocando um resfriamento no ambiente e, por consequência, aumentando o empuxo negativo, resultando em uma forte corrente descendente. Apenas uma estratificação da camada instável da atmosfera não é suficiente para formar uma LILM, sendo que deve existir um mecanismo termodinâmico para iniciar a convecção (Ray, 1993). Uma explicação está em que as ondas de gravidade podem ser um gatilho para a formação de LIs e para a longevidade do sistema (Schmidt e Cotton, 1990). As ondas de gravidade em dutos podem existir se uma camada estável e úmida na baixa troposfera é confinada acima por outra camada convectivamente instável (bem misturada), devido a uma inversão térmica. E, abaixo, uma camada superficial estável para impedir a interação das ondas de gravidade com a superfície, criando assim um duto no qual as ondas podem propagar-se sem perda de energia (Lindzen e Tung, 1976).

Bélair e Da-Lin (1997) através de um Modelo Regional Canadense de Elementos Finitos (MRCEL) investigaram a variabilidade da estrutura vertical ao longo de uma LILM que se desenvolveu adiante de uma frente fria com um pronunciado cavado baroclínico nos altos níveis da troposfera. O modelo reproduziu bem as características da LILM em superfície (estágio inicial, desenvolvimento, propagação e dissipação) e a

estrutura do escoamento troposférico. As características simuladas incluem perturbações da pressão à superfície, uma mesobaixa nos níveis médios e uma mesoalta em altos níveis, escoamento ascendente da frente para a retaguarda do sistema acima de um intenso escoamento da região estratiforme para a região convectiva do sistema.

2.3 - LIs na América do Sul

Para a América do Sul (AS), vários estudos observacionais foram desenvolvidos para estudar as LI na região tropical e nas latitudes médias. A ênfase maior nesta seção será para estudos realizados no Brasil.

Um dos primeiros trabalhos realizados sobre o desenvolvimento de LIs no Brasil foi realizado por Kousky (1980), em seu estudo sobre a variabilidade da precipitação no Nordeste do Brasil. As LIs que se formavam ao longo da costa norte-nordeste do Brasil eram induzidas pela brisa marítima e pelos ventos alísios de sudeste, atingindo uma extensão horizontal de até 1400 km por 170 km de largura, com duração média de 16 horas, embora algumas dessas tinham duração de 2 dias. Verificou também que, quando o escoamento em 850 hPa era perpendicular à costa, as LIs se propagavam continente adentro, deslocando-se em média de 400 km a 800 km. Quando o escoamento era paralelo à costa, as LIs não se propagavam.

Cavalcanti (1982) e Cavalcanti e Kousky (1982) mostraram que as LIs desenvolvidas sobre a costa norte-nordeste do Brasil tem uma tendência a se formar do entardecer (as 1800 UTC) até o início da noite, com propagação para o interior do continente, podendo em alguns casos alcançar a Cordilheira dos Andes.

Cohen (1989) em um estudo observacional das LITs na Amazônia observou que estas se formam na costa norte-nordeste da América do Sul. Classificou-as LIT em duas categorias: Linhas de Instabilidade Costeira (LIC), que não se propagam; Linhas de Instabilidade com Propagação (LIP). Estas últimas podem ser do Tipo 1 (LIP1), que se propagam entre 170 km até 400 km continente adentro, e Tipo 2 (LIP2), que se

propagam continente adentro, além de 400 km, podendo atingir o extremo oeste da Amazônia. A formação das LIP1 e LIP2 ocorrem devido à interação dos ventos alísios associados com a ZCIT e a circulação de brisa marítima.

Garstang et al. (1994), utilizando dados do Experimento Amazonian Boundary Layer Experiment (ABLE-2B), examinaram a estrutura e a dinâmica de LIT na Amazônia. Observaram que as LIT se formam ao longo da costa norte-nordeste da América do Sul, propagam-se através da Bacia Amazônica Central com velocidade de 50 - 60 km h⁻¹. Estes resultados são similares aos encontrados por Molion (1987), que encontrou velocidade da ordem de 45-55 km h⁻¹. Também notaram convergência nos níveis médios da troposfera associado com uma fraca corrente ascendente acima de 500 hPa e uma corrente descendente não saturada abaixo. Nos três casos estudados verificaram que ventos intensos dos baixos para os níveis médios da troposfera produziram um forte cisalhamento do vento nos baixos níveis adiante do sistema, que pode ser um fator para a longevidade do sistema.

Cavalcanti e Kousky (1982) e Molion (1987) descreveram que as LIs podem se formar associados a penetrações de sistemas frontais que atingem latitudes baixas. O deslocamento desses sistemas provocam mudanças no campo de pressão, que causam uma perturbação no campo dos ventos alísios, que se propagam para oeste e encontram a brisa terrestre criando, assim, zonas de convergência de massa em baixos níveis.

Através de um estudo de caso, Cavalcanti et al. (1982) analisaram a formação de LIs nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil associadas a uma frente fria e mostraram que forte movimento ascendente e advecção de vorticidade ciclônica favoreceram o desenvolvimento e a organização dos Cb's que compõem a LILM. Também ressaltaram que variações de pressão em mesoescala, associadas com as bandas convectivas, indicam a possível existência de ondas de gravidade inerciais, que organizam a convecção.

Scolar e Silva Dias (1982) mostraram que a região de precipitação mais intensa na LILM coincide com a região de máxima convergência de umidade. A LILM está associada a um forte convergência de massa de ar, assim como um máximo de vorticidade relativa negativa. Além disso, observaram que a LILM é uma região de baixa pressão em mesoescala (mesobaixa) sendo seguida na parte posterior por uma região de alta pressão em mesoescala (mesoalta).

Os aspectos dinâmicos na evolução da LILM para o Estado de São Paulo foram observados por Silva Dias (1987), através de imagens de radar. Seus resultados mostraram que o deslocamento do sistema foi por propagação, ou seja, ao aparecimento de novas células adiante do sistema, enquanto que os Cb's que formavam a LI tinham um deslocamento próprio. Uma explicação para essa propagação pode ser dada em função do efeito das correntes descendentes, geradas pela precipitação e que, ao atingirem a superfície, divergem em todas as direções. Novas células se formam acima da frente de rajada, produzida pelas correntes descendentes, que convergem com o ar ambiente adiante da LI. As novas células definem a nova posição da LI; enquanto as células antigas continuam a se deslocar conforme sua própria dinâmica e, tendo perdido a convergência que as sustentava, acabam se dissipando.

Sales (2000) em uma simulação de um caso de LI para o Estado de SP, associada a uma frente fria na Região Sul do Brasil, definiu a configuração da LI como sendo do tipo simétrico, definido por Houze et al. (1990). Observou-se em escala sinótica um ambiente favorável à formação de LI, tais como convergência de umidade em baixos níveis, valores altos de CAPE e divergência de massa em altos níveis. Em superfície, observou semelhanças com as LILM que se formam em Oklahoma/EUA, tais como a existência de mesobaixas e mesoaltas, a estrutura interna e as correntes ascendentes e descendentes.

Para a região Sul do Brasil ainda se pode destacar os trabalhos sobre LIs realizados com dados do radar meteorológico Doppler instalado no Rio Grande do Sul. Abdoulaev e Lenskaia (1996 parte 1) classificaram as LILM em rápidas e lentas. As LIs lentas

apresentaram velocidade menor que 4 m s^{-1} , porém, muitas destas não apresentavam região estratiforme, enquanto as LIs rápidas tinham características similares as LILM observadas em Oklahoma/EUA. Para caracterizar a evolução temporal e deslocamento, Abdoulaev e Starostin (1994), Abdoulaev et al. (1994) e Abdoulaev e Lenskaia (1996 parte 2) observaram a interação da LI com tempestades que se desenvolvem freqüentemente à sotavento da LI e variações na velocidade da LI devido a mudanças no estágio de vida das LIs. Em relação à estrutura interna onde Abdoulaev e Lenskaia (1996 parte 3) observaram uma diferença de distribuição vertical da vorticidade relativa entre as LIs rápidas e lentas, tal que nas LIs rápidas a vorticidade relativa é negativa na baixa troposfera e é compensada na média troposfera pela vorticidade relativa positiva, associada ao fluxo vertical inclinado. O contrário ocorre nas LIs lentas.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1 – Dados

Neste estudo foram utilizados os seguintes dados:

- Pressão ao Nível Médio do mar (PNM), Precipitação (P), vento (direção e velocidade), umidade relativa (UR) e Temperatura do ar (T) à superfície, de 33 estações meteorológicas automáticas localizadas no Estado do PR (Figura 3.1), coletadas de 1h em 1h, para os períodos correspondentes aos casos de LIs selecionados. Estes dados foram obtidos do Instituto Tecnológico SIMEPAR.

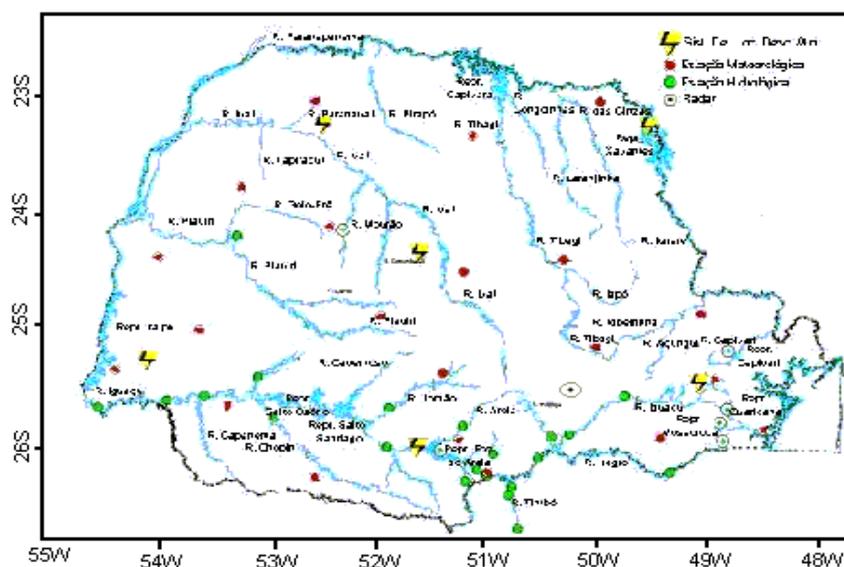


FIGURA 3.1 - Localização das estações meteorológicas e hidrológicas (círculos vermelhos e verdes, respectivamente), localizadas no Estado do PR. Os símbolos de raio representam o Sistema de Detecção de Descargas Elétricas Atmosféricas e o círculo com um ponto preto representa o radar meteorológico.

FONTE: SIMEPAR (2002).

- Imagens do satélite meteorológico GOES-8 no canal infravermelho, em intervalos de 3h em 3h, obtidos do acervo de dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (INPE/CPTEC), no período de 01 de janeiro de 1999 a 31 de setembro de 2002.
- Imagens de radar meteorológico, obtidas a cada 10 minutos, fornecidas pelo SIMEPAR, no período de 01 de janeiro de 1999 a 31 de setembro de 2002. As medições do radar são realizadas em uma área de até 480 km de raio, cobrindo a área dos Estados do PR, SC, parte do centro-sul de SP e norte do RS. Estas imagens possuem 240 km e 480 km de raio a partir do radar, com Frequência de Repetição do Pulso (FRP) da ordem de 960 Hz e 520 Hz, respectivamente. Os dados de refletividade (Z) são apresentados em imagens na forma *Constant Altitude of Plan Position Indicator* (CAPPI), para 1 km nas imagens com raio de 480 km com resolução espacial de 1,06 km. Neste trabalho foi utilizado o nível CAPPI 2,0, uma vez que nos baixos níveis da troposfera os feixes da antena do radar são menos atenuados que nos níveis mais altos, devido a curvatura da Terra e ainda porque as LIs são mais intensas nos baixos níveis.
- Dados de T, PNM, q , umidade específica (q) e vento (componentes zonal (u) e meridional (v)) nos níveis padrões de 1000hPa a 100 hPa numa grade de $2,5^0 \times 2,5^0$ latitude-longitude, obtidos das reanálises do *National Center for Environmental Prediction/National Center Atmospheric Research* (NCEP/NCAR). Informações sobre a qualidade destes dados são dadas em Kalnay et al. (1996).
- Cartas sinóticas de superfície das 1200 UTC obtidas do INPE/CPTEC para os períodos selecionados nos casos de LIs estudados.
- Análise numérica de T, u , v , q , w , PNM, q_e , CAPE, Índice K , Índice de Levantamento (IL), Índice Showalter (IS) e Índice Totals (TT) nos níveis padrões de 1000 hPa a 100 hPa, obtidos das análises das 0000 UTC e das 1200 UTC geradas pelo modelo regional ETA/CPTEC, com resolução de 40 km. Estes dados foram obtidos do INPE/CPTEC. (Chou, 1996).

3.2 – Descrição do Radar Meteorológico do SIMEPAR

O radar do SIMEPAR está localizado na cidade de Teixeira Soares/PR (25° 30'19" S e 50° 21' 40"W), conforme ilustrado na Figura 3.2. É um radar Banda S Doppler, modelo DWSR-95S, da empresa *Enterprise Eletronic Cooperation* (EEC). As características desse radar são: uma antena com 8,2 m de diâmetro, que gera um feixe de ondas eletromagnética com aproximadamente 0,9° de abertura e monitora continuamente a atmosfera com uma seqüência pré-programada de varreduras azimutais em 360°, e um volume de varredura correspondendo a uma seqüência completa de várias varreduras azimutais, com diferentes elevações da antena (SIMEPAR, 2002).

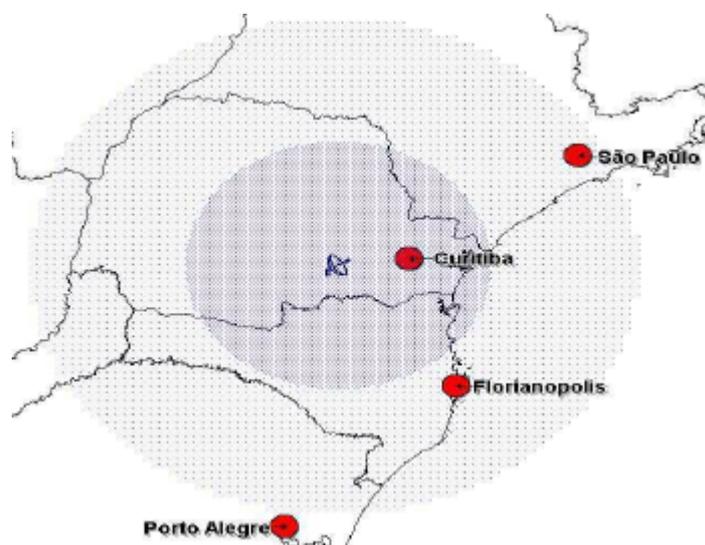


FIGURA 3.2 - Localização do radar meteorológico do SIMEPAR.

Os círculos em vermelho representam as cidades indicadas e o símbolo em azul, o radar. A área hachurada em cinza escuro representa o primeiro raio de atuação do radar da ordem de 240 km, e a área pontilhada, o raio de atuação de 480 km.

FONTE: SIMEPAR (2002).

Algumas definições sobre os parâmetros derivados dos dados de radar meteorológico são dadas abaixo (Doviak e Zrnica, 1984):

Z : medida de intensidade de precipitação, obtida pela seguinte equação:

$$Z = ar^b \quad (1)$$

onde $a = 200$, $b = 1,6$ e r é a taxa de precipitação, expressa em mm. Os valores das constantes a e b são típicos de precipitação estratiforme, de acordo com o trabalho original de Marshall e Palmer (1948). Geralmente Z é medida em dBZ, uma escala logarítmica definida por:

$$Z \text{ (dBZ)} = 10 \cdot \log[Z \text{ (mm}^6 \text{ m}^{-3} \text{)}] \quad (2)$$

Um exemplo de um campo de Z é dado na Figura 3.3.

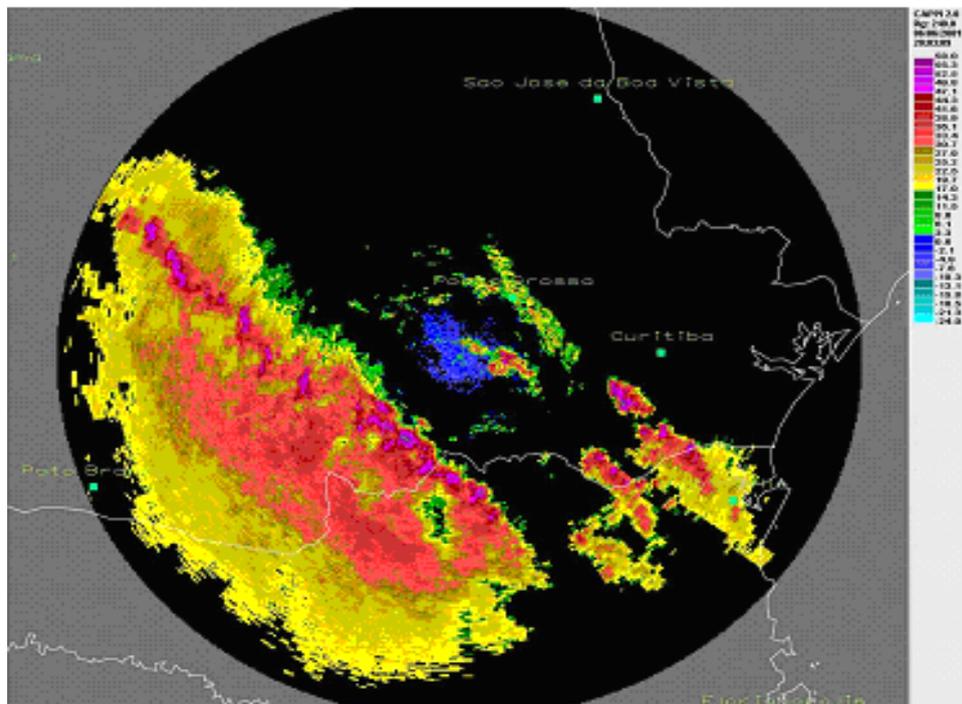


FIGURA 3.3 – Campo de Z para 06 de junho de 2001 as 2003 UTC.

As cores vermelhas representam a parte convectiva ($Z > 35$ dBZ) e a amarela a região estratiforme ($Z \leq 35$ dBZ).

FONTE: SIMEPAR (2002).

Plan Position Indicator (PPI): forma básica de visualização das variáveis medidas pelo radar. Normalmente a variável é plotada em um plano onde o centro indica a posição do

radar. O plano é fixo para um determinado ângulo de elevação (f). Portanto, deve-se observar que, conforme se aumenta a distância do alvo em relação ao radar, a altitude (h) também aumenta. h pode ser calculada pela relação trigonométrica:

$$h = \sqrt{r^2 + R'^2 + 2rR' \text{seno}(f)} - R' + H_0 \quad (3)$$

Onde:

r é o alcance do radar, f é o ângulo de elevação do feixe do radar, H_0 é a altura da antena do radar e $R' = 4/3 R$, onde R é o raio da Terra.

A Tabela 3.1 apresenta a relação de cores entre o PPI e Z, indicativo dos tipos de convecção.

TABELA 3.1 - Relação entre as cores do PPI e Z.

CORES DO PPI	Z (dBZ)	CLASSIFICAÇÃO
Violeta escuro	≥ 57	Convecção muito Intensa
Violeta claro	47 – 56	Convecção Moderada
Vermelho escuro a marrom	35 – 46	Convecção Fraca
Vermelho claro	29 – 34	Estratiforme
Verde suave a bege	3,3 – 28	Estratiforme Fraca

FONTE: SIMEPAR (2002).

CAPPI: Visualização de uma variável à uma elevação constante, ou seja, em um plano paralelo à superfície terrestre. Em uma imagem de CAPPI, a qualquer distância do radar, os pontos estarão na mesma altura. O cálculo do CAPPI é feito através da interpolação dos dados nos pontos superior e inferior mais próximos do ponto selecionado. O valor para um ponto de grade (x, y) é interpolado pela seguinte equação:

$$\text{CAPPI} = (x_b - (x_a - x_b)/(d_a - d_b)).d_b \quad (4)$$

onde x_a e x_b são os valores nos pontos acima e abaixo do valor a ser interpolado e d_a e d_b , respectivamente são as respectivas distâncias. Portanto, para gerar um CAPPI são necessários pelo menos duas varreduras com elevações diferentes. A Figura 3.4 apresenta um esquema ilustrativo de como é feito o cálculo de CAPPI. Para pontos distantes do radar, o intervalo entre os feixes é grande e o valor interpolado pode não representar adequadamente a variável no nível escolhido.

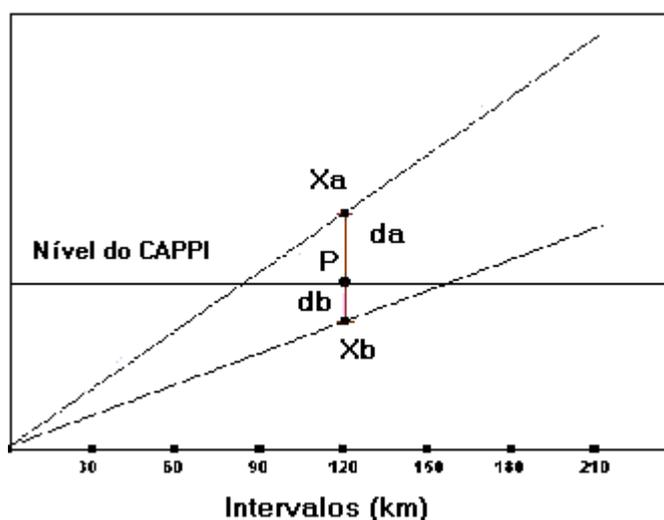


FIGURA 3.4 - Ilustração do cálculo de CAPPI para qualquer variável, em um ponto de grade e em um determinado nível de altitude.

FONTE: SIMEPAR (2002).

Velocidade do Vento Radial (V_{Vr}): Representa a velocidade dos alvos que se aproximam ou se afastam radialmente do radar, representada geralmente em cores sobre o PPI. A medida do vento radial normalmente é dada em m/s, com valores positivos para os alvos que se afastam (cores em tom de vermelho) e valores negativos para os alvos que se aproximam do radar (cores em tom de azul). Estes dados não foram usados no trabalho porque não se apresentavam consistidos pelo SIMEPAR.

3.3 – Metodologia

O primeiro passo foi a realização de um processo de controle de qualidade dos dados das estações do SIMEPAR para verificar dados faltantes e valores incorretos. Para tal, foi feito um programa em fortran para corrigir tais erros. Dados suspeitos foram descartados.

Em seguida por meio da análise visual das imagens de satélite no período de 01 de janeiro de 1999 a 30 de setembro de 2002, verificou-se dia-a-dia a organização e a evolução das LIs que ocorreram sobre o Estado do PR, tendo sido identificados 5 casos de LIs bem estabelecidas. Destas, devido a falta de dados de radar disponíveis no SIMEPAR nos mesmos períodos, apenas 1 caso foi considerado para este estudo. Outro caso foi selecionado pelas imagens de radar e confirmados pelas imagens de satélite. Os 2 casos de LIs selecionados foram associados a um sistema frontal em superfície, localizado sobre a Região Sul do Brasil. A Tabela 3.2 sumaria os casos estudados.

TABELA 3.2 - Relação de casos de LIs analisados.

CASOS	PERÍODO DE OCORRÊNCIA	CARACTERÍSTICAS
1	08-09 de setembro de 1999	Paralela ao SF
2	24 de dezembro de 2000	Perpendicular ao SF

As características horizontais das LIs selecionadas foram determinadas a partir da intensidade da precipitação (Tabela 3.3), no seu tempo de vida e na extensão horizontal das LIs.

TABELA 3.3 - Classificação da precipitação baseada em Z.

Z (dBZ)	CLASSIFICAÇÃO DO TIPO DE PRECIPITAÇÃO
≥ 57	Convectiva muito Intensa
47 – 56	Convectiva Moderada
35 – 46	Convectiva Fraca
29 – 34	Estratiforme
≤ 29	Estratiforme Fraca

FONTE: Hilgendorf e Johnson (1998).

A evolução das LIs foi dividida em 4 estágios: (1) estágio inicial, onde se tomou o horário de formação desta, quando surgem as primeiras células convectivas ($Z > 35$ dBZ); (2) estágio de intensificação, onde as células convectivas isoladas intensificam-se e evoluem para uma formação em linha; (3) estágio de maturação, quando a LI tem uma configuração linear permanecendo por 1h, no mínimo, e coexistem a região convectiva e estratiforme e (4) estágio de dissipação, quando a LI começa a perder intensidade, atingindo valores de $Z \leq 35$ dBZ (Hilgendorf e Johnson., 1998). Assim, o tempo de vida aproximado das LIs foi calculado como o período entre o estágio inicial e o de dissipação da LI. As dimensões horizontais das LIs foram determinadas pelo modo de visualização CAPPI. Foram identificadas a latitude e a longitude do eixo maior e menor estimando, assim, o seu comprimento e sua largura.

Por fim, com as reanálises do NCEP/NCAR, os dados sinóticos e as análises do modelo regional ETA/CPTEC, geraram-se campos meteorológicos de vários parâmetros dinâmicos e termodinâmicos, os quais foram utilizados para analisar o comportamento da atmosfera antes, durante e após a passagem das LIs selecionadas.

3.3.1 – Análise Termodinâmica

Neste item são descritas as variáveis termodinâmicas e os índices de instabilidade considerados para a identificação da ocorrência de convecção profunda durante o desenvolvimento destes casos de Lis selecionados.

Uma variável importante na determinação do tipo de tempestade que um dado ambiente pode vir a gerar é a CAPE (Saucier; 1969, Weisman e Klemp; 1982), determinada pela seguinte expressão:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{ne} \frac{q_p(Z) - q_a(Z)}{q_a(Z)} dz \quad (5)$$

onde $q_a(Z)$ e $q_p(Z)$, expressas em K, são a temperatura potencial do ar ambiente e a temperatura potencial de uma parcela de ar a partir da superfície, respectivamente, e g é a aceleração da gravidade. A integração é feita entre o Nível de Convecção Espontânea (NCE) e o Nível de Equilíbrio (ne) da parcela de ar. Valores de CAPE inferiores a 1000 J kg^{-1} corresponde a probabilidade de tempestade não-severas, valores entre 1000 J kg^{-1} e 2500 J kg^{-1} representa ambiente convectivo de tempo moderadamente instável, enquanto CAPE superior a 2500 J kg^{-1} corresponde à condições mais instáveis e com potencial para ocorrência de tempestade severa (Djuric, 1994).

O Índice K é definido por (George, 1960):

$$K = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T - T_d)_{700} \quad (6)$$

onde T_d é a temperatura do ponto de orvalho, dada em °C. Os subíndices indicam os níveis padrões de pressão de 850 hPa, 700 hPa e 500 hPa. Para valores de K entre 25 e 30 há a possibilidade de aguaceiros e para $K > 30$ aguaceiros com trovoadas (Bluestein, 1993).

O IS é expresso por (Showalter, 1953):

$$IS = T_{500} - T'_{500} \quad (7)$$

onde T'_{500} é a temperatura que a parcela atingirá se for levantada adiabaticamente seca de 850 hPa até alcançar seu Nível de Condensação por Levantamento (NCL) e, então, por uma adiábica úmida até 500 hPa.

TABELA 3. 4 - Escala de valores para IS.

VALORES de IS	CARACTERÍSTICAS
>3	Atmosfera Estável
1<IS<3	Possibilidade de tempestades fracas
-2< IS < -1	Boa chance de tempestades com trovoadas
-6 < IS < -2	Tempestades severas
< -6	Possibilidade de tornado

FONTE: Bluestein (1993).

O ITT é definido como (Miller, 1967):

$$ITT = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500} \quad (8)$$

Valores de ITT entre 44 e 49 indicam tempestades com trovoadas, enquanto $ITT > 50$ indicam a possibilidade de tornados (Bluestein, 1993).

O IL é uma modificação do IS. Normalmente, os valores de IL são menores que os do IS (Tabela 3.5), sendo expresso por (Galway, 1956):

$$IL = T_{500} - T''_{500} \quad (9)$$

onde T''_{500} é a temperatura obtida pelo levantamento da parcela de ar com razão de mistura média entre a superfície e 850 hPa.

TABELA 3. 5 - Escala de valores para IL.

VALORES de IL	CARACTERÍSTICAS
>5	Atmosfera Estável
$3 < IS < 5$	Possibilidade de tempestades fracas
$-1 < IS < 3$	Boa chance de tempestades com trovoadas
$-3 < IS < -1$	Tempestades severas
< -3	Possibilidade de tornado

FONTE: Bluestein (1993).

É importante, porém, ressaltar que a maioria dos estudos utilizando índices de instabilidade foi realizada para latitudes médias dos EUA. Assim, os valores limites para os índices citados podem variar para o Brasil.

CAPÍTULO 4

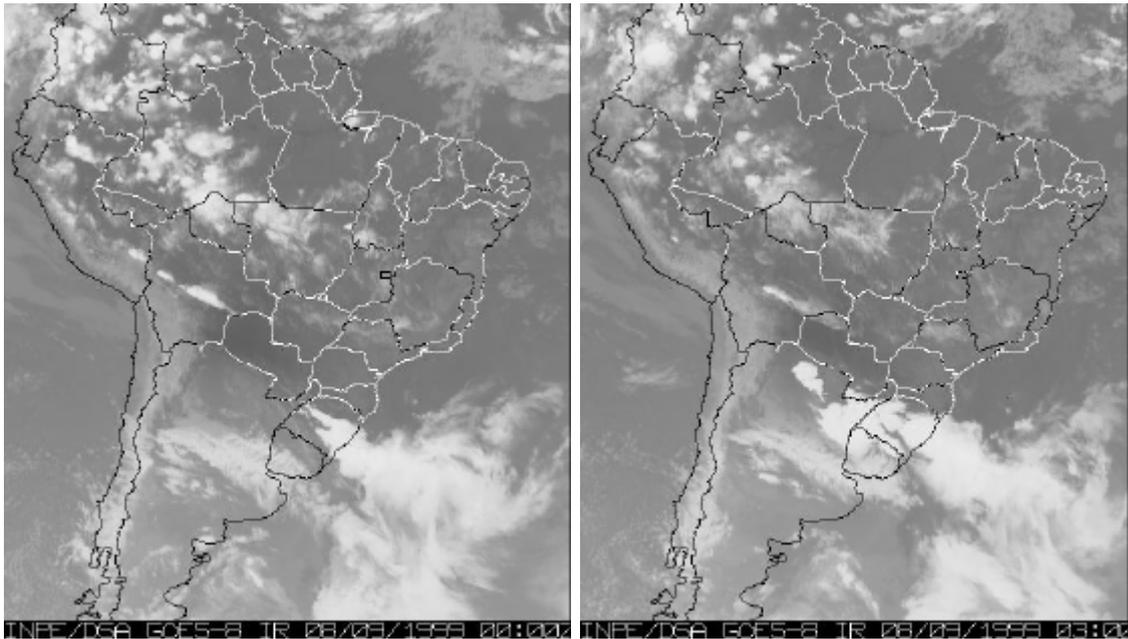
RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste Capítulo são discutidos os resultados obtidos para os dois casos de LIs estudados na região do PR visando identificar os possíveis mecanismos dinâmicos responsáveis pelos seus desenvolvimentos. O primeiro caso de LI ocorreu no período de 08 a 09 de setembro de 1999 e o segundo em 24 de dezembro de 2000.

4.1 - Caso 1

As condições atmosféricas que levaram ao desenvolvimento de um sistema de LI que se formou na fronteira de SC com o PR no dia 08 de setembro de 1999, em torno das 18 UTC são descritas neste item.

Esta LI se formou junto e paralelo a uma frente fria que se deslocava pela Região Sul do Brasil, como pode ser visto pelas imagens de satélite que mostram uma banda de nebulosidade associada a uma frente fria em superfície localizada sobre a Região Sul do Brasil, estendendo-se até o Oceano Atlântico Sul (Figura 4.1). A presença desse sistema foi confirmada por meio da carta de superfície para 08/09/1999 as 1200 UTC (Figura 4.2), a qual mostrou que a frente possui orientação de noroeste para sudeste, estendendo-se desde a Bolívia até o Oceano Atlântico Sul passando pelo Paraguai, PR e SC e estando associada a um sistema de baixa pressão com centro de 1002 hPa em 20 °S e 57 °W. Durante a madrugada a frente fria deslocou-se para nordeste (Figuras 4.1b e 4.1c), e as 1500 UTC formou-se uma LI paralela à esta (Figura 4.1e). A frente fria continuou a avançar para nordeste, e as 1800 UTC vários núcleos convectivos se formaram à noroeste e ao longo desse sistema (Figura 4.1f). As 0000 UTC de 09/09/1999, a nebulosidade associada à esta frente estendeu-se pelos Estados de SC, PR, SP e MS (Figura 4.1h). Após 3 h, esse sistema enfraqueceu e poucos núcleos convectivos intensos foram observados (Figura 4.1j). Esta LI provocou intensa precipitação e rajada de vento durante sua passagem pelo PR.

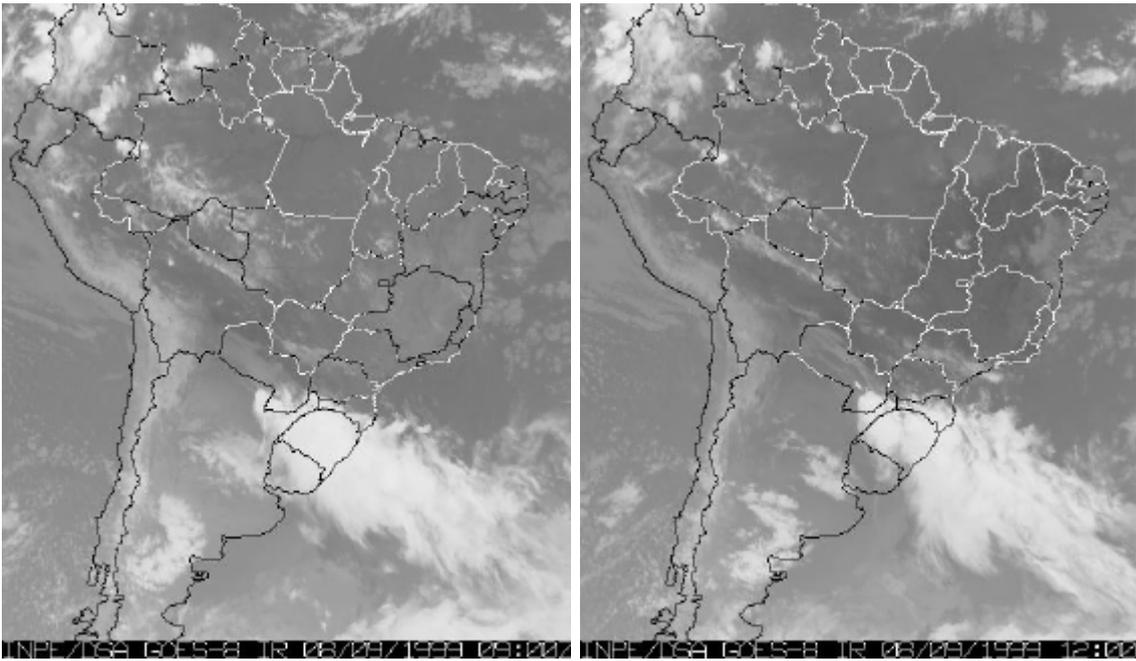


(a)

(b)

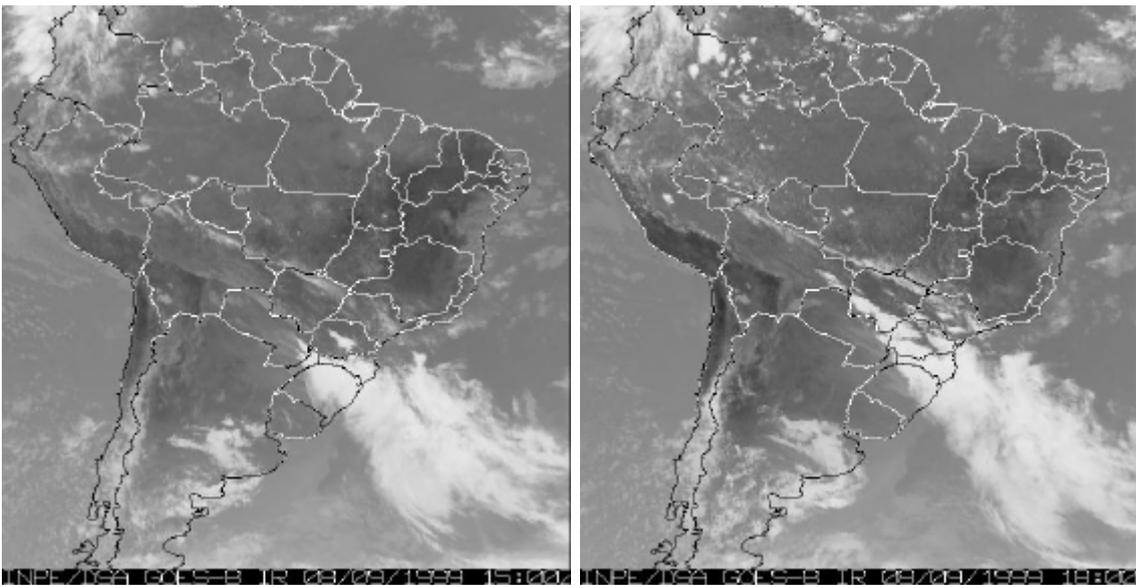
FIGURA 4.1 - Imagens de satélite GOES-8 no canal infravermelho para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 0300 UTC, (c) 0900 UTC, (d) 1200 UTC, (e) 1500 UTC, (f) 1800 UTC, (g) 2100 UTC e para 09/09/1999 as: (h) 0000 UTC, (i) 0300 UTC, (j) 0900 UTC.

(continua)



(c)

(d)

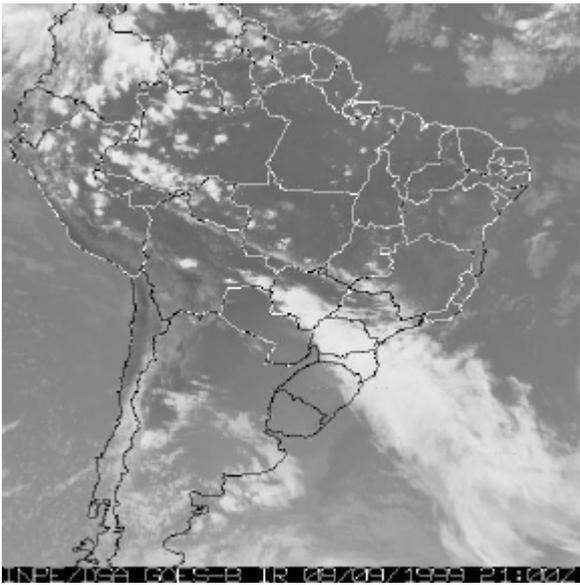


(e)

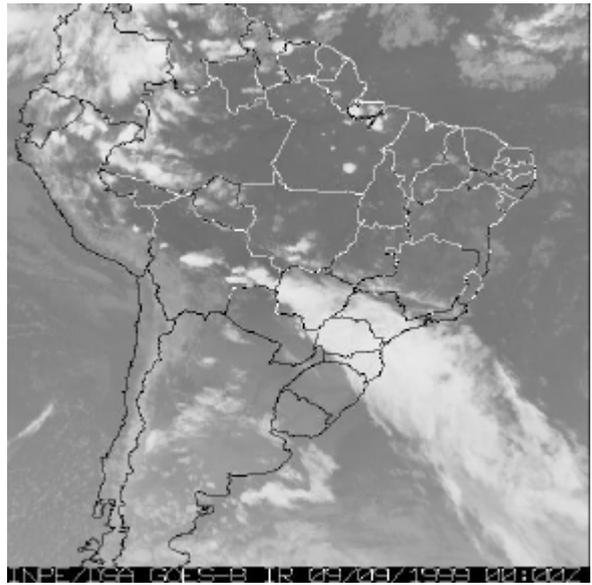
(f)

FIGURA 4.1 – Continuação

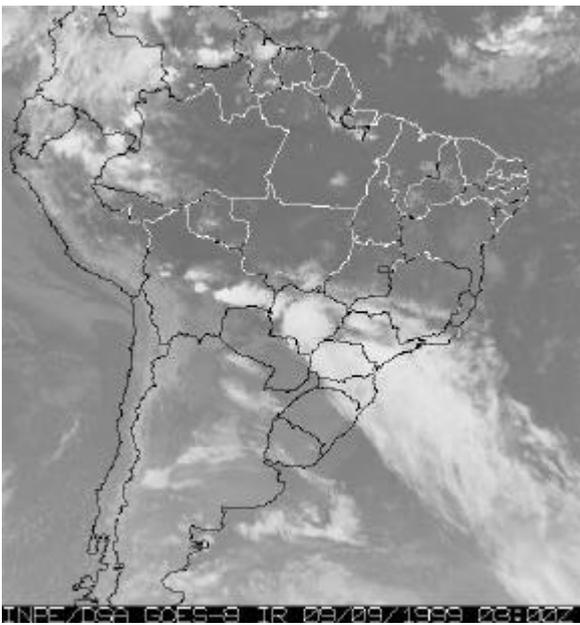
(continua)



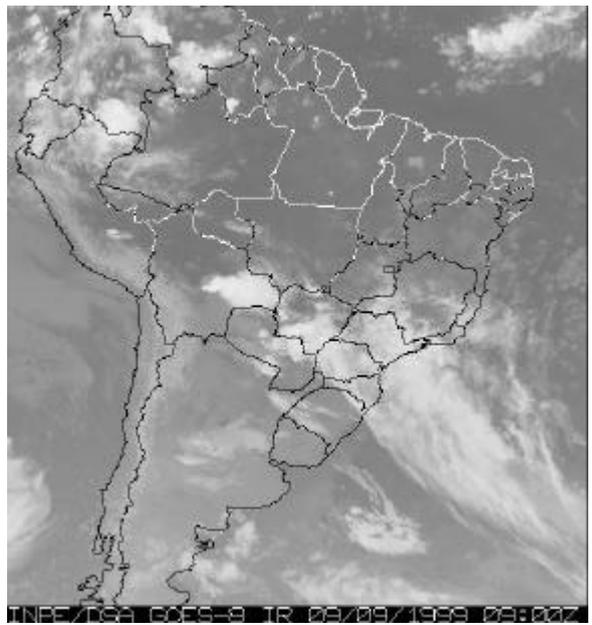
(g)



(h)



(i)



(j)

FIGURA 4.1 – Conclusão.

Synop 12Z - 08/09/1999

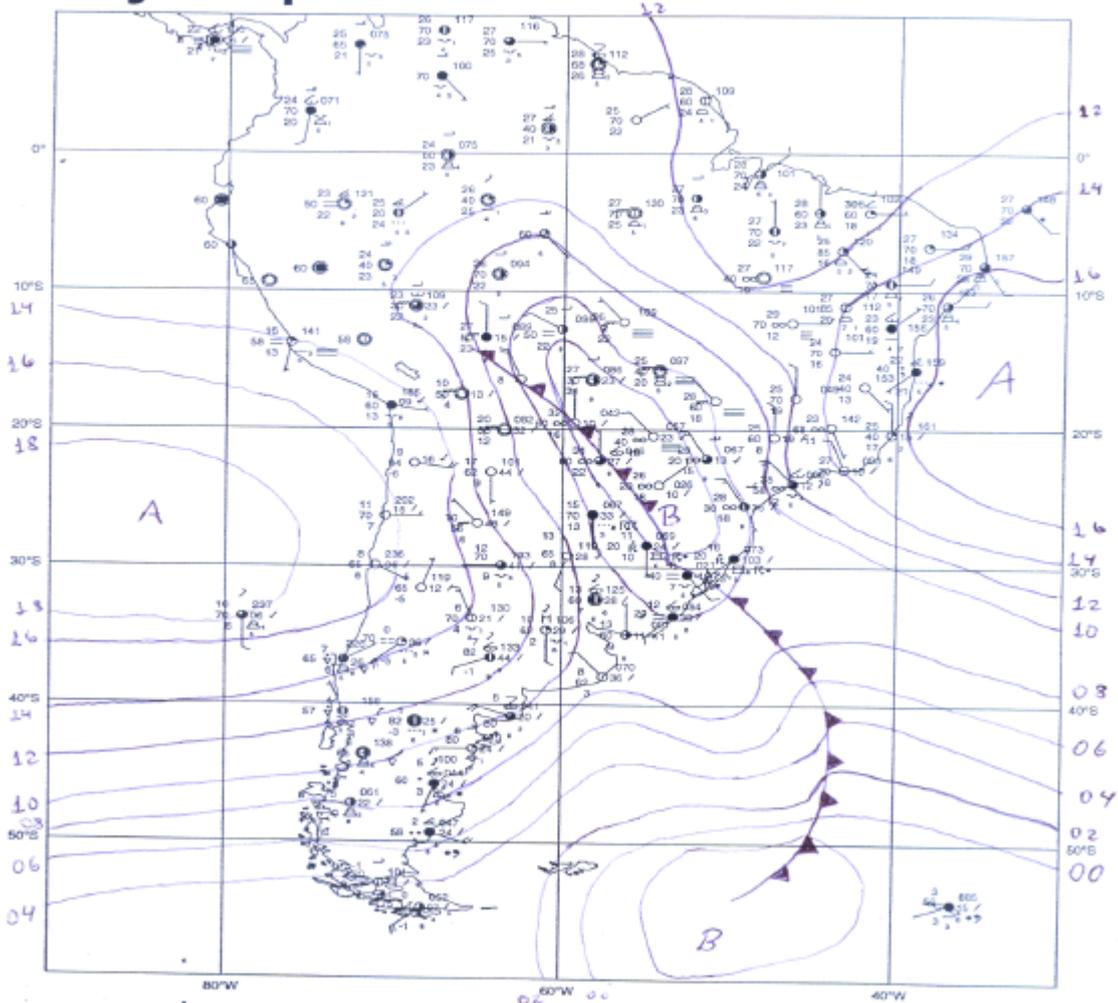


FIGURA. 4.2 – Carta de superfície para 08/09/1999 as 1200 UTC.

4.1.1 - Descrição Sinótica Utilizando a Reanálise do NCEP

Através da seqüência de campos de PNM a cada 6 horas para o período 08-09/09/1999 (Figura 4.3), observa-se que o desenvolvimento de todas as LIs foi associado a um cavado frontal localizado sobre a Região Sul do Brasil. Um ciclone com centro de 998 hPa, localizou-se sobre o Paraguai e norte da Argentina e um cavado sobre a região

central do RS, estendendo-se até o Oceano Atlântico Sul. Com o tempo, o cavado deslocou-se para nordeste, e atrás deste, um sistema de alta pressão avançou, aumentando a pressão para valores de 1006 hPa sobre a Região Sul (Figura 4.3c). A partir das 1200 UTC de 08/09/1999 o sistema de alta pressão e o cavado deslocaram-se para leste (Figuras 4.3c, 4.3d e 4.3e).

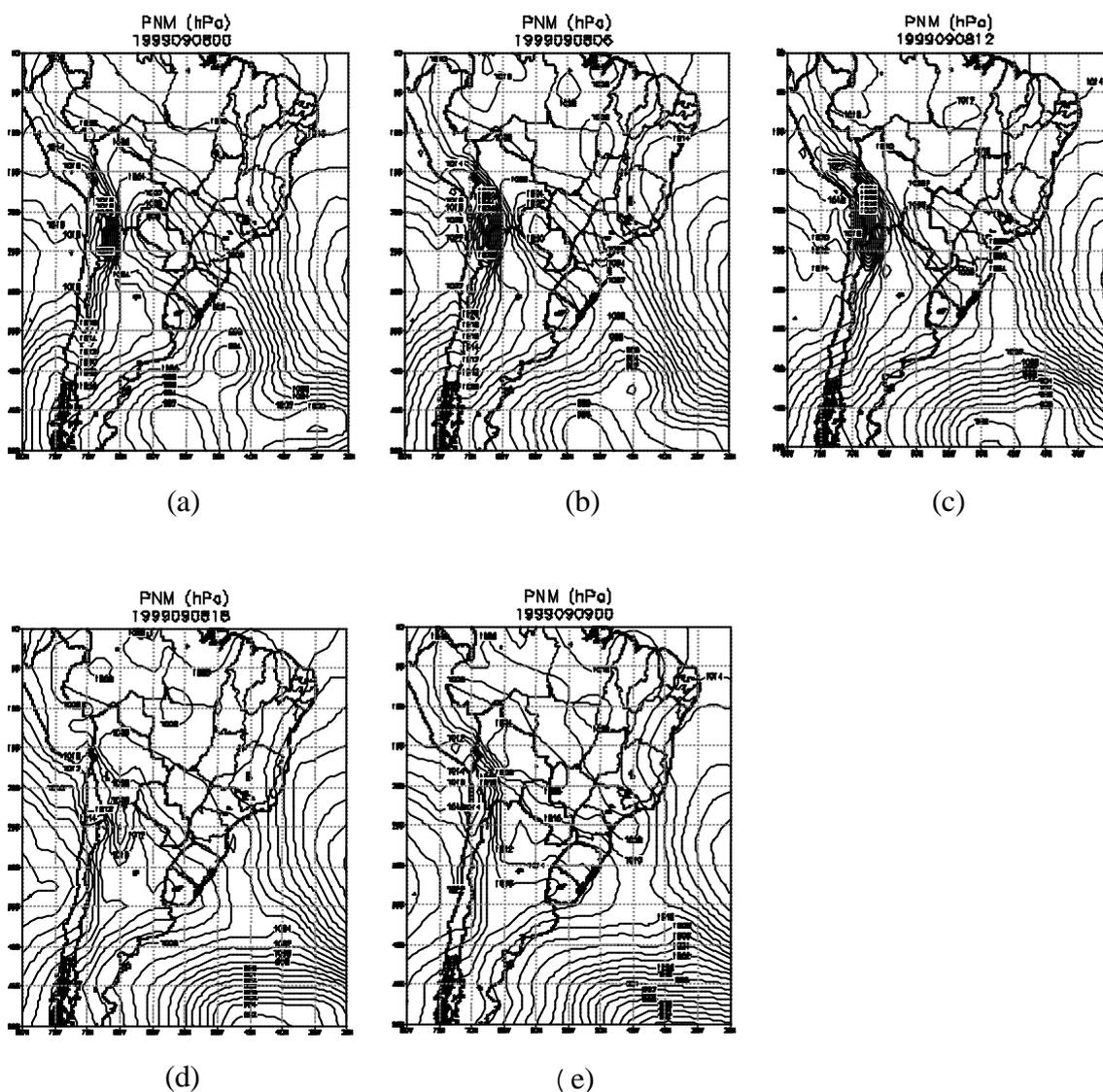


FIGURA 4.3 - Campos de PNM (hPa) para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 09/09/1999 as 0000 UTC. Intervalos de Contornos (IC) = 2 hPa.

Pelo escoamento horizontal e isotacas no nível de 850 hPa (Figuras 4.4 a-d) nota-se que das 0000 UTC até as 1800 UTC de 08/09/1999 um intenso jato em baixos níveis com valor máximo de 18 m s^{-1} , e orientação noroeste-sudeste estendeu-se desde a Região Amazônica até o Oceano Atlântico Sul. No lado polar do jato, as 0000 UTC do dia 09, há confluência de massa sobre o norte da Argentina, fronteira com o Paraguai (Figura 4.4a). Seis horas depois, o centro de máxima velocidade do jato sobre o continente atingiu 21 m s^{-1} (Figura 4.4b). As 1800 UTC o jato começou a enfraquecer (Figura 4.4d), não sendo mais observado as 0000 UTC do dia seguinte (Figura 4.4e). Neste momento, ventos de sudoeste indicaram a penetração de ar mais frio e seco proveniente da parte central da Argentina, associado ao sistema de alta pressão (Figura 4.4e).

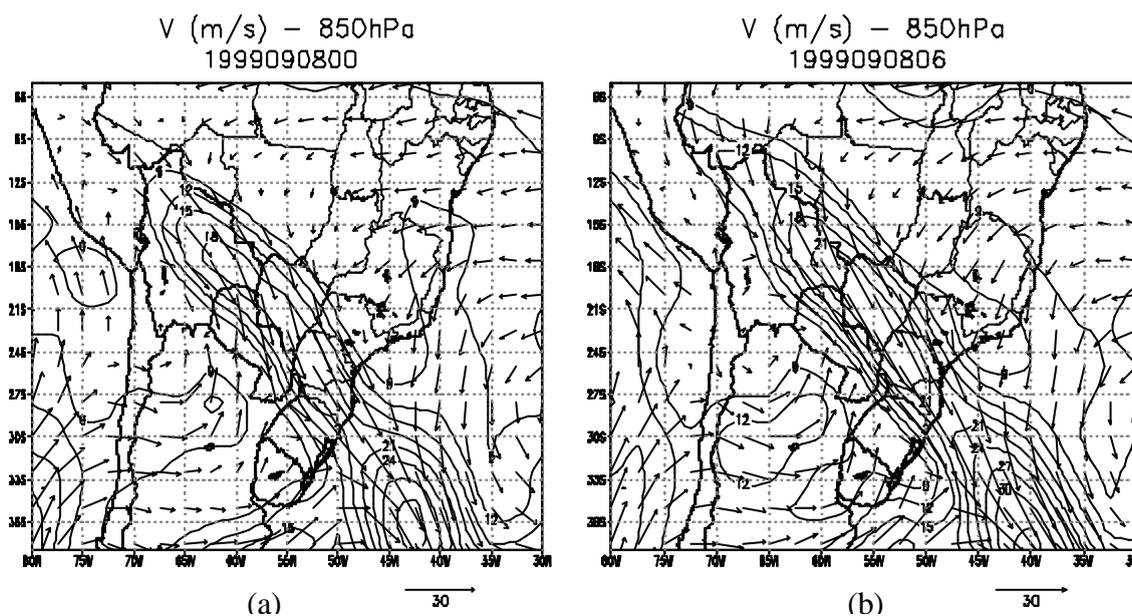


FIGURA 4.4 - Escoamento horizontal e isotacas (m s^{-1}) em 850 hPa, para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.

IC = 3 m s^{-1} .

(continua)

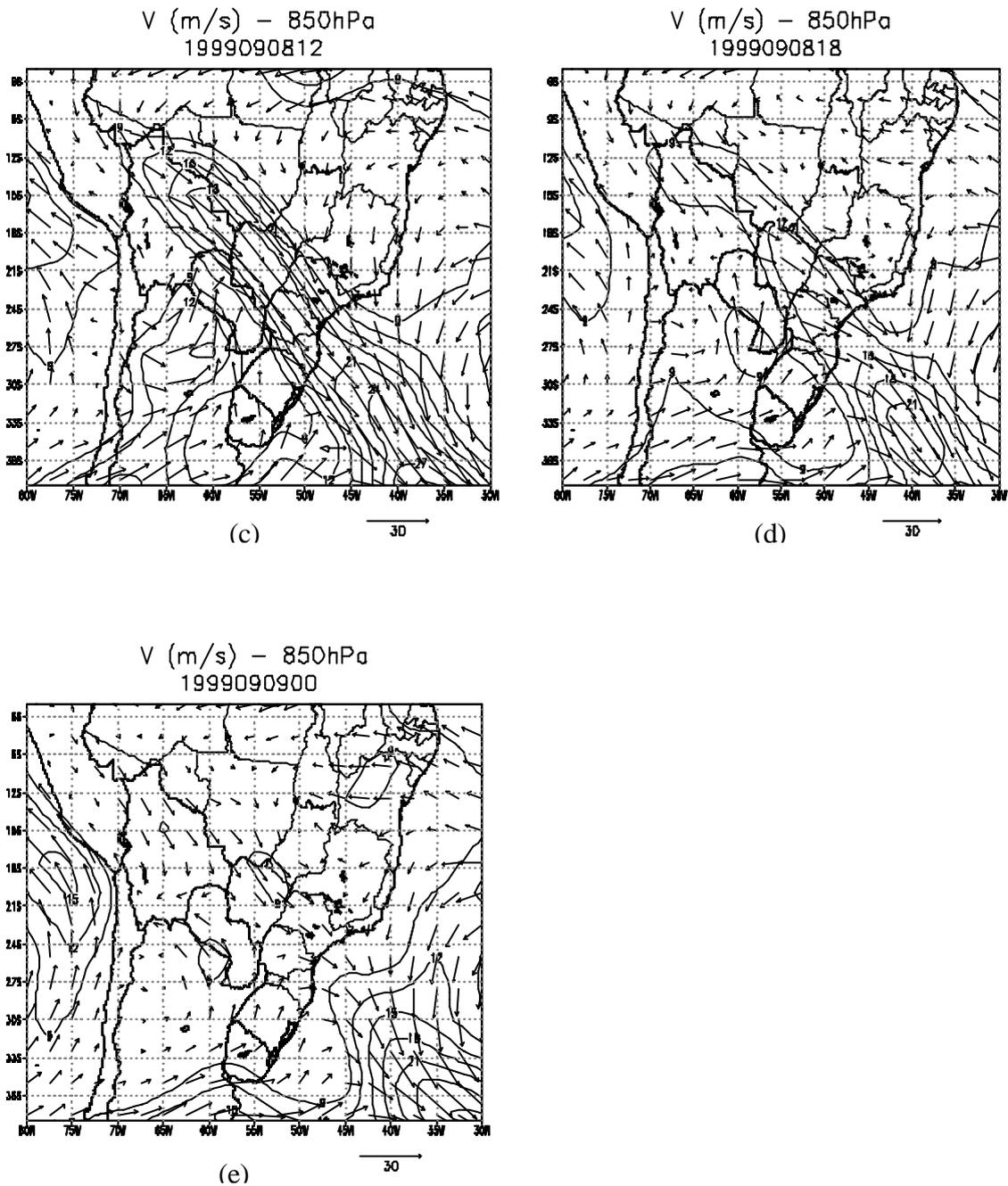


FIGURA 4.4 – Conclusão.

No nível de 500 hPa (Figura 4.5) observou-se um cavado semi-estacionário com grande amplitude que se estende do centro da Argentina até o sul da Bolívia. Sobre a Região Sul, o escoamento foi de noroeste como nos baixos níveis. Este cavado tinha uma inclinação horizontal para oeste, propiciando a convergência de massa nos baixos

níveis. Sobre a Região Sudeste, era observada uma circulação anticiclônica (Figuras 4.5a e 4.5b, respectivamente) que deslocou-se para a Região Centro-Oeste (Figura 4.10c), voltando para leste sobre Minas Gerais (MG) as 0000 UTC do dia 09/09/1999 (Figura 4.5e).

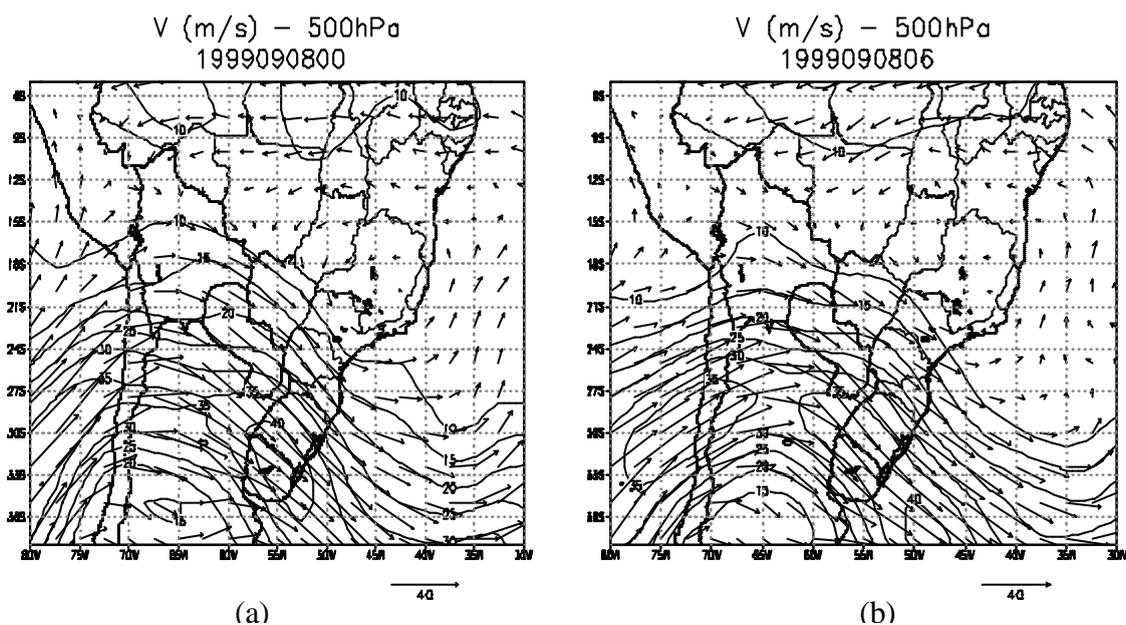


FIGURA 4.5 - Escoamento horizontal e isotacas (m s^{-1}) em 500 hPa, para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.

$$\text{IC} = 5 \text{ m s}^{-1}.$$

(continua)

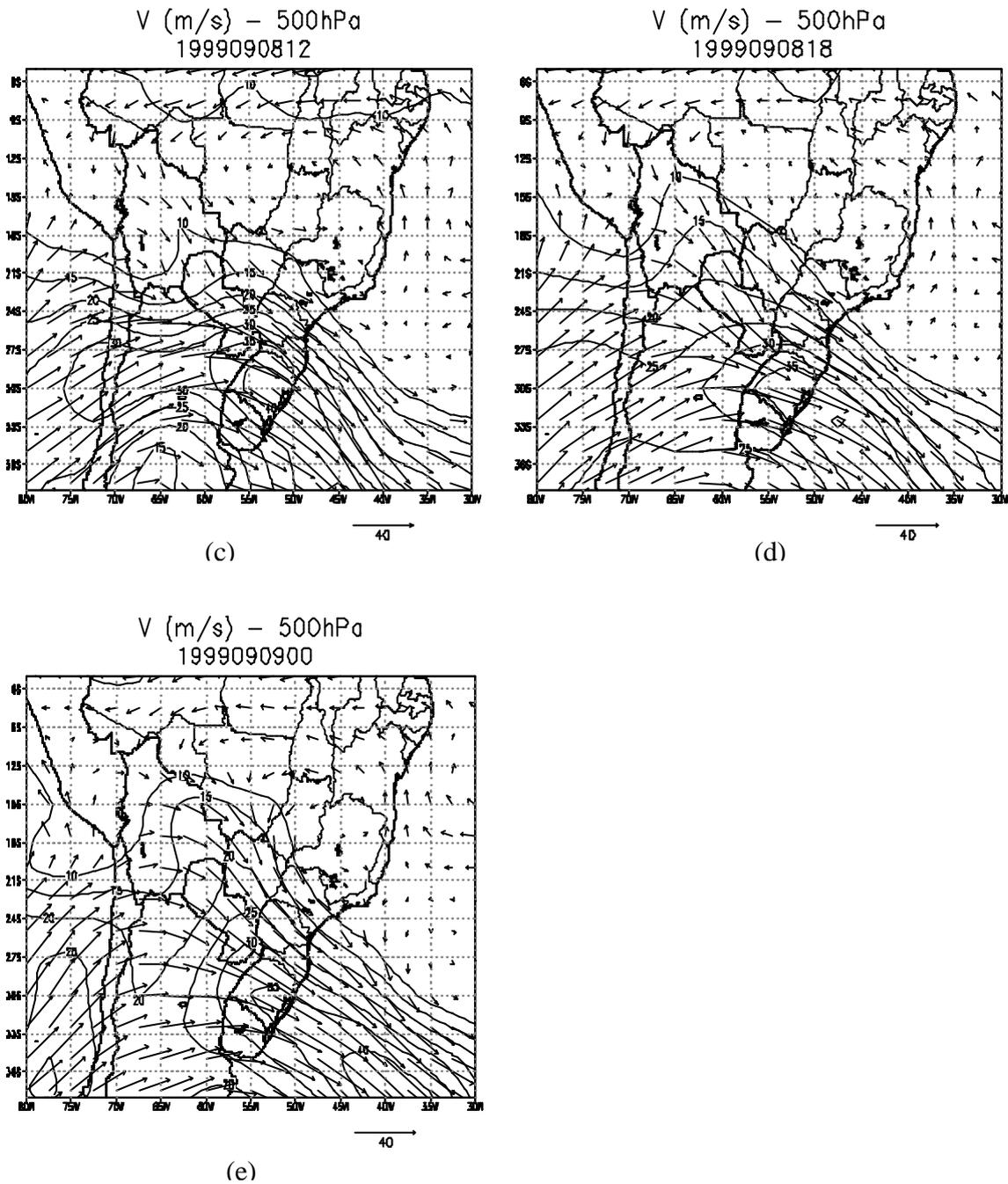


FIGURA 4.5 – Conclusão.

Nos níveis de 250 hPa e 500 hPa, a análise do campo de vento as 0000 UTC de 08/09/1999, mostrou um cavado com grande amplitude localizado sobre a Argentina, com inclinação para oeste em ambos os níveis (Figura 4.6a), indicando conversão de

energia potencial do sistema em energia cinética (conversão baroclínica). Isto mostra que a frente fria estava no seu estágio de intensificação, promovendo condições para a formação de convecção na região de formação das LIs.

Corrente abaixo do eixo horizontal do cavado, o centro de máxima velocidade do jato em altos níveis apresentou velocidade de 65 m s^{-1} , com curvatura ciclônica sobre a região central da Argentina e Uruguai (Figura 4.6a). Seis horas após, o cavado permaneceu semi-estacionário e o centro de máxima velocidade do jato deslocou-se para sudeste, mantendo a configuração ciclônica (Figuras 4.6b a 4.6e). Por meio da análise das Figuras 4.6c a 4.6e deduz-se que a circulação transversal na entrada do jato foi favorável para a intensificação do movimento ascendente sobre o sul do Brasil, como é confirmado no campo vertical, onde se observa movimento ascendente sobre o RS e centro-sul de SC (Figura 4.7a), estando associado com o jato de baixos níveis (Figura 4.4a). Outra área de movimento ascendente mais intenso localizou-se sobre o norte da Argentina, associado à confluência dos ventos em baixos níveis (Figura 4.4a) e à baixa pressão (Figura 4.2a) que favoreceu a convergência de massa nos níveis baixos.

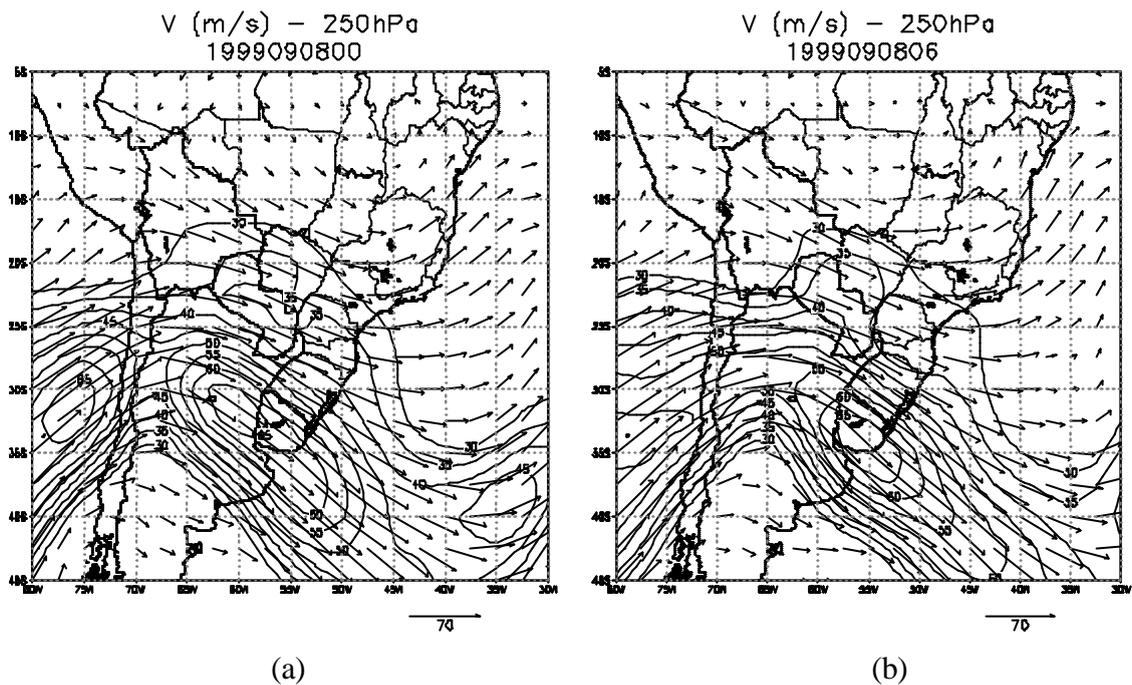


FIGURA 4.6 - Escoamento horizontal e isotacas (m s^{-1}) em 250 hPa, para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.
 $\text{IC} = 5 \text{ m s}^{-1}$.

(continua)

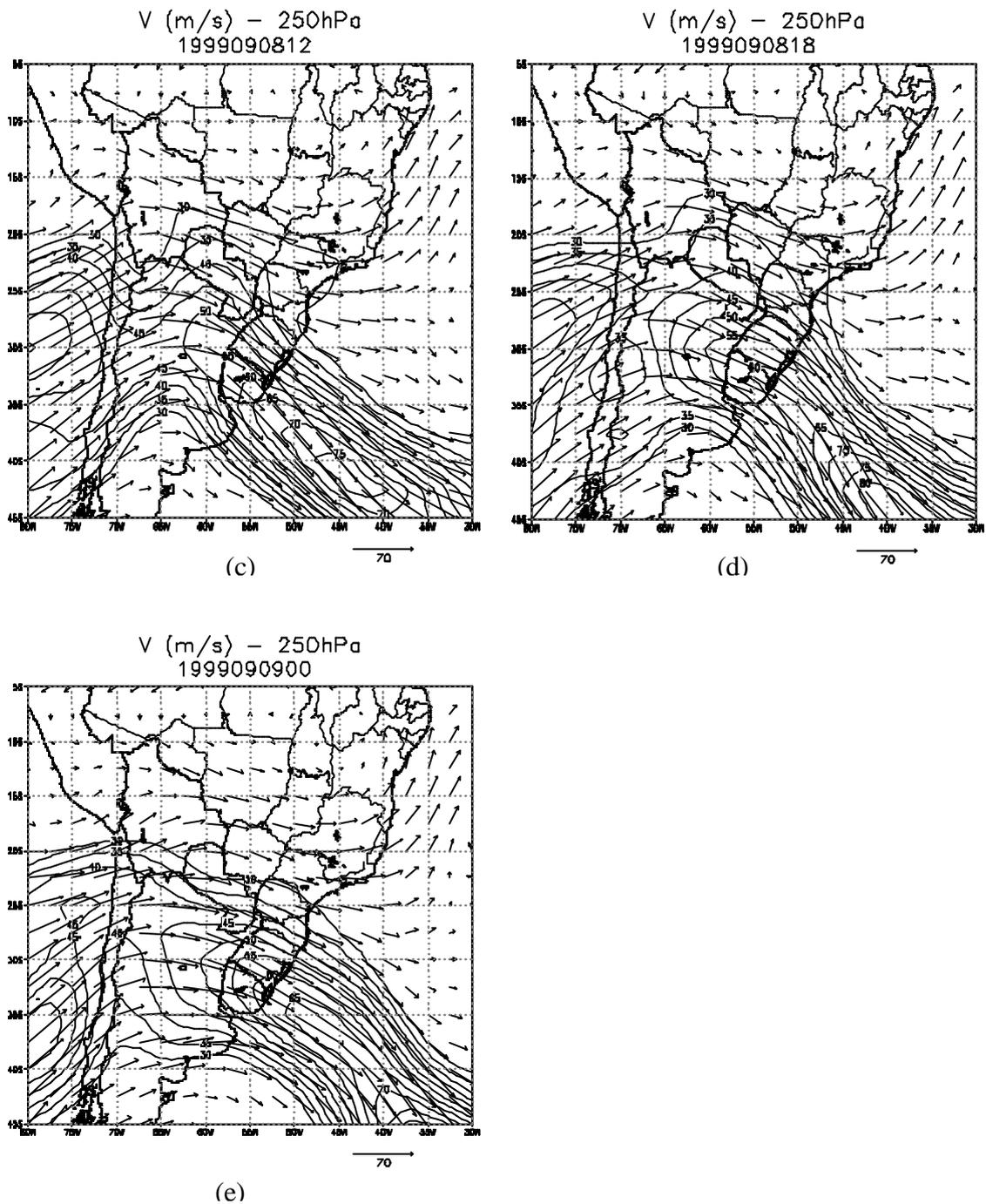


FIGURA 4.6 – Conclusão.

A semi-estacionaridade do cavado nos níveis médios e altos e do jato nos baixos níveis, favoreceu a manutenção da área de movimento vertical ascendente sobre o RS e SC as 0600 UTC e as 1200 UTC (Figuras 4.7b e 4.7c, respectivamente). Ao sul desta observa-se uma área com movimento vertical descendente sobre o sul do Uruguai no Oceano

Atlântico Sul, devido a difluência no campo de vento em 850 hPa (Figura 4.4b) e a aproximação do centro de alta pressão na Argentina (Figura 4.3c).

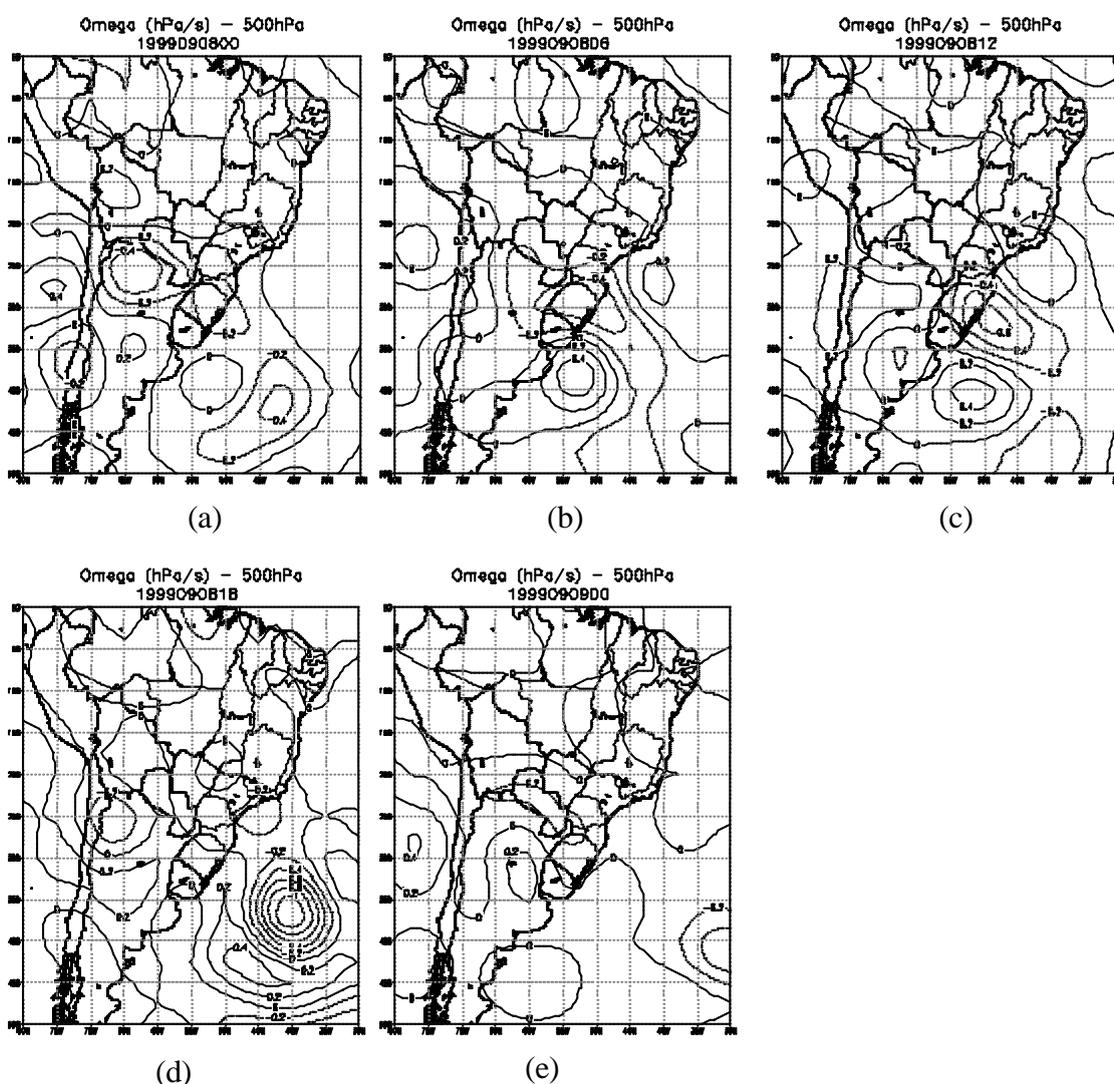


FIGURA 4.7 – Campos de ω (hPa s^{-1}) em 500 hPa, para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 09/09/1999 as 0000 UTC. IC = $0,2 \text{ hPa s}^{-1}$.

As 1800 UTC de 08/09/1999 e as 0000 UTC de 09/09/1999 a região de intenso movimento vertical ascendente localizava-se sobre o Oceano Atlântico Sul (Figuras 4.7d e 4.7e, respectivamente). As 1800 UTC (Figura 4.7d) o fraco movimento vertical ascendente sobre o litoral de SP e do PR, provavelmente favoreceu o deslocamento para

nordeste da LI4. Fraco movimento vertical ascendente sobre o Paraguai, sudoeste do PR e oeste de SC foi observado as 0000 UTC do dia 09/09/1999 (Figura 4.7e).

No campo de T para 08/09/1999 notou-se um gradiente de T de 10 °C no nível de 850 hPa entre o sul do RS e o PR, mostrando que a frente fria estava sobre a Região Sul e Uruguai (Figura 4.8a). Na Figura 4.8c pode-se observar o gradiente de temperatura de 12 °C entre o sul do Uruguai e o PR, indicando que a massa de ar frio estava penetrando no PR. As 0000 UTC de 09/09/1999 (Figura 4.8e) o gradiente de T continuava intenso sobre a Região Sul, mostrando a intensa baroclínia sobre a região.

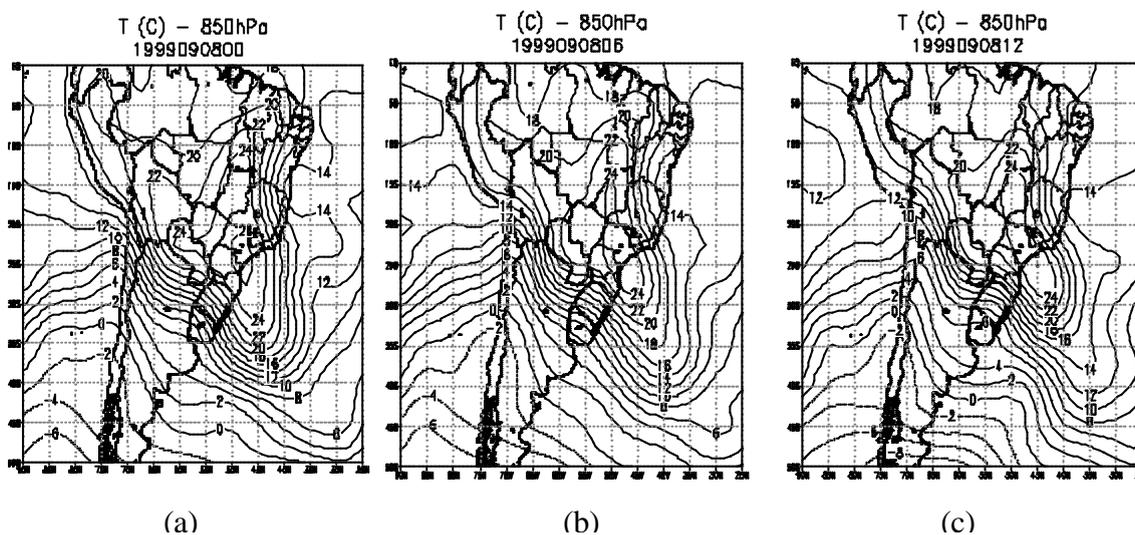


FIGURA 4.8 - Campos de T (°C) em 850 hPa para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.
IC = 2 °C.

(continua)

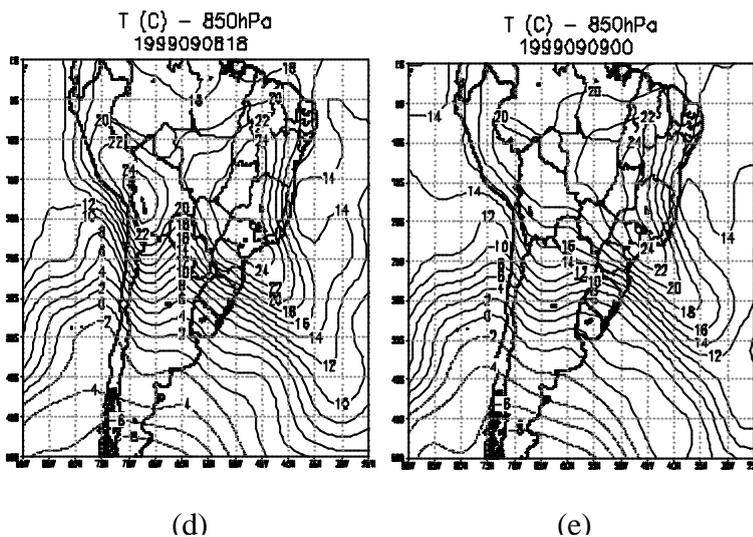


FIGURA 4.8 – Conclusão.

No nível de 700 hPa, com o deslocamento da frente fria para nordeste, houve um aumento do gradiente de temperatura, aumentando assim a instabilidade sobre a Região Sul do Brasil (Figuras 4.9a e 4.9e).

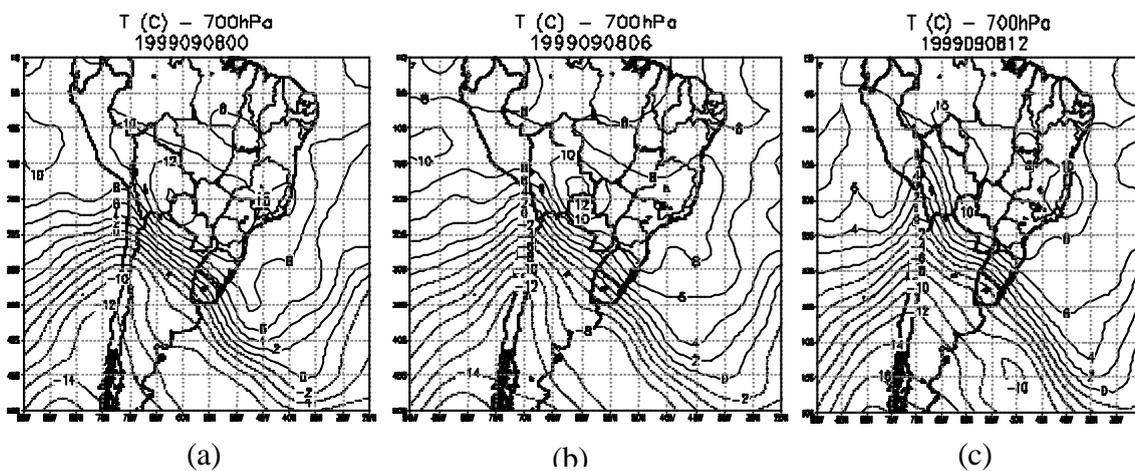


FIGURA 4.9 - Campos de T (°C) em 700 hPa para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (g) 1800 UTC, (e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.
IC = 2 °C.

(continua)

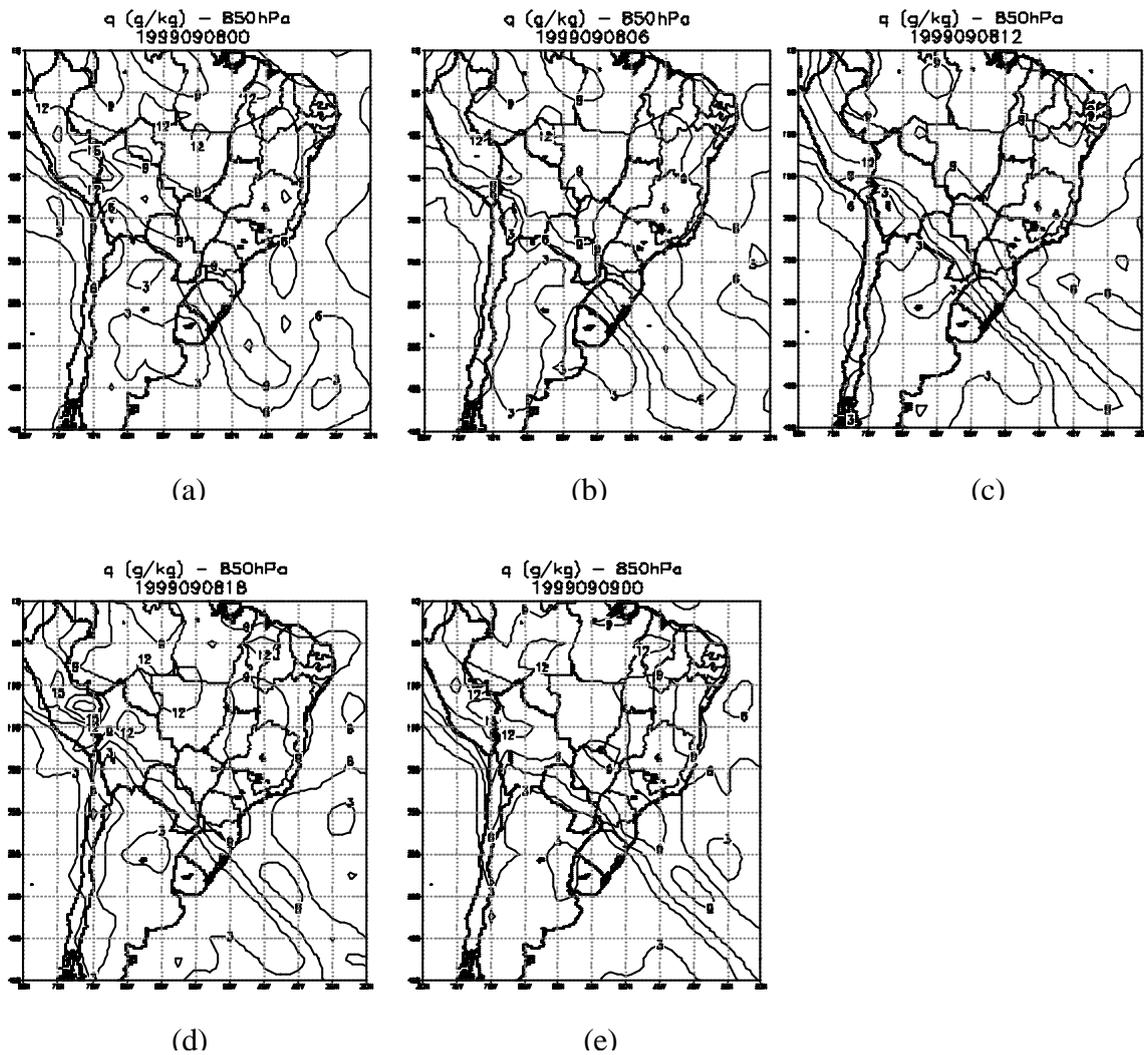


FIGURA 4.10 - Campos de q (g kg^{-1}) em 850 hPa para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.

$$\text{IC} = 3 \text{ g kg}^{-1}.$$

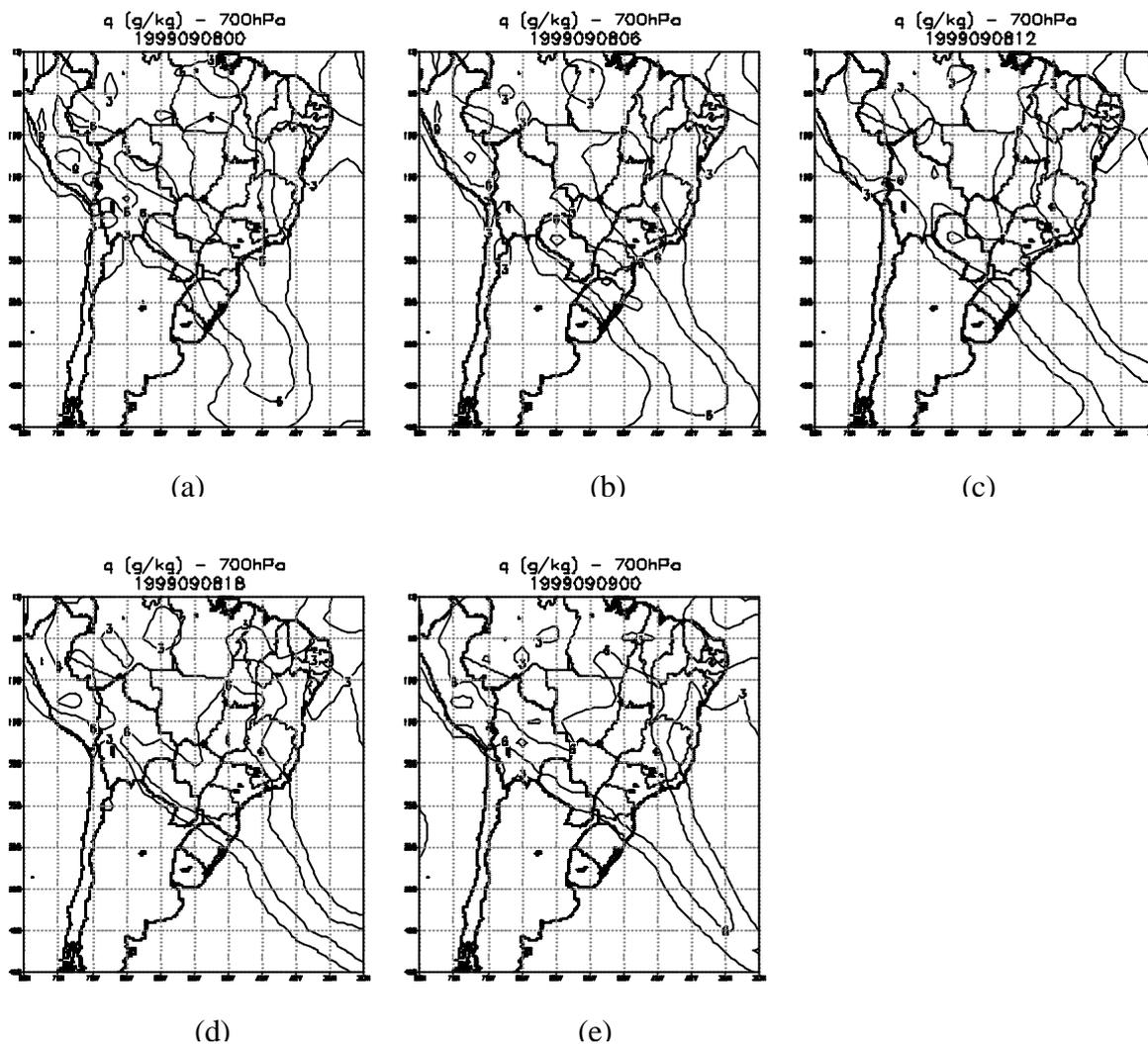


FIGURA 4.11 - Campos de q (g kg^{-1}) em 700 hPa para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 09/09/1999 as 0000 UTC.

$$IC = 3 \text{ g kg}^{-1}.$$

A Figura 4.12 mostra o campo de divergência do fluxo de umidade, onde se observa que sobre a região onde se formou a LI, havia convergência de umidade e a oeste um centro de $-2 \times 10^{-7} ((\text{g kg}^{-1}) \text{s}^{-1})$.

Divergencia de umidade -1000 hPa
1999090812

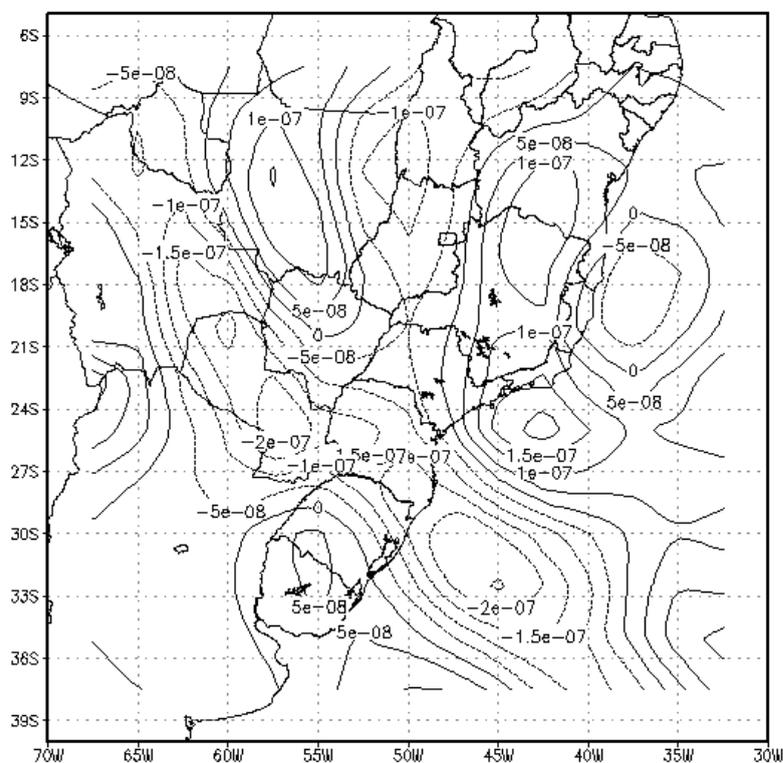


FIGURA 4.12 – Campo de divergência do fluxo de umidade em 1000 hPa, para as 1200 UTC do dia 08/09/1999.

Em 250 hPa (Figura 4.13) há um núcleo intenso de divergência de massa com valor de $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ sobre o litoral da RS e Uruguai, diminuindo para valores de $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ sobre a região onde se formou a LI4, mostrando divergência nos altos níveis sobre a região de formação da LI4. Assim com a convergência de umidade em baixos níveis e divergência em altos níveis, favorecia a convecção sobre a Região Sul.

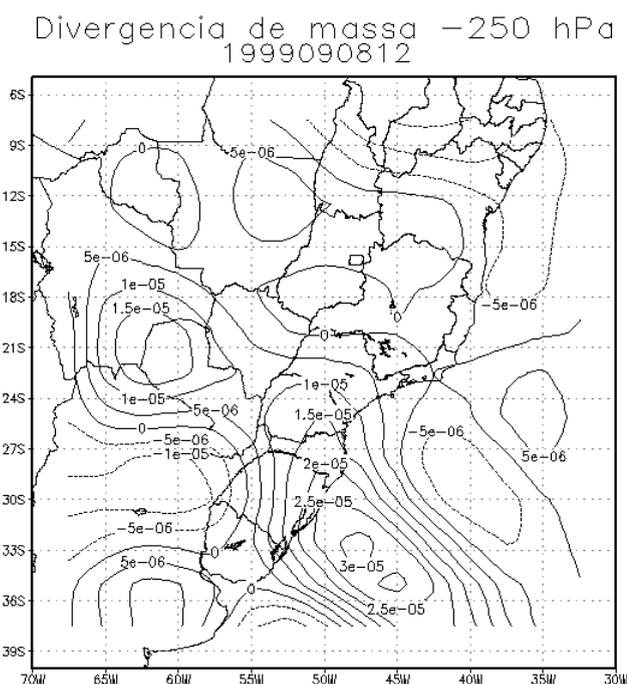


FIGURA 4.13 - Divergência de massa (s^{-1}) em 250 hPa para as 1200 UTC do dia 08/09/1999.

Para identificar melhor as perturbações atmosféricas de mesoescala, discute-se a seguir as análises do modelo ETA/CPTEC.

Em relação a reanálise do NCEP, os campos de PNM, vetor vento e isotacas, T e q obtidos da análise do ETA/CPTEC (figuras não mostradas) não apresentaram diferenças relevantes que mostrassem a formação de SCM. Isto ocorreu provavelmente porque, apesar do modelo ETA/CPTEC ter uma resolução espacial maior do que a reanálise do NCEP, os dados iniciais (análise) do modelo ETA são obtidos do modelo global, ou seja, da própria reanálise do NCEP. Assim, só uma resolução maior do modelo, sem acrescentar mais informações à este, não consegue mostrar sistemas ou ondas de escala menor, como os SCM.

O campo de ω em 500 hPa foi o único que apresentou diferenças relevantes em relação à reanálise do NCEP. As 0000 UTC de 08/09/1999 (Figura. 4.14a), a região com ?

ascendente intenso sobre o nordeste da Argentina e oeste do RS apresentou orientação norte-sul, diferentemente da reanálise do NCEP, que mostrou uma área maior de ω ascendente, com orientação oeste-leste, cujo centro mais intenso localizou-se sobre o norte da Argentina (Figura 4.11a). As 1200 UTC (Figura 4.14b) notou-se o movimento vertical ascendente intenso no Oceano Atlântico Sul associado ao sistema frontal em superfície, que também diferiu da reanálise do NCEP, a qual mostrou ω ascendente sobre a Região Sul e o litoral da região. Intenso ω descendente no norte da Argentina e fraco ω ascendente desde o centro da Argentina até o noroeste do Uruguai, observado na análise do ETA/CPTEC, não foram observados na reanálise do NCEP (Figura 4.14c).

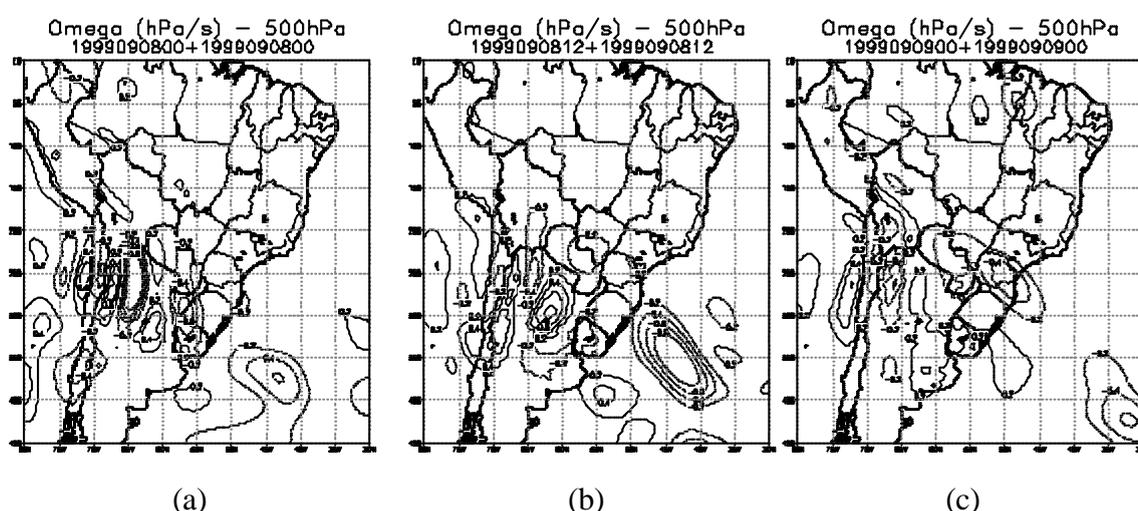


FIGURA 4.14 – Campos de ω (hPa s^{-1}) em 500 hPa, para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 1200 UTC e (c) para 09/09/1999 as 0000 UTC.
IC = 0,2 hPa s^{-1} .

As 0000 UTC de 09/09/1999 (Figura 4.14c), a análise do modelo ETA/CPTEC mostrou uma extensa área com ω ascendente desde o Paraguai até o litoral do PR e SC, com centro mais intenso no setor leste dessa região e uma área de ω descendente sobre o centro da Argentina e Uruguai. Enquanto que a reanálise do NCEP apresentou ω somente no centro da Argentina (Figura 4.7e) e fraco ω ascendente somente sobre o Paraguai. Sobre o PR apenas as 0000 UTC do dia 09 de setembro observou-se valores

de ω na análise do modelo ETA que dessem indícios de formação de nuvens sobre a região onde se formaram as LIs.

Assim, notou-se que a análise do ETA/CPTEC reproduziu melhor as áreas de ω ascendente, principalmente sobre a região da frente fria, quando comparados com as imagens de satélite (Figura 4.1). A análise do modelo ETA/CPTEC em relação a reanálise do NCEP não mostrou diferenças relevantes em relação a sistemas de mesoescala, tais como as LIs. Sendo assim, o modelo ETA/CPTEC, mesmo com uma resolução espacial maior do que o NCEP, não mostrou indícios para a formação das LIs.

Após esta análise comparativa entre as análises do ETA/CPTEC e do NCEP, analisou-se o campo de θ_e em 850 hPa para identificar indícios para a formação de convecção intensa. Esta análise identificou um máximo de θ_e sobre o Paraguai e se estendendo sobre o sul do Brasil, o qual propiciava o desenvolvimento convectivo, pois havia um intenso fluxo meridional de umidade proveniente da Amazônia, que instabilizou a atmosfera na Região Sul (Figuras 4.15a, b e c). Conforme mencionado por Shi e Scofield (1987) e Juying e Scofield (1989), há uma tendência para a atividade convectiva posicionar-se próxima do eixo da crista de θ_e , o que aconteceu sobre os Estados da Região Sul do Brasil durante este evento analisado.

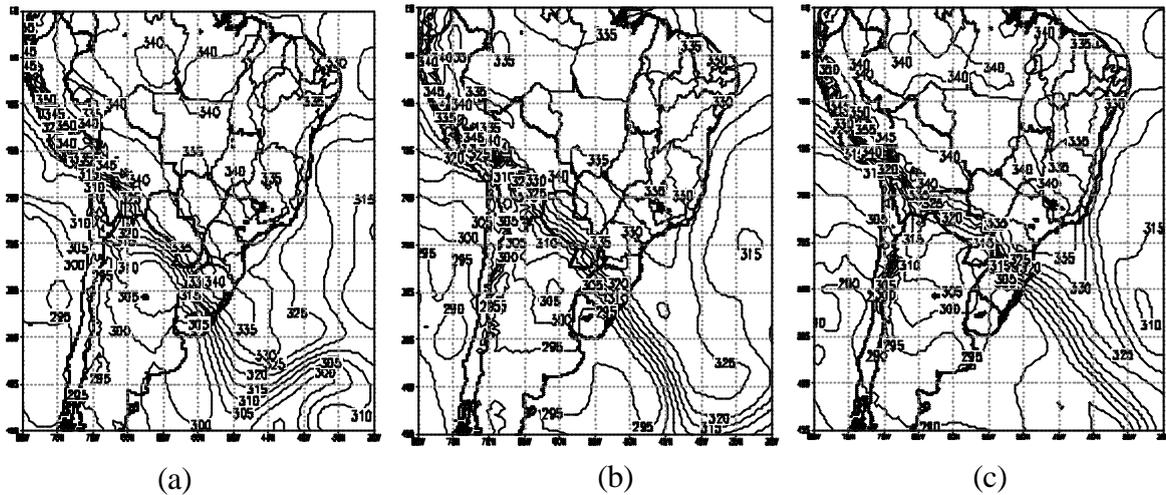


FIGURA 4.15 – Campos de θ_e (K) em 850 hPa para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 1200 UTC, (c) para 09/09/1999 as 0000 UTC.
IC = 5 K.

No campo de CAPE as 0000 UTC (Figura 4.16a) observou-se altos valores de CAPE na região do Paraguai até o litoral do RS, com valores máximos de $2200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, que favorecia a convecção profunda (Bluestein, 1992) na região de Oklahoma/EUA. Nos horários das 1200 UTC de 08/09/1999 e as 0000 UTC de 09/09/1999 (Figuras 4.16b e 4.16c, respectivamente) não se observou valores de CAPE que explicassem o desenvolvimento de convecção profunda na Região Sul, e somente no litoral da Região Sudeste havia energia disponível para convecção fraca (Figura 4.16c).

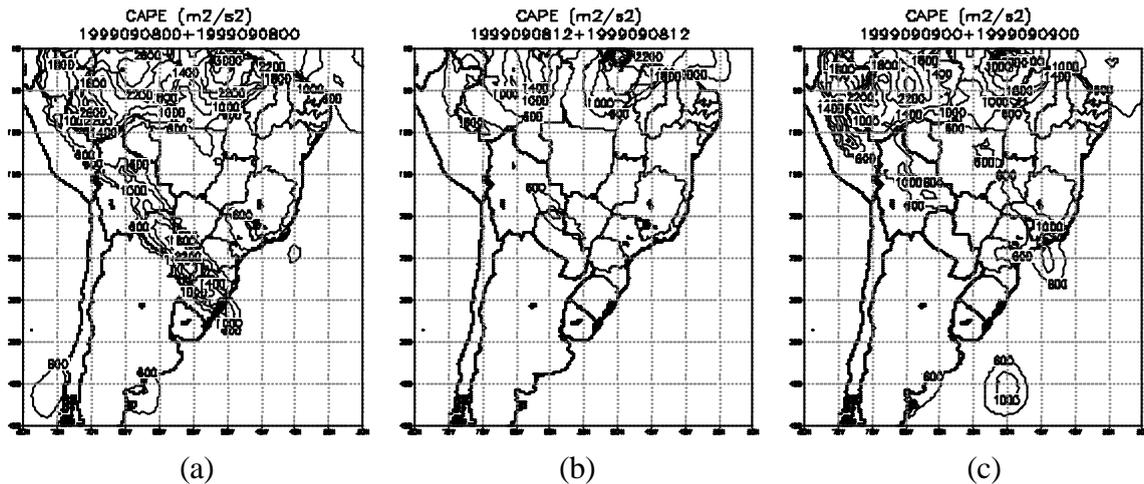


FIGURA 4.16 – Campos de CAPE ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 1200 UTC, (c) para 09/09/1999 as 0000 UTC.

$$\text{IC} = 400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}.$$

O Índice K apresentou valores acima de 30 na Região Sul do Brasil, e da ordem de 40 sobre a região de formação das LIs, o que propiciava o desenvolvimento de intensa convecção as 0000 UTC do dia 08/09/1999 (Figura 4.17a). As 1200 UTC houve uma diminuição dos valores de K sobre o sul do RS (Figura 4.17b), mas sobre as outras regiões da Região Sul apresentava valores em torno de 35, mantendo a possibilidade de convecção profunda na área. As 0000 UTC do dia 09 (Figura 4.17c), com o deslocamento da frente fria para nordeste, a área de instabilidade também deslocou-se para nordeste, onde neste horário a área de instabilidade estava sobre o PR e a Região Sudeste. O Índice de Levantamento (Figuras 4.17d a 4.17f) apresentou valores em torno de -2 , indicando a possibilidade de formação de convecção intensa sobre SC e PR.

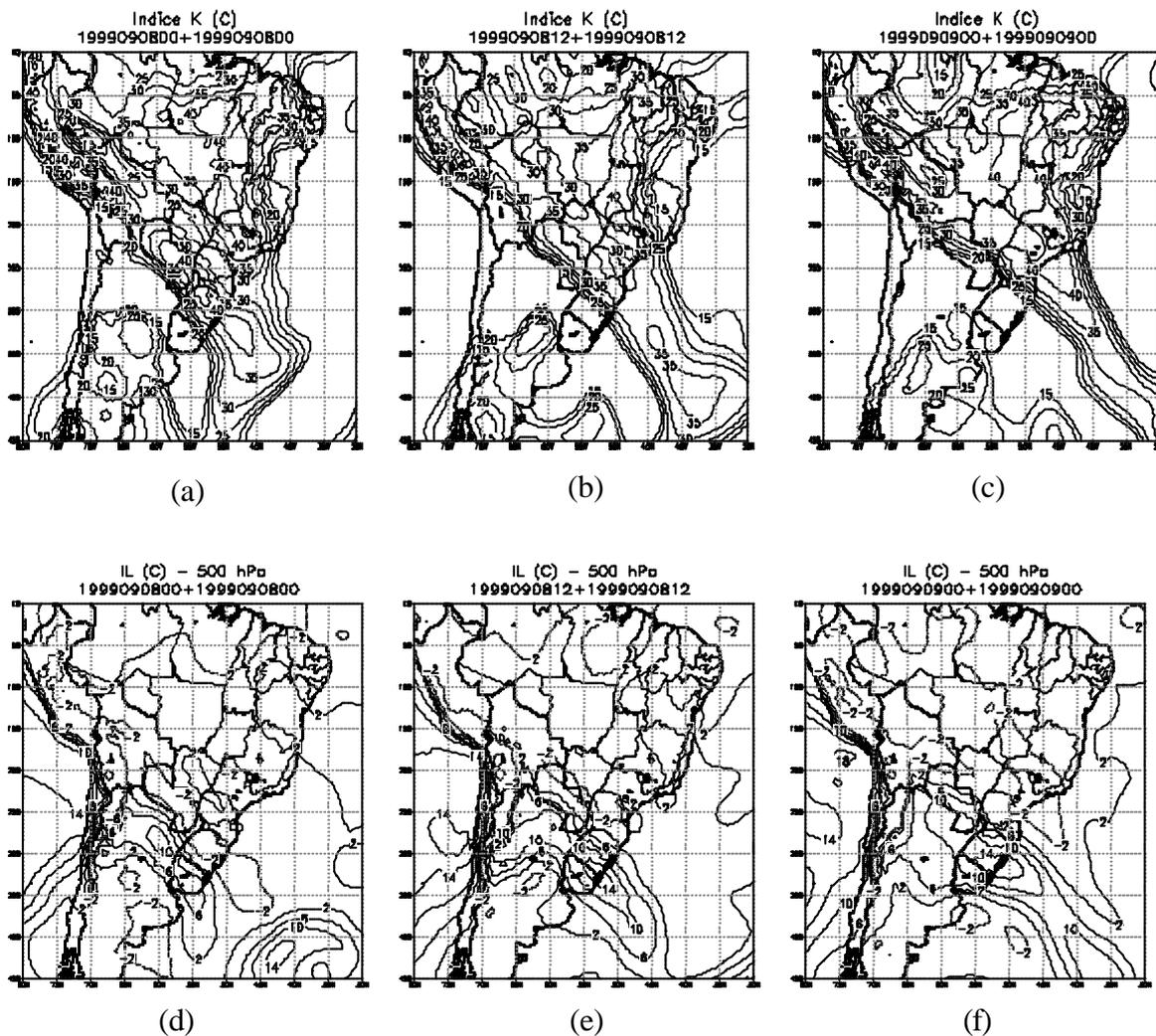


FIGURA 4.17 - Índice K para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 1200 UTC e (c) para 09/09/1999 as 0000 UTC. IS para 08/09/1999 as: (d) 0000 UTC, (e) 1200 UTC e (f) para 09/09/1999 as 0000 UTC.

Os valores de IC para K e IL foram 5 e 4, respectivamente.

O IS também mostrava condições favoráveis para convecção profunda na Região Sul do Brasil, com valores em torno de -4 (Figuras 4.18). Enquanto que as 0000 UTC o ITT mostrava valores altos (em torno de -50) que indicava áreas propícias para convecção profunda (Figura 4.18d). Para os horários das 1200 UTC do dia 08/09/1999 e 0000 UTC

do dia 09/09/1999 os índices IS e ITT apresentavam baixos valores, não favorecendo a convecção profunda (Figuras 4.18b-c e 4.18e-f, respectivamente).

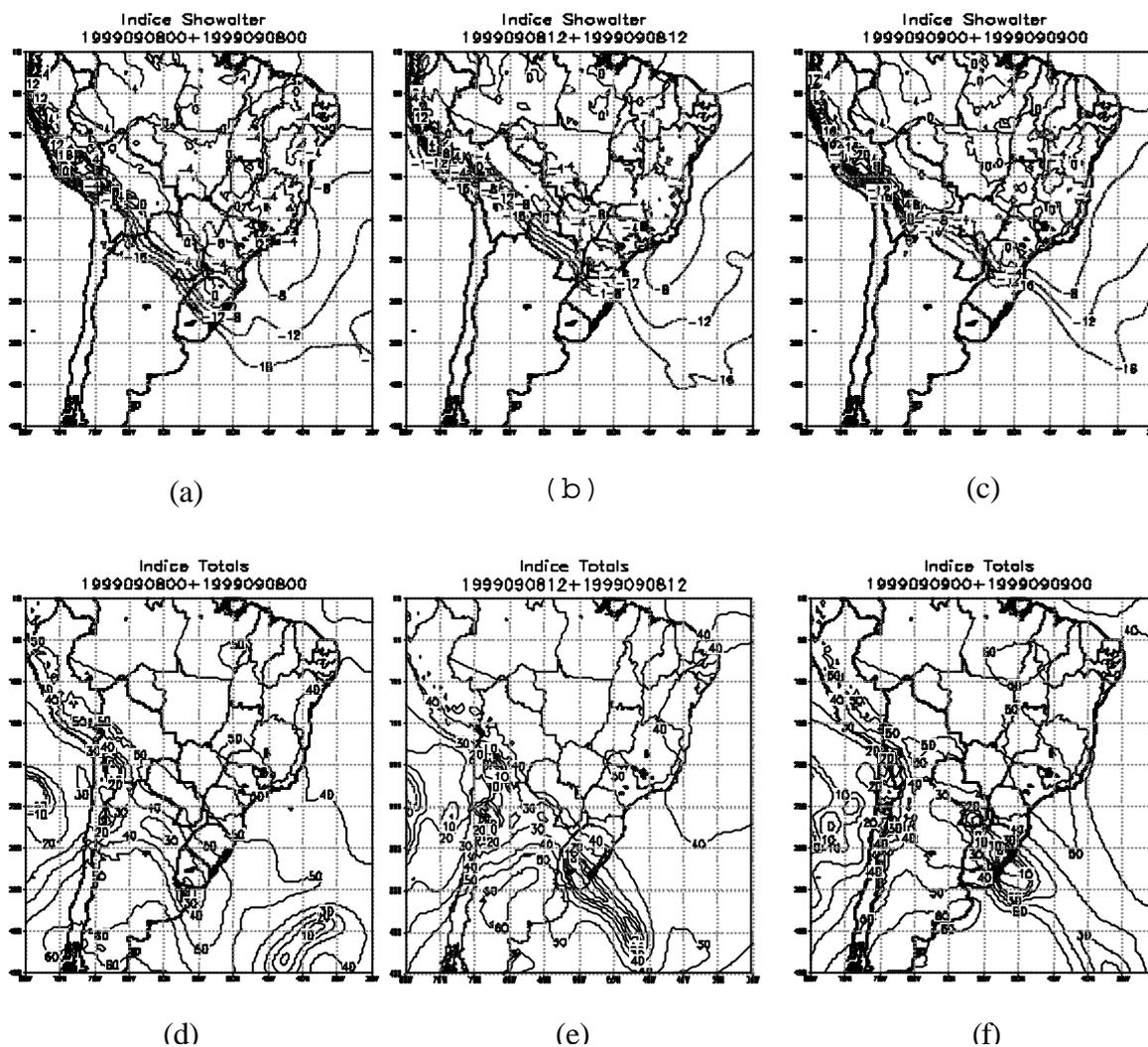


FIGURA 4.18 – IS para 08/09/1999 as: (a) 0000 UTC, (b) 1200 UTC, (c) para 09/09/1999 as 0000 UTC. ITT para 08/09/1999 as: (d) 0000 UTC, (e) 1200 UTC, (f) para 09/09/1999 as 0000 UTC.

Os valores de IC para IS e ITT foram 4 e 10, respectivamente.

4.1.2 – Descrição do Radar

A análise da imagem de radar das 1503 UTC observa-se alguns núcleos de precipitação convectiva de intensidade variando de moderada a intensa sobre o centro de SC (Z superiores a 55 dBZ). Esta convecção tem a forma de uma LI desorganizada, sendo denominada aqui de LD (Figura 4.19a). Vale ressaltar que a LD formou-se as 1300 UTC, conforme imagem de radar deste horário (Figura não mostrada). Na retaguarda da LD observou-se baixos valores de Z associados com chuva estratiforme (Figura 4.19a). À oeste da LD, surgiu outra LI menor (LI1), apresentando alguns núcleos convectivos muito intensos (Z superior a 58 dBZ). Durante as 3 h seguintes, ambas LD e LI1 propagaram-se para nordeste com orientação noroeste-sudeste, e a área estratiforme associada à LD expandiu apenas no seu segmento sul. À oeste da LI1, duas novas LIs orientadas paralelas à esta estavam em formação, referidas aqui como LI2 e LI3 (Figura 4.19d).

A LD dissipou-se as 1803 UTC, e a LI1 duas horas após (Figuras 4.19d e 4.19e). Com o aparecimento de novos núcleos convectivos as 1903 UTC, a LI2 e LI3 aumentaram sua extensão horizontal, principalmente em seu segmento norte (Figura 4.19e). A LI1 se dissipou completamente as 2003 UTC (Figura 4.19f) e a LI3 se aproximou da LI2, o que contribuiu para seu enfraquecimento, as quais uniram-se formando uma única LI (referida como LI4), com uma região convectiva de 45 km de largura e 410 km de comprimento. Atrás desta foi detectada uma extensa área com precipitação estratiforme fraca (Z em torno de 20 dBZ), com dimensões de 120 km de largura e 420 km de comprimento. Este padrão de LI com precipitação estratiforme em sua retaguarda é similar aqueles observados por Johnson e Hamilton (1988), Houze et al. (1990), Braun e Houze (1994), entre outros, sendo típico de uma LI em seu estágio maduro.

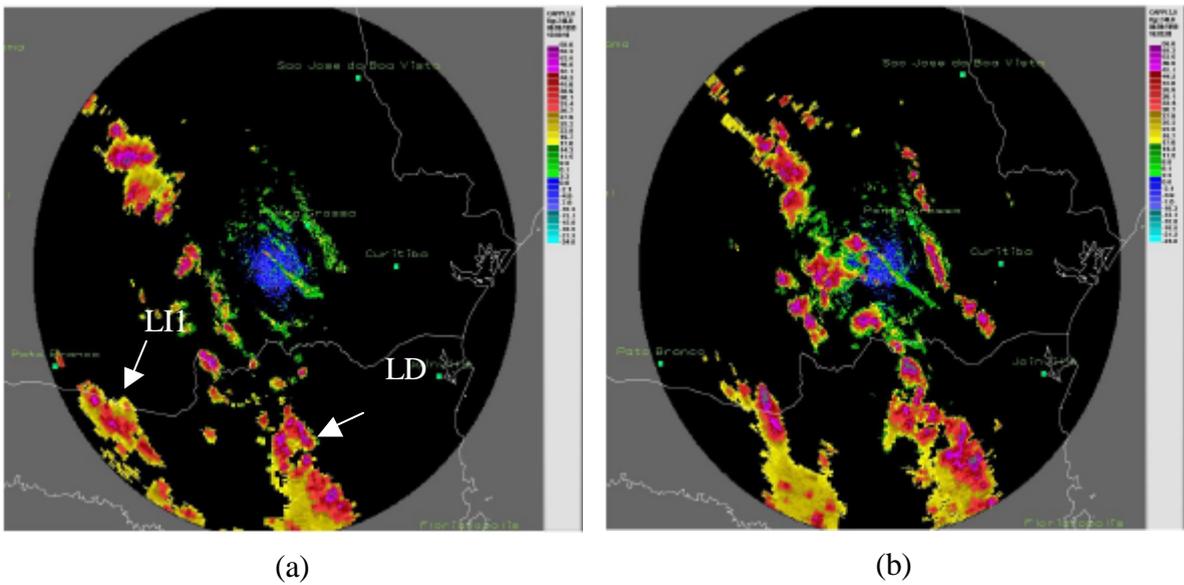
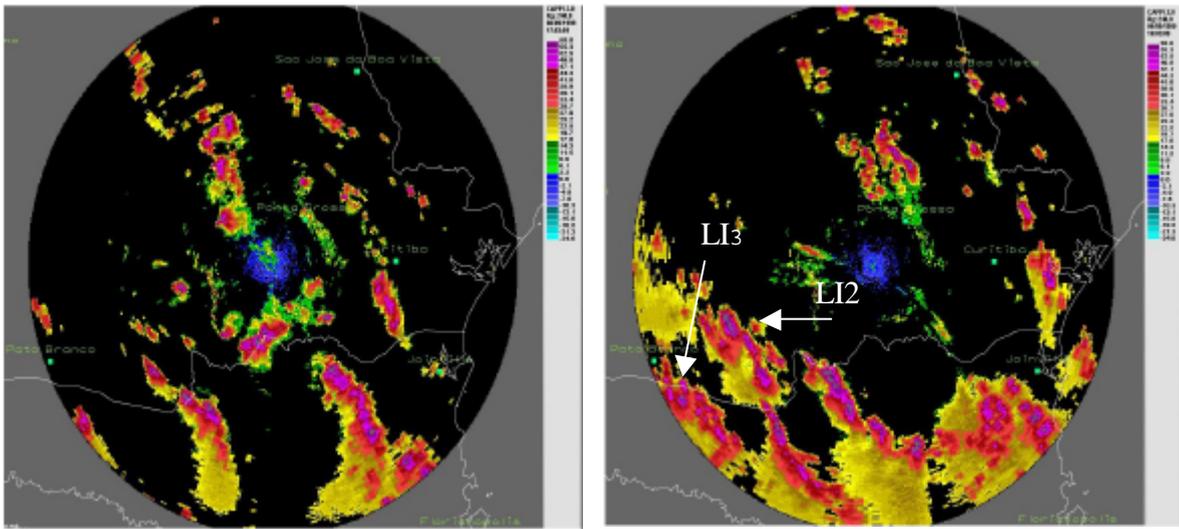


FIGURA 4.19 - Imagens CAPPI no nível 2.0 (dBZ) para 08/09/1999 as: (a) 1503 UTC, (b) 1603 UTC, (c) 1703 UTC, (d) 1803 UTC, (e) 1903 UTC, (f) 2003 UTC, (g) 2033 UTC, (h) 2118 UTC, (i) 2218 UTC, (j) 2318 UTC, para 09/09/1999 as: (k) 0018 UTC, (l) 0118 UTC, (m) 0148 UTC.

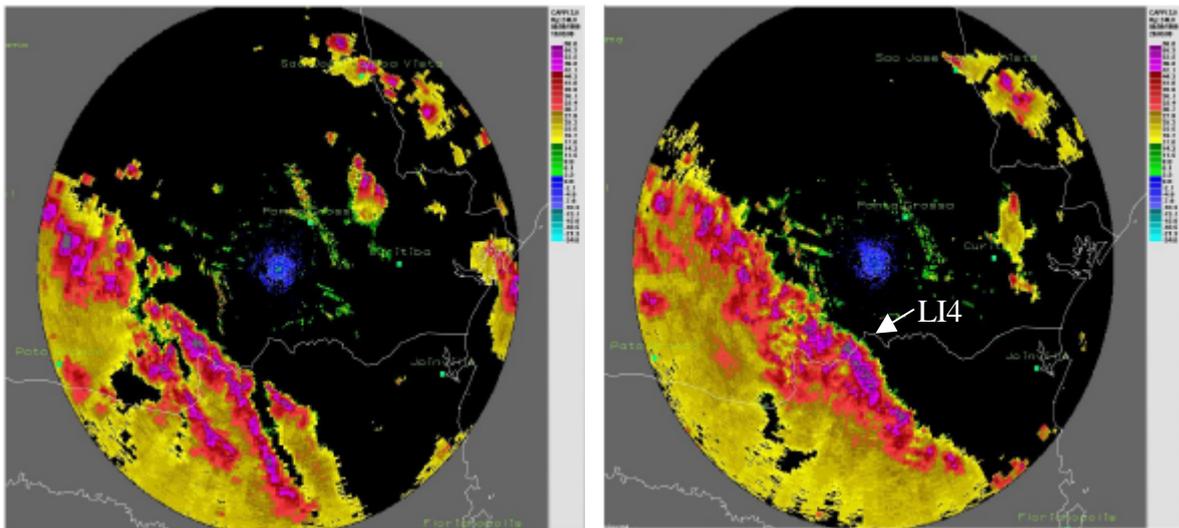
As cores vermelhas representam a parte convectiva (Z superior a 34 dBZ) e a amarela a região estratiforme (Z inferior a 35 dBZ). Escala de cores em dBZ. Entre 17,0 a 30,6 dBZ cor amarela representa a região estratiforme, 30,7 a 47,0 dBZ, cor vermelha representa a região convectiva fraca a moderada e 47.1 a 58 dBZ cor violeta representa convecção moderada a intensa. Cores verde e azul mostram os ecos de terreno.

(continua)



(c)

(d)

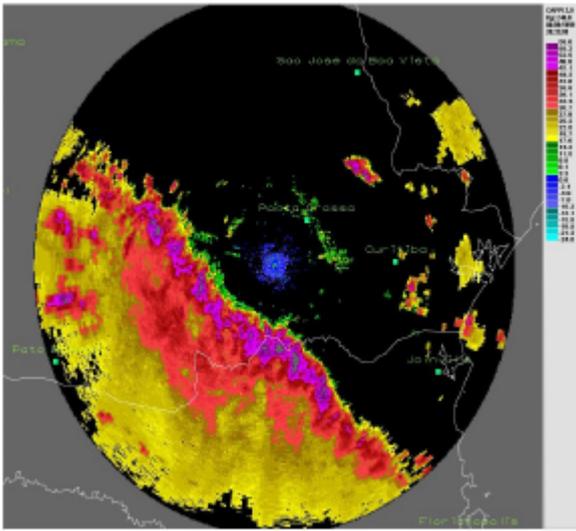


(e)

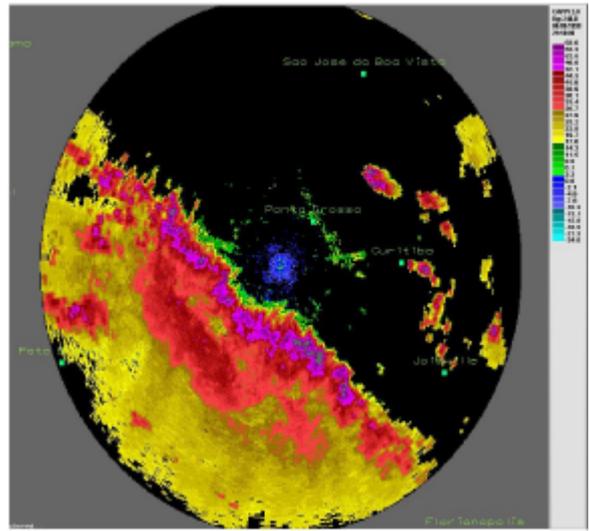
(f)

FIGURA 4.19 – Continuação

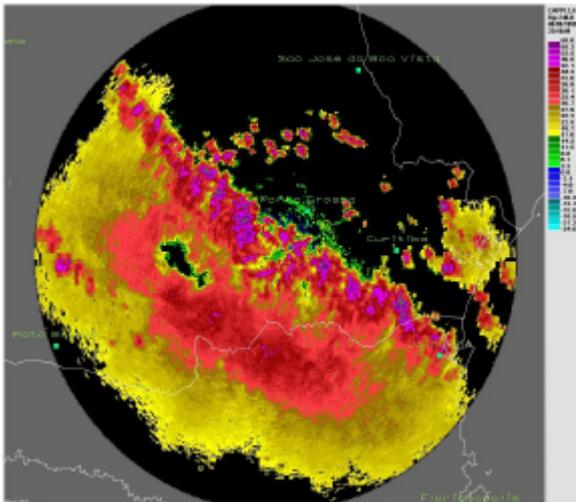
(continua)



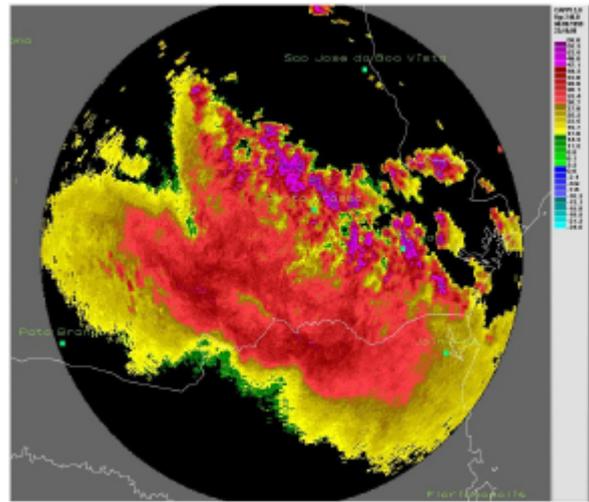
(g)



(h)



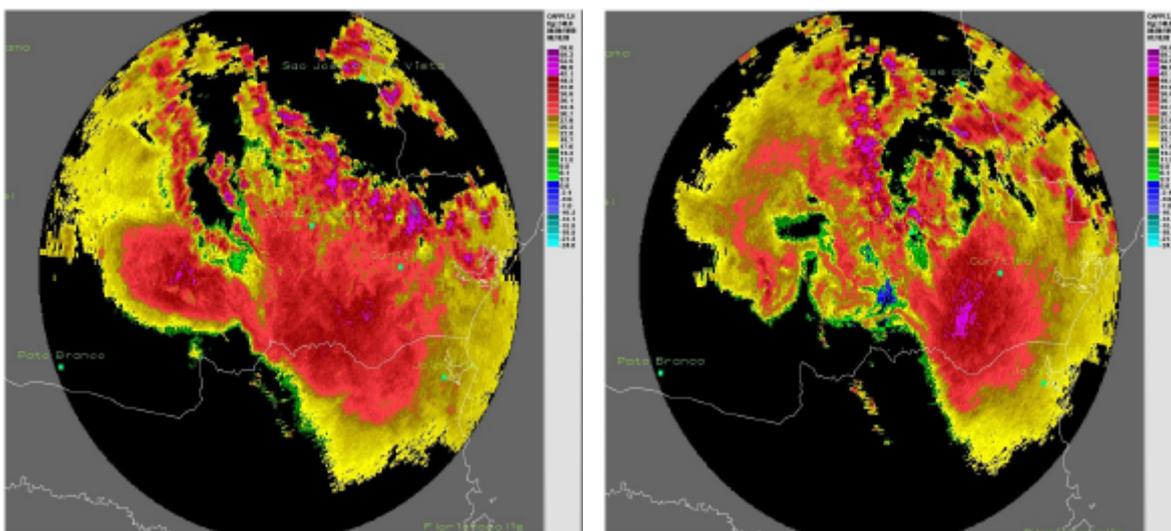
(i)



(j)

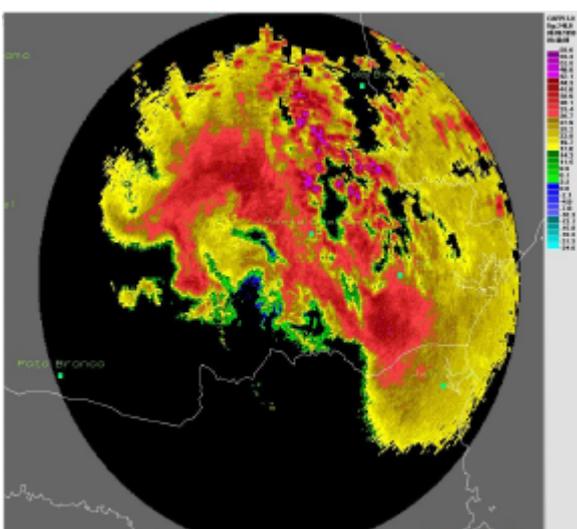
FIGUARA 4.19 – Continuação

(continua)



(k)

(l)



(m)

FIGURA 4.19 – Conclusão.

A LI4 continuou se intensificando e as 2033 UTC tornou-se uma linha sólida bem definida, com 30 km de largura e 255 km de comprimento, apresentando alguns núcleos de precipitação convectiva intensa (Figura 4.19g). Entre as regiões convectiva e estratiforme encontra-se uma zona de transição (zona de baixos valores de Z). A zona de transição é geralmente, associada a correntes descendentes das células convectivas no seu último estágio de vida, ou seja, quando as gotas de chuva maiores já

precipitaram. Após duas horas, a região convectiva associada à LI4 ainda permanecia bem definida e o setor estratiforme expandia devido a dissipação das células de precipitação intensa presentes na região convectiva, atingindo uma área de 175 km de largura e 270 km de extensão (Figura 4.19i). As 2318 UTC, a região convectiva associada a LI4 começou a se dissipar (Figura 4.19j) e as 0018 UTC de 09/09/1999 (Figura 4.19k) este sistema mostrou uma configuração desorganizada, com apenas um núcleo de precipitação convectiva intensa em seu segmento sul e poucos núcleos com precipitação convectiva de intensidade moderada (Z acima de 53 dBZ). A Figura 4.20 ilustra as sucessivas posições de deslocamento de LI1, LI2, LI3 e LI4. A Tabela 4.1 apresenta uma síntese das principais características das LIs desenvolvidas no período de 08-09/09/1999, obtidas por meio de dados do radar.

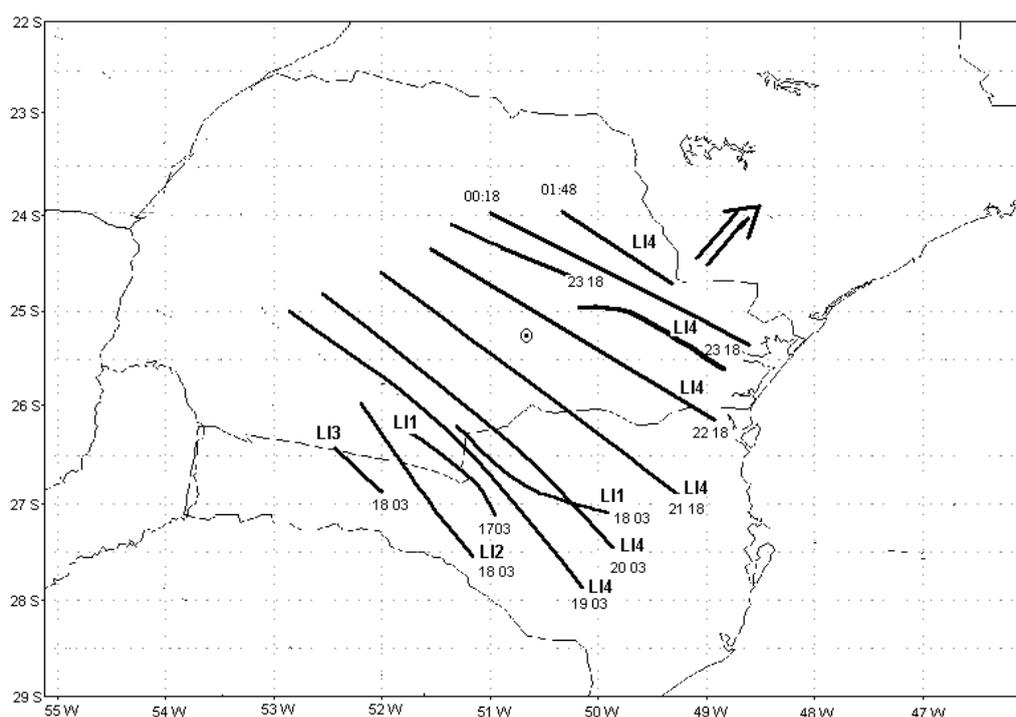


FIGURA 4.20 – Sucessivas posições do eixo convectivo das LIs desenvolvidas em 08-09/09/1999.

Os números referem-se ao horário expresso em UTC, e a seta indica a direção de propagação das LIs.

TABELA 4.1 – Características das LIs desenvolvidas no período de 08-09/09/1999.

Nomes das LIs	Estágios			Tempo de vida (h)	Velocidade de propagação (m s ⁻¹)	Extensão	
	Formação (UTC)	Maturação (UTC)	Dissipação (UTC)			Comprimento (km)	Largura (km)
LD	1300	1600	1800	0500	11,1	470	46
LI1	1500	1800	2000	0420	09,9	140	31
LI2	1700	1800	2000	0300	14,4	355	46
LI3	1800	1900	2000	0200	11,0	124	30
LI4 (=LI2+LI3)	2000	2100	0130	0430	12,9	480	124

4.1.3 - Descrição de Mesoescala

O propósito dessa seção é descrever as características sinóticas e de mesoescala das LIs desenvolvidas sobre o Estado do PR. As Figuras 4.21, 4.22 e 4.23 apresentam os campos de P e PNM, T, vento e UR, respectivamente, para todo o período de ocorrência desse caso de LI.

A análise dos campos de P e PNM das estações de superfície do SIMEPAR para as 1500 UTC mostra duas áreas de precipitação associadas com a LD. A primeira delas, referida como P1 e localizada no centro-sul do PR, fronteira com SC, e a outra referida como P2, localizada sobre o centro-noroeste do PR (Figura 4.21a). Ambos P1 e P2 estão associadas com dois sistemas de baixa pressão (B1 e B2, respectivamente), com centros de 1000 hPa e 1004 hPa, respectivamente. À sudoeste da segunda área de precipitação observou-se um sistema de alta pressão de mesoescala com centro de 1010 hPa, identificada por A1 (Figura 4.21a). As 1900 UTC (Figura 4.21b), devido à aproximação da LI2 e da frente fria em superfície (Figura 4.21b), os sistemas B1 e B2 se intensificaram em 4 hPa e 5hPa, respectivamente, enquanto que A1 desintensificou-se 4 hPa. Neste instante, formou-se sobre B2 outro núcleo de precipitação de 10 mm h⁻¹ associados com a LI4.

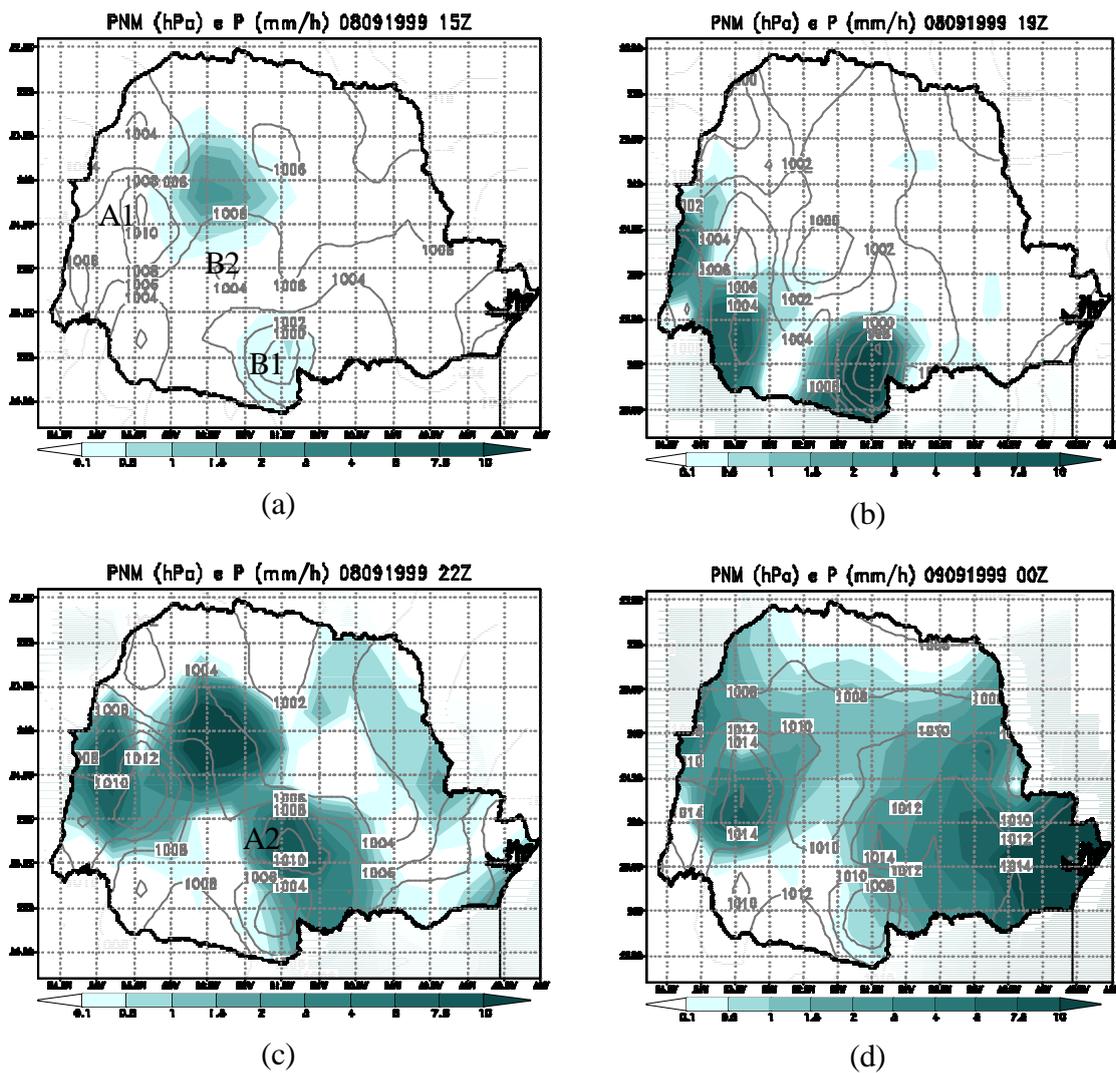
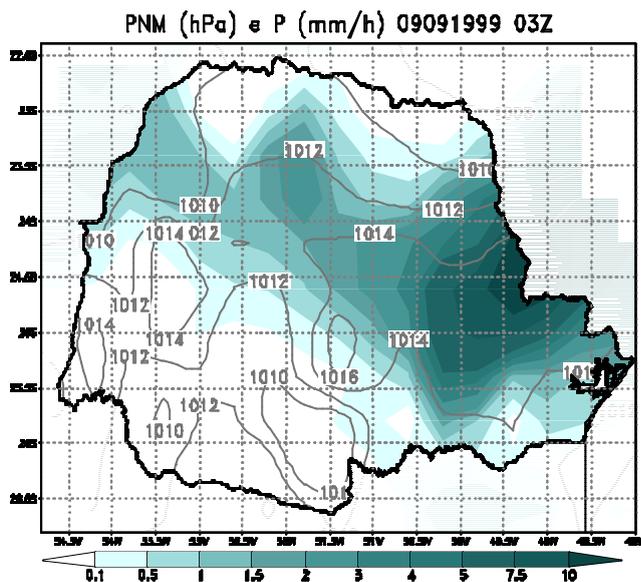


FIGURA 4.21 - Campos de P (mm) e PNM (hPa) para 08/09/1999 as: (a) 1500 UTC, (b) 1900 UTC, (c) 2200 UTC e para 09/09/1999 as: (d) 0000 UTC, (e) 0300 UTC.

IC = 1 hPa. A área sombreada indica a P.

(continua)



(e)

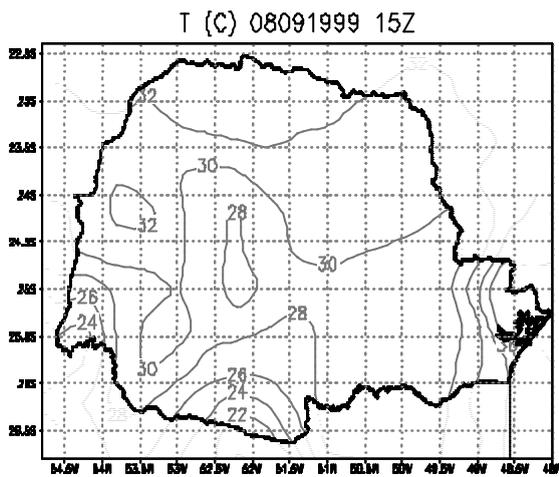
FIGURA 4.21 – Conclusão.

Comparando-se as Figuras 4.19g e 4.21c observa-se que 2h após, B1 desintensificou-se devido a passagem da LI4 sobre a região, e sobre o núcleo de precipitação da LI4 formado no centro do PR, houve a formação de uma mesoalta (A2) com pressão central de 1010 hPa. De acordo com Jonhson e Hamilton (1988) esta mesoalta caracteriza uma perturbação positiva de pressão, formada devido ao acúmulo de ar frio trazido para a superfície pelas intensas correntes descendentes na região convectiva. Com o deslocamento da LI4 para nordeste, A1 intensificou-se em 5 hPa (Figura 4.21c).

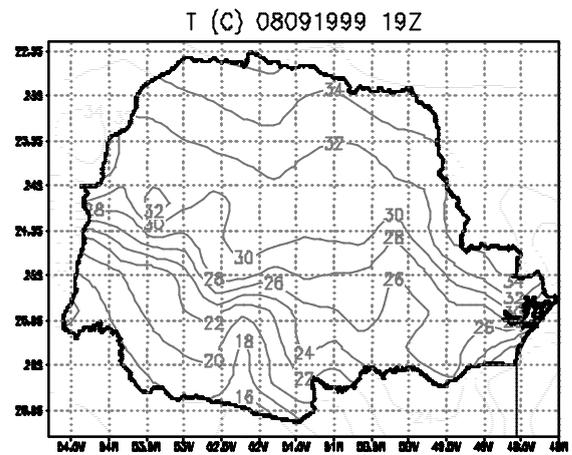
As 2318 UTC (Figura 4.21j) quando a LI4 estava mais intensa, observou-se que a PNM estava mais baixa na fronteira do PR com SP as 0000 UTC do dia 09/09/1999 (Figura 4.21d). Sobre P2 continuava observando-se a A2, e um núcleo de T baixa, da ordem de 16 °C (Figura 4.21d). O gradiente de T associado com a zona frontal deslocou-se para norte, sendo acompanhado pela LI4. Pelo campo de vento observou-se uma região de confluência adiante da LI4, junto ao gradiente de temperatura sobre o norte do PR. Nas demais regiões do PR o vento apresentava-se variável, com fraca intensidade. A UR encontra-se em torno de 90 % em praticamente todo o estado.

Pelos campos de P e PNM das 0300 UTC do dia 09/09/1999 (Figura 4.21e), ainda era observado alguns núcleos de precipitação, mas associado à nebulosidade da frente fria em superfície que localizava-se sobre todo o PR (Figura 4.1i). A PNM apresentou pouca variação sobre o PR, com valores de 1009 hPa na fronteira sul do PR com SC e uma mesoalta com centro de 1015 hPa sobre a área de precipitação no centro - nordeste do PR.

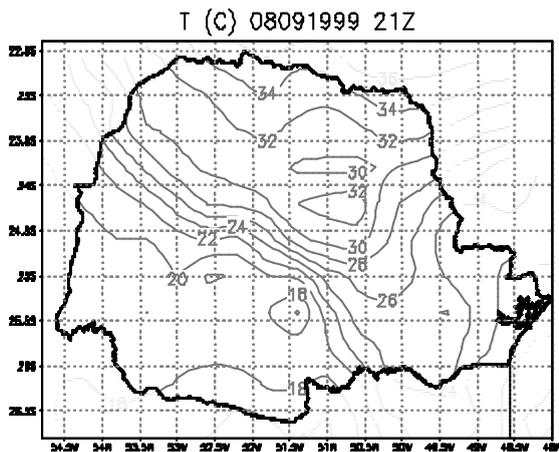
O campo de T para as 1500 UTC (Figura 4.22a) mostrou-se uniforme sobre quase todo o PR, exceto sobre P1, onde T foi da ordem de 28 °C. Entre as 1500 UTC e as 1900 UTC, notou-se a entrada de ar frio no sul do estado do PR e também um gradiente de T estendendo-se do sul até o centro do PR (Figura 4.22b). As 2100 UTC esse gradiente de T entre o centro e o norte do PR foi de 14 °C, sendo mais intenso sobre o centro do estado, e seguiu a orientação da LI4 (Figura 4.22c). Com o deslocamento da LI4 e da frente fria para nordeste, as 0300 UTC a massa de ar frio penetrou sobre praticamente todo o PR (Figura 4.22e).



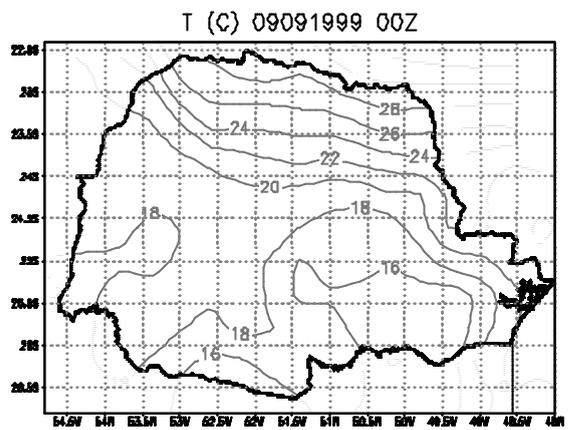
(a)



(b)



(c)

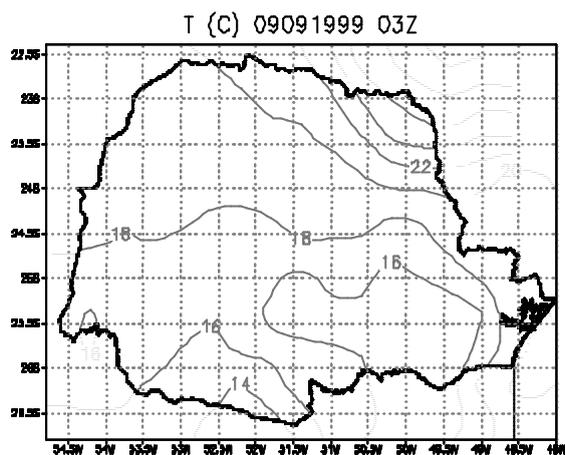


(d)

FIGURA 4.22 - Campos de T (°C) para 08/09/1999 as: (a) 1500 UTC, (b) 1900 UTC, (c) 2100 UTC e para 09/09/1999 as: (d) 0000 UTC, (e) 0300 UTC.

IC = 2 °C.

(continua)



(e)

FIGURA 4.22 – Conclusão.

O campo de vento as 1500 UTC mostrou-se uniforme sobre quase todo o PR (Figura 4.23a), exceto sobre P1 (Figura 4.23a), que apresentou fraca difluência dos ventos de noroeste e confluência à sudeste deste núcleo (Figura 4.23a). Com o deslocamento e intensificação da LI2 e LI3 para nordeste observou-se as 1900 UTC confluência dos ventos adiante dos núcleos de precipitação (Figura 4.23b), devido a intensificação da B1 e a entrada da frente fria.

A análise dos campos de vento e de UR das 2100 UTC (Figura 4.23c) mostram que adiante do gradiente de T localizado sobre o centro-norte do PR (Figura 4.22c), havia uma região de confluência dos ventos, estendendo-se do noroeste/centro do PR até a fronteira com SC, devido a aproximação da LI4. Pela entrada do ar frio, houve uma queda de T sobre a zona frontal, elevando a UR, enquanto que, adiante do sistema a UR estava baixa. O vento estava com fraca intensidade as 0300 UTC e apresentava-se variável desde a fronteira sul do PR com SC até o norte do PR, e de noroeste sobre o leste do PR, devido a presença da frente fria (Figura 4.3e).

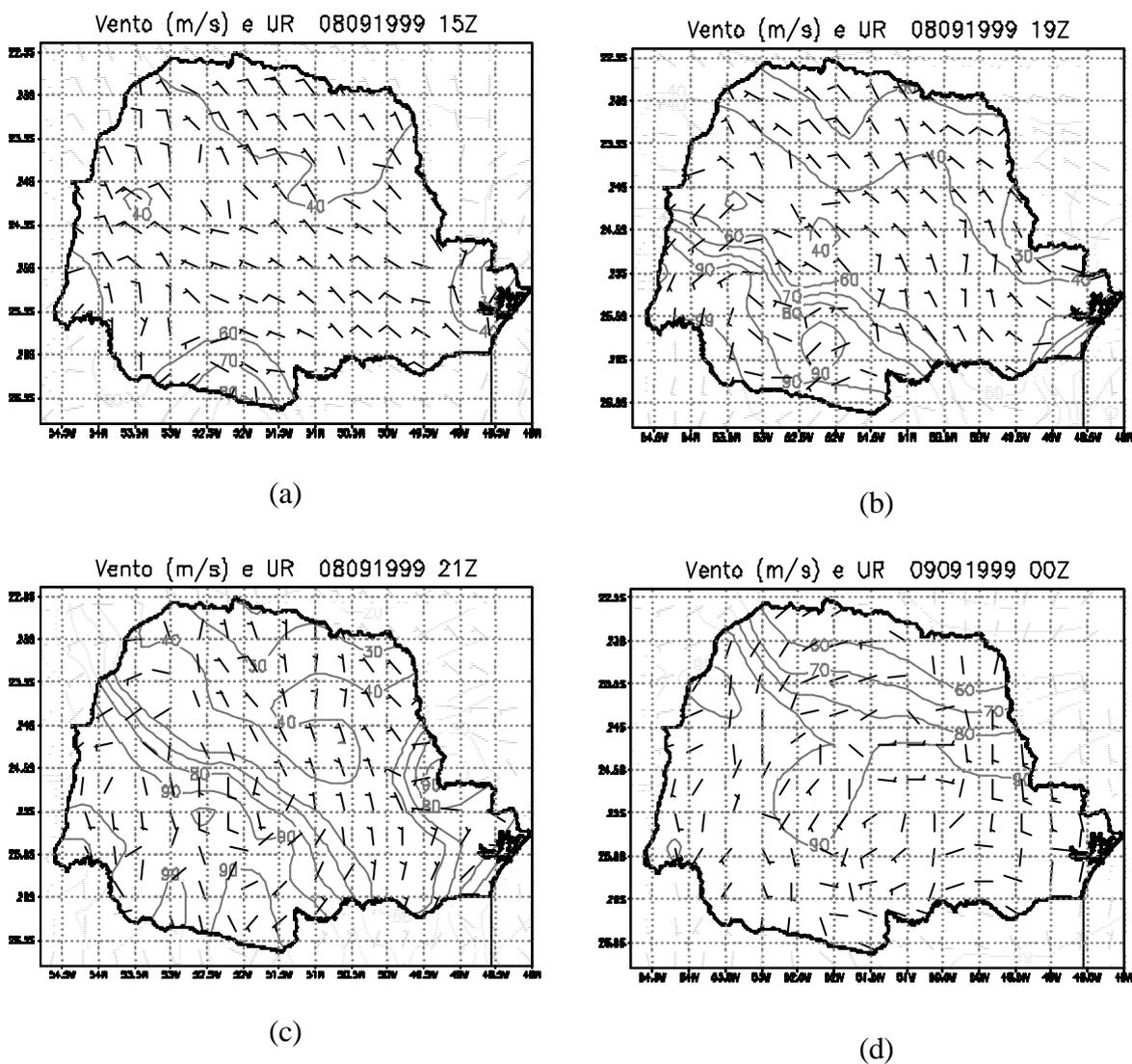
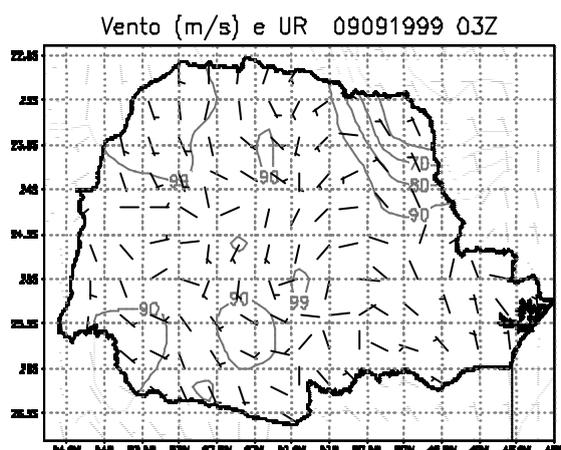


FIGURA 4.23 – Campos de vento (m s^{-1}) e UR (%) para 08/09/1999 as: (a) 1500 UTC, (b) 1900 UTC, (c) 2100 UTC e para 09/09/1999 as: (d) 0000 UTC, (e) 0300 UTC.

IC = 1 m s^{-1} e IC = 10 %, respectivamente.

(continua)



(e)

FIGURA 4.23 – Conclusão.

4.1.4 - Assinatura da Passagem da LI4 em Superfície

A passagem da LI4 pelas cidades de Guarapuava e Curitiba (Figura 3.1) pode ser percebida através das medidas realizadas pelos instrumentos da Estação Meteorológica do SIMEPAR para o período entre 18 UTC do dia 08/09/1999 e 03 UTC do dia 09/09/1999. A precipitação observada se iniciou em torno das 20 UTC (Figura 4.24) em Guarapuava e atingiu o máximo de 16.2 mm h^{-1} as 21 UTC do dia 08/09/1999 e caiu para valores de 2.2 mm h^{-1} as 22 UTC do dia 09/09/1999, enquanto que 3 horas após as 00 UTC do dia 09/09/1999 a LI4 passou por Curitiba, atingindo um máximo de 17.0 mm h^{-1} .

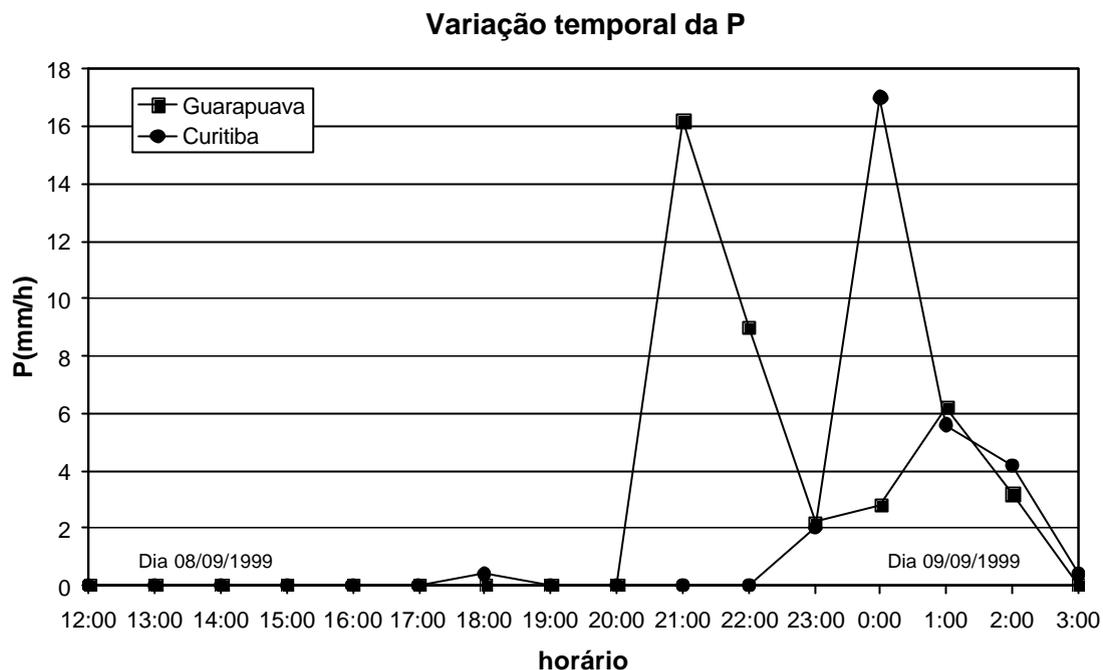


FIGURA. 4.24 - Precipitação observada nas cidades de Curitiba e Guarapuava em 08/09/1999.

Os dados de vento em superfície para Guarapuava (Figura 4.25) indica a passagem de uma frente de rajada entre as 17 UTC e 18 UTC de $16,7 \text{ m s}^{-1}$, com mudança da direção do vento de N para SW. Momentos antes da passagem da região convectiva da LI4 sobre Guarapuava outra intensificação dos ventos, porém não tão intensa quanto a primeira foi observada de 9 m s^{-1} entre as 2000 UTC e 00 UTC, com o vento mudando de nordeste (NE) para oeste (W). Após a passagem da região convectiva da LI4, o vento tornou-se de NE. Sobre Curitiba a frente de rajada atua entre as 1900 UTC e 2000 UTC com valor de $9,9 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 4.25). Duas horas após a passagem da LI4 sobre Guarapuava, houve uma mudança da direção do vento de norte para sudeste, passando posteriormente para sul-sudoeste (SSW). Durante o período de precipitação entre as 2300 UTC e 0200 UTC, o vento girou de SSW para NNW sem rajadas, permanecendo assim durante a passagem do sistema. Após o período de precipitação, o vento girou para oeste-noroeste (W-NW) sob o efeito do ambiente sinótico da frente fria.

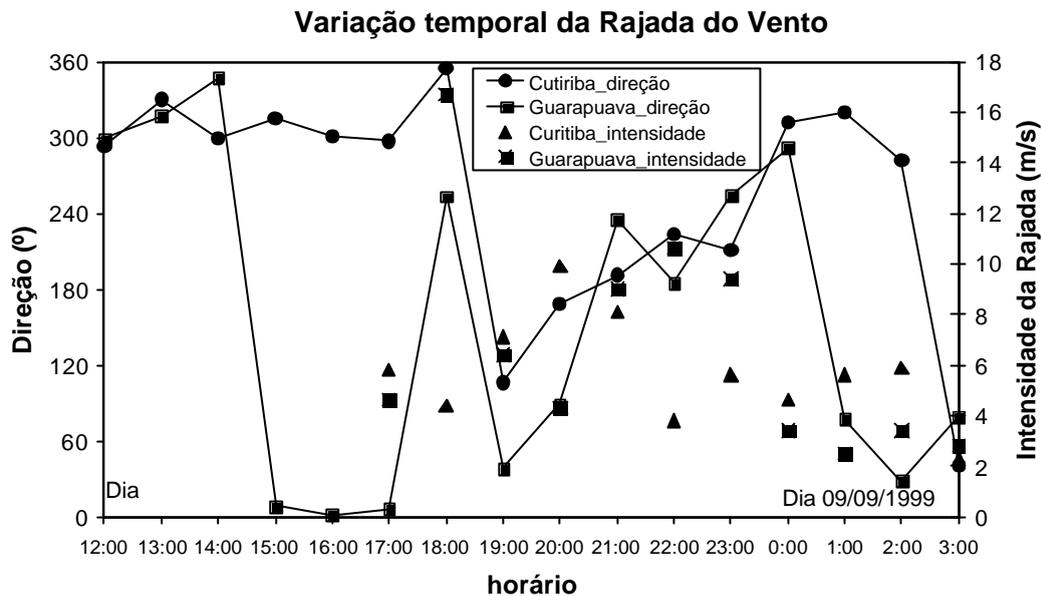


FIGURA 4.25 - Rajada do vento registrado nas cidades de Curitiba e Guarapuava no dia 08/09/1999. Intensidade a rajada ($m s^{-1}$) indicada por pontos e a direção pela linha contínua.

Na variação da pressão atmosférica para Guarapuava nota-se uma queda da PNM entre as 1600 UTC e 1900 UTC de 3 hPa (Fig. 4.26), e há uma subida repentina de 7 hPa entre 2000 UTC e 2100 UTC, indicando a passagem da região convectiva da LI4, que também pode ser verificada pela queda de T de 7,3 °C no mesmo horário (Figura 4.27). Este decréscimo da T ocorre devido ao ar frio trazido dos níveis médios para a superfície pelas intensas correntes descendentes da região convectiva e também pela aproximação da frente fria. Após este horário, a pressão continuou subindo devido a penetração de um sistema de alta pressão. Para a cidade de Curitiba (Fig. 4.26) mostra que entre as 2200 UTC e as 0000 UTC houve um aumento rápido da PNM de 7,6 hPa. De acordo com Johnson e Hamilton (1988) e Sales (2000) este salto caracteriza uma região de perturbação positiva (mesoalta) que ocorre devido ao acúmulo de ar frio trazido para a superfície pelas intensas correntes descendentes da LI4 e também pela aproximação da frente fria.

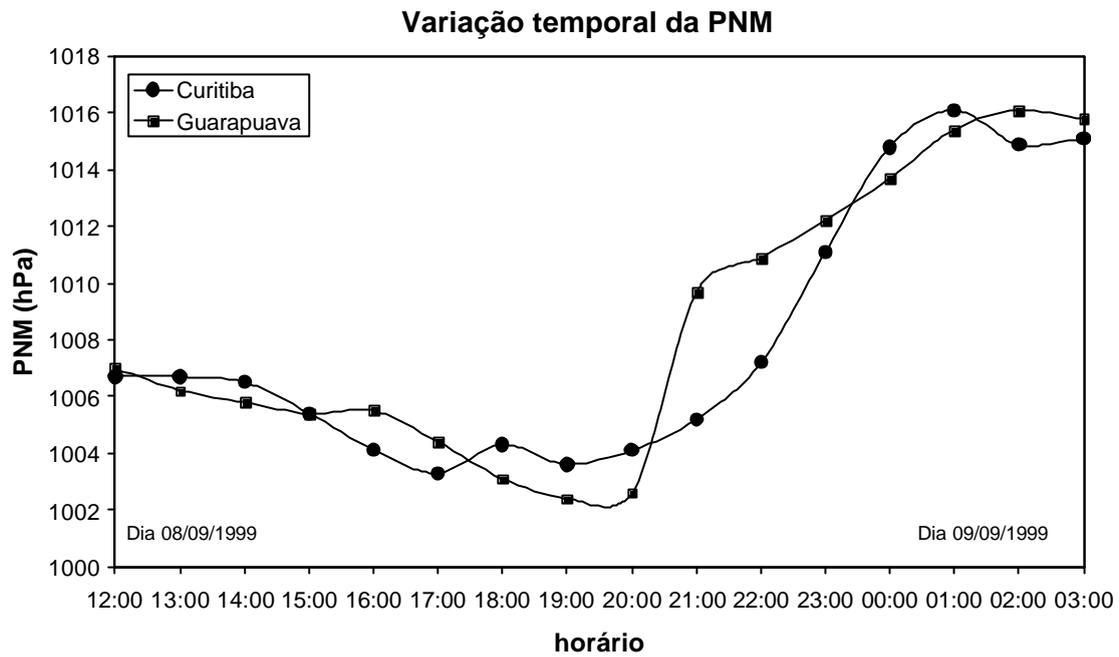


FIGURA 4.26 - PNM observada nas cidades de Curitiba e Guarapuava em 08/09/1999.

A análise da evolução temporal da T para Curitiba (Fig. 4.27) indica que partir das 2100 UTC uma queda gradativa da T, atingindo um mínimo de 15,4 °C as 0000 UTC, devido a precipitação da região convectiva da LI4 e também pela aproximação da frente fria, mostrando a penetração da piscina de ar frio da LI4 e do ar frio da frente fria.

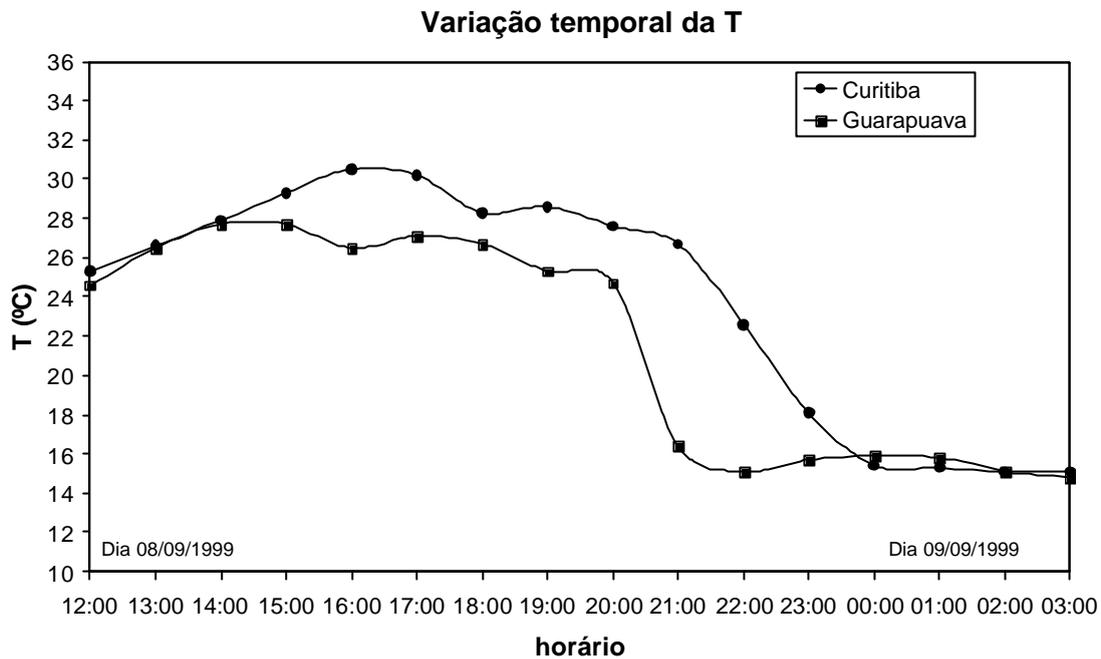


FIGURA 4.27 - T (°C) registrada nas cidades de Curitiba e Guarapuava em 08/09/1999.

4.1.5 – Discussão dos Resultados do caso 1

Neste item será discutido os fatores que levaram a formação da LI que ocorreu entre os dias 08 e 09 de setembro de 1999, na fronteira de SC com o PR. Neste período cinco LIs se formaram, porém a última delas (LI4) foi a que apresentou maior extensão horizontal, sendo considerada como referência nesta seção.

A LI4 formou-se associada com uma frente fria em superfície que se deslocava para nordeste sobre a Região Sul do Brasil. No estágio de formação, a LI foi formada por células isoladas localizadas no sudoeste do Estado do PR. O ambiente era caracterizado por altos valores dos índices K (da ordem de 30-40), IL (-2) e IS (-4 a -8), propiciando a formação de células convectivas. Portanto, nesse estágio do ciclo de vida da LI4 as células foram intensas e com alta taxa de precipitação (da ordem de 10 mmh^{-1}), embora com curto tempo de vida. A evolução do sistema ocorreu onde havia uma maior confluência dos ventos em baixos níveis (Figura 4.5d) e um máximo de q (Figura

4.14c). Assim, o mecanismo de formação das primeiras células convectivas da LI4 provavelmente esteve relacionado com o desenvolvimento da região de convergência de umidade em baixos níveis e com o levantamento em escala sinótica provocado pela aproximação da frente fria em superfície.

As características da LI4 descritas neste estudo, tais como células convectivas embebidas em uma área uniforme de Z, a região convectiva seguida da região estratiforme, mesoaltas associadas aos núcleos convectivos, também foram observadas por Houze et al. (1989), Houze et al. (1990), Abdoulev et al. (1998), Sales (2000).

Nos baixos níveis um dos mecanismos que auxiliou a instabilizar a região onde a LI4 se formou foi a presença de um jato intenso em baixos níveis (velocidade de 21 ms^{-1}), que trouxe umidade e calor da Região Amazônica para a região de formação da LI, favorecendo a convergência de massa em baixos níveis. Outro mecanismo que favoreceu a formação da LI4 foi a aproximação de um cavado em médios e altos níveis, que desestabilizou a troposfera provocando a divergência de massa nos altos níveis e convergência nos baixos níveis. A circulação transversal na entrada do jato em altos níveis pode ter favorecido para a intensificação do movimento ascendente e portanto a formação da LI.

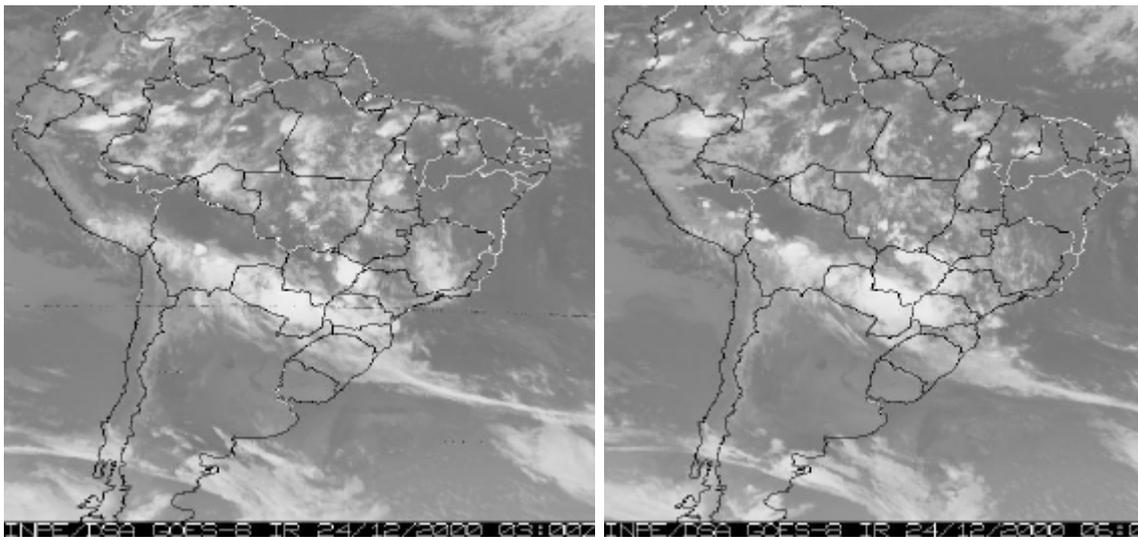
O intenso gradiente de T atrás da frente fria em superfície, com ar úmido e uma crista no campo de θ_e , desenvolveu convecção na região, tornando a troposfera nos baixos níveis instável, ajudando no desenvolvimento convectivo ao longo da frente fria.

A CAPE e o ITT não foram bons indicadores de convecção profunda para o caso estudado, enquanto o Índice K indicou a possibilidade de ocorrência de convecção profunda.

4.2 – Caso 2

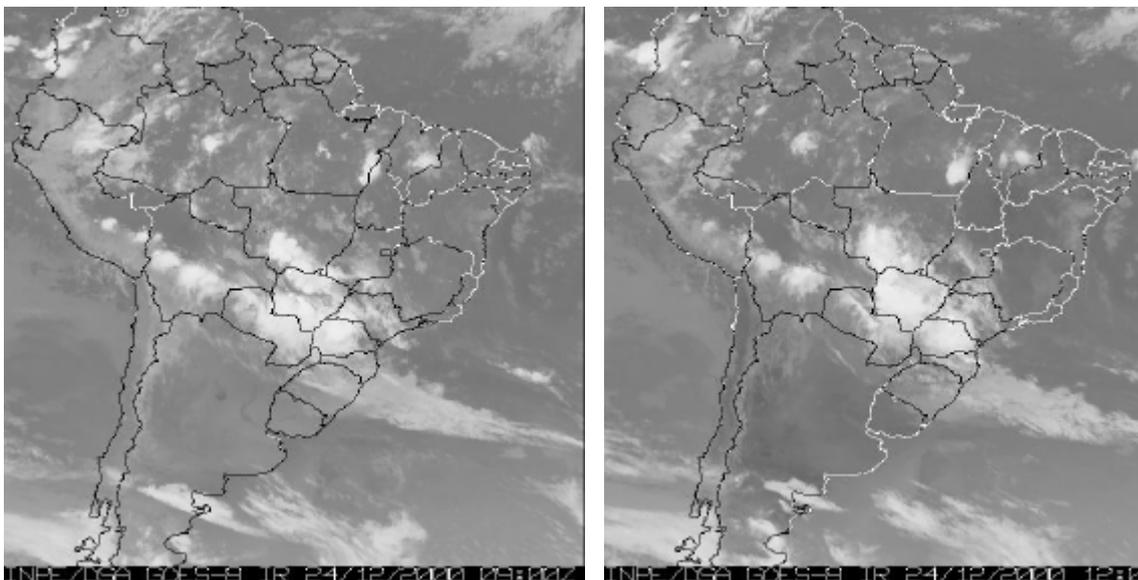
Neste item é descrito o ciclo de vida do segundo caso de LI, composto pelos estágios de formação, intensificação, maturação e dissipação. Esta LI, denominada de LI8, formou-se perpendicular a uma frente fria localizada sobre o estado do PR no dia 24 de dezembro de 2000, por volta das 1330 UTC. Seu deslocamento horizontal foi de aproximadamente 200 km, para leste, com uma velocidade média de $6,3 \text{ m s}^{-1}$ e um período de 6 h e 40 min. A orientação da LI8 foi sudoeste/nordeste das 1350 UTC até as 1730 UTC, e das 1730 UTC até as 2030 UTC foi meridional (norte-sul). Este sistema provocou precipitação durante sua passagem sobre o PR, com valores pontuais da ordem de 16,4 mm entre as 1500 UTC e 1600 UTC em Curitiba e de 10,8 mm em Guaratuba (litoral do estado) as 1800 UTC (SIMEPAR,2002).

A seqüência de imagens de satélite (Figura 4.28) mostra a evolução da situação sinótica sobre a AS no dia 24/12/2000. Nota-se a presença de uma faixa de nebulosidade, estendendo-se desde o sul da Bolívia, Paraguai, PR, SC, RS até o Oceano Atlântico Sul, com orientação noroeste-sudeste (Figura 4.28a). Esta nebulosidade está associada a uma frente fria, como pode-se ver na análise da carta de superfície (Figura 4.29). A atividade convectiva mais intensa posicionou-se sobre o Paraguai e o sudoeste do PR. Uma outra área convectiva intensa desenvolveu-se sobre o leste do MS, próxima ao centro de baixa pressão com valor de 1008 hPa (Figura 4.29). As 0900 UTC a frente fria deslocou-se para nordeste, e a nebulosidade sobre o centro-sul do Paraguai, RS, SC e centro-leste do PR diminuiu (Figura 4.28c). Somente sobre o sul do MS, leste do Paraguai e oeste noroeste do PR havia muita convecção. As 1200 UTC (Figura 4.28d) áreas convectivas ainda eram observadas sobre o centro e o nordeste do PR, onde se desenvolveu a LI8 que será discutida a seguir, com as imagens de radar e dados de superfície do SIMEPAR. Com o deslocamento da frente fria para a Região Sudeste, as 1745 UTC a nebulosidade diminuiu sobre a Região Sul (Figura 4.28f), permanecendo a convecção mais intensa sobre o leste do PR, e sobre as Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil (Figura 4.28g). Enquanto que as 0300 UTC do dia 25/12/2000 pouca nebulosidade era observada sobre a Região Sul (Figura 4.28h).



(a)

(b)

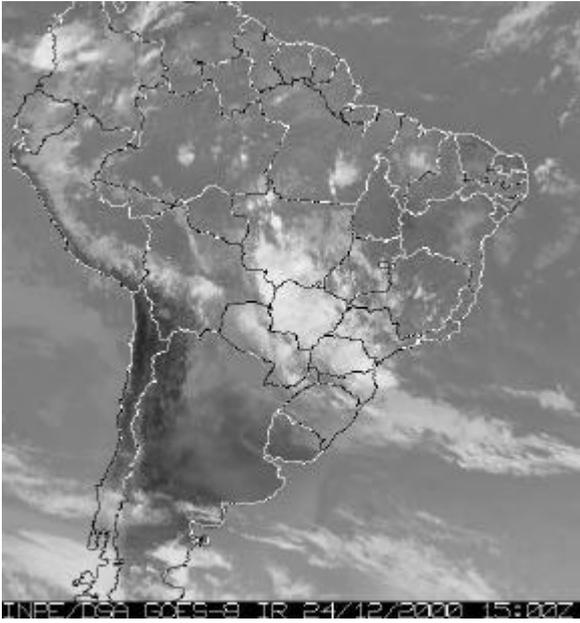


(c)

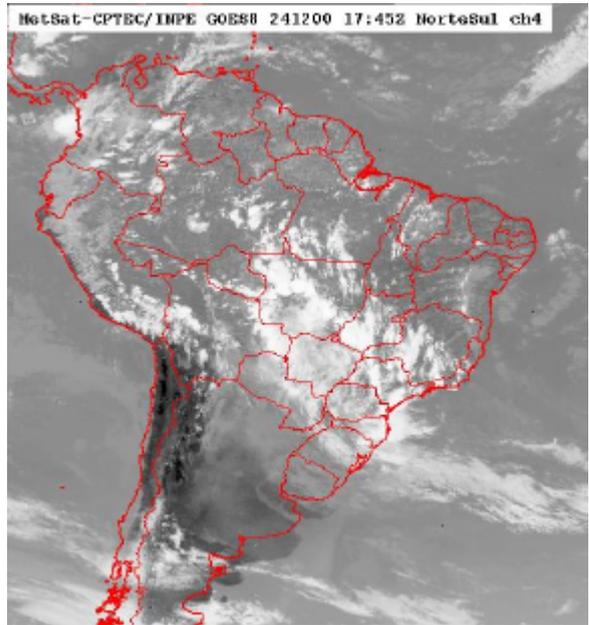
(d)

FIGURA 4.28 – Imagens de satélite GOES-8 no canal infravermelho para 24/12/2000 as: (a) 0300 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 0900 UTC, (d) 1200 UTC, (e) 1500 UTC, (f) 1745 UTC, (g) 2100 UTC, h) para 25/12/2000 as 0300 UTC.

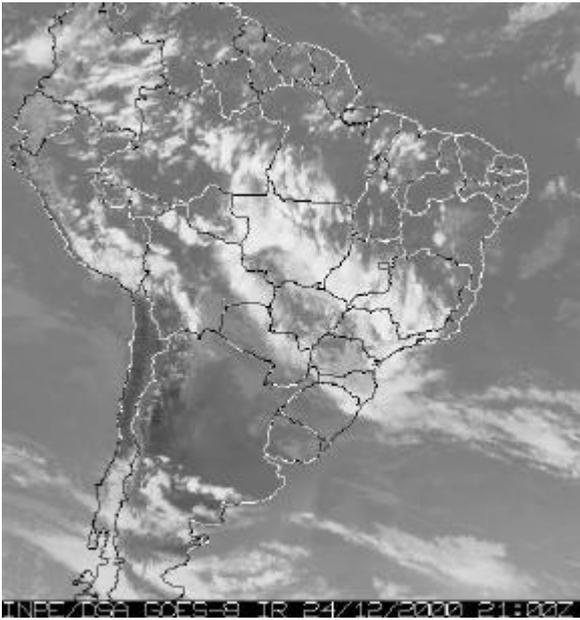
(continua)



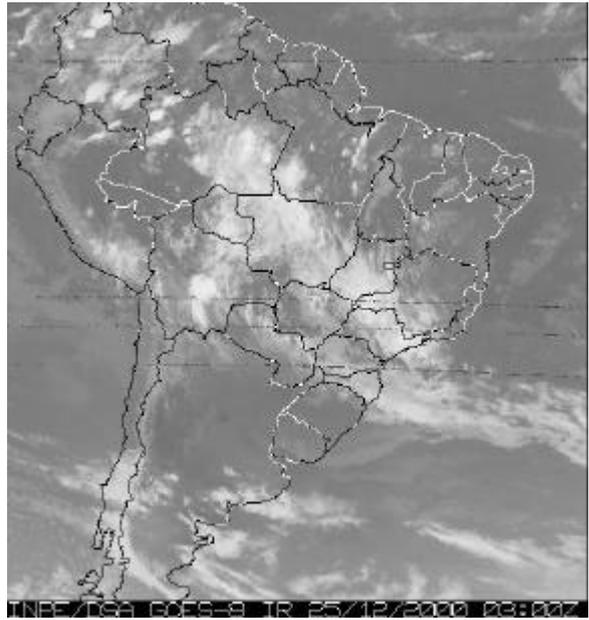
(e)



(f)



(g)



(h)

FIGURA 4.28 – Conclusão.

4.2.2 – Descrição Sinótica Utilizando a Reanálise do NCEP

Através da seqüência de campos de PNM da reanálise do NCEP para o dia 24 (Figura 4.30) observou-se, além do cavado associado à frente fria (Figura 4.29), um cavado sobre o sul da Argentina e um sistema de alta pressão não muito intenso, sobre o litoral do Uruguai, com centro de 1018 hPa. Um sistema de alta pressão com centro de 1014 hPa também era observado sobre o Oceano Atlântico em 34 °S e 35 °W. Sobre o continente notou-se um sistema de baixa pressão com orientação noroeste-sudeste sobre a Bolívia e o Paraguai, e um pequeno cavado invertido sobre o RS até a fronteira de SC com o PR. Com o passar do tempo, uma onda curta se configurou sobre a Região Sul (Figuras 4.30c e 4.30d, respectivamente) com um cavado sobre o RS e SC e uma crista sobre o centro-leste do PR. As 0000 UTC de 25/12/2000 (Figura 4.30e) não era mais observado a presença do cavado invertido sobre o RS. O sistema de alta pressão deslocou-se para leste e o cavado sobre a Argentina, amplificou-se.

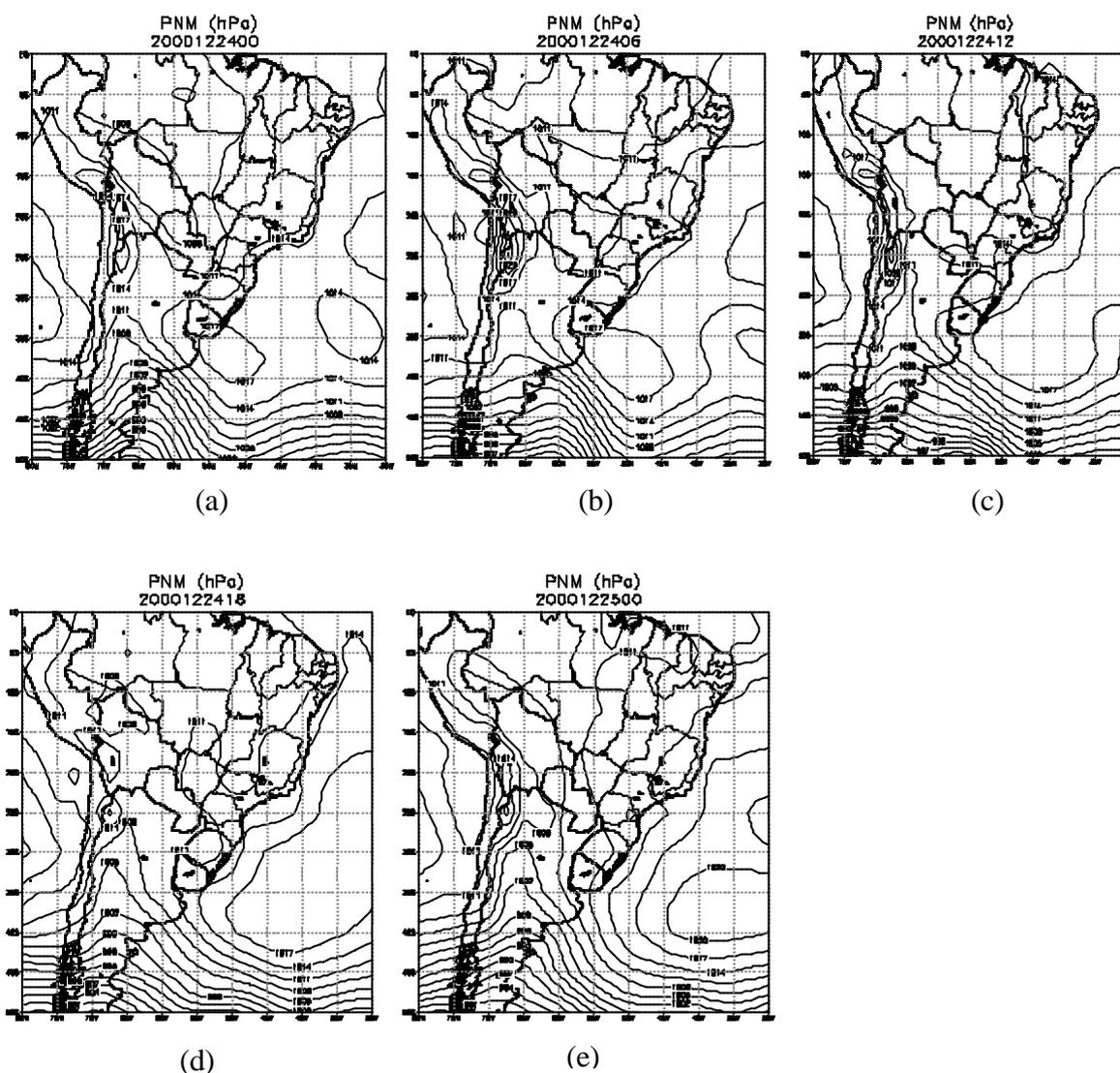


FIGURA 4.30 - Campos de PNM (hPa) para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 25/12/2000 as 0000 UTC. IC = 2 hPa.

Os campos do vento horizontal em 850 hPa para o dia 24 (Figura 4.31) mostram as 0000 UTC um escoamento de noroeste vindo da Amazônia para a Região Sul (Figura 4.31a), o qual sofre uma deformação sobre o Paraguai devido ao sistema de alta pressão localizado à sudeste, sobre o Uruguai (Figura 4.31a). Sobre a Região Sul, o escoamento apresentava orientação de sul, associado ao centro de alta pressão. O escoamento sobre a Região Sul tornou-se mais meridional entre as 0600 UTC e 1200 UTC (Figuras 4.31b

e 4.31c, respectivamente), apresentando uma confluência do vento sobre o centro-leste do PR (Figuras 4.31c e 4.31d, respectivamente). As 1800 UTC (Figura 4.30d), foi observado um núcleo fechado de isotacas com valor máximo de 9 m s^{-1} sobre o Paraguai. Sobre a Região Sul o escoamento observado continuava meridional, mostrando confluência do vento no lado leste da região (Figuras 4.31d e 4.31e, respectivamente).

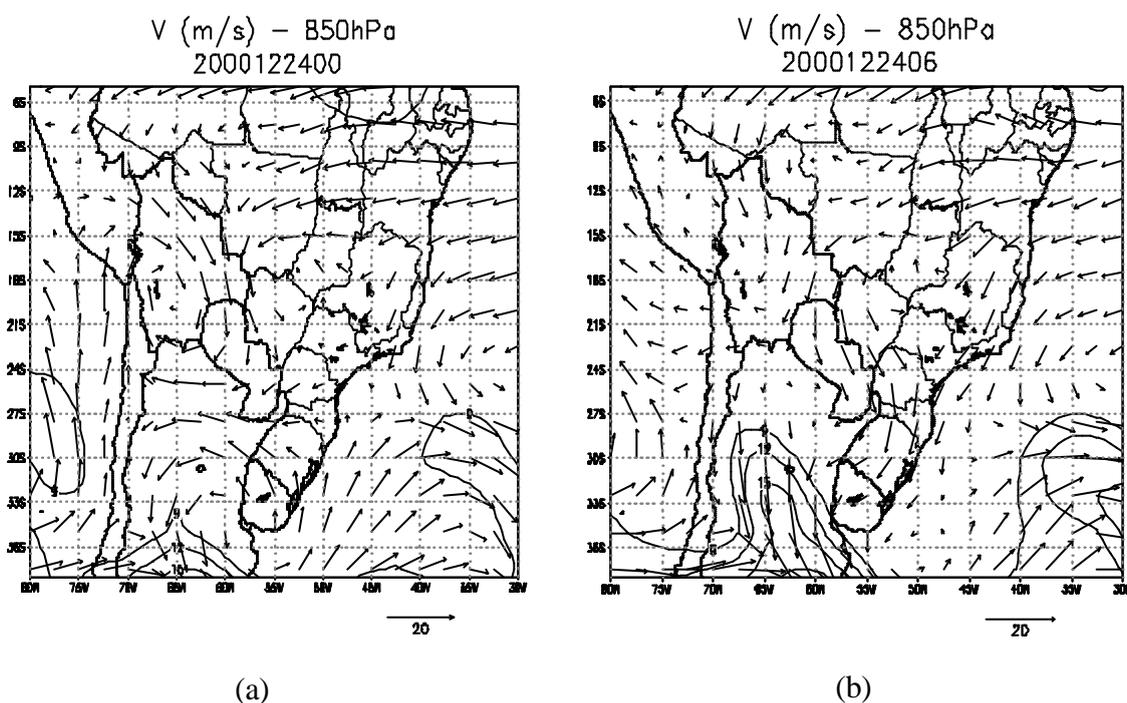


FIGURA 4.31 - Escoamento horizontal e isotacas (m s^{-1}) em 850 hPa para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.

IC = 3 m s^{-1} .

(continua)

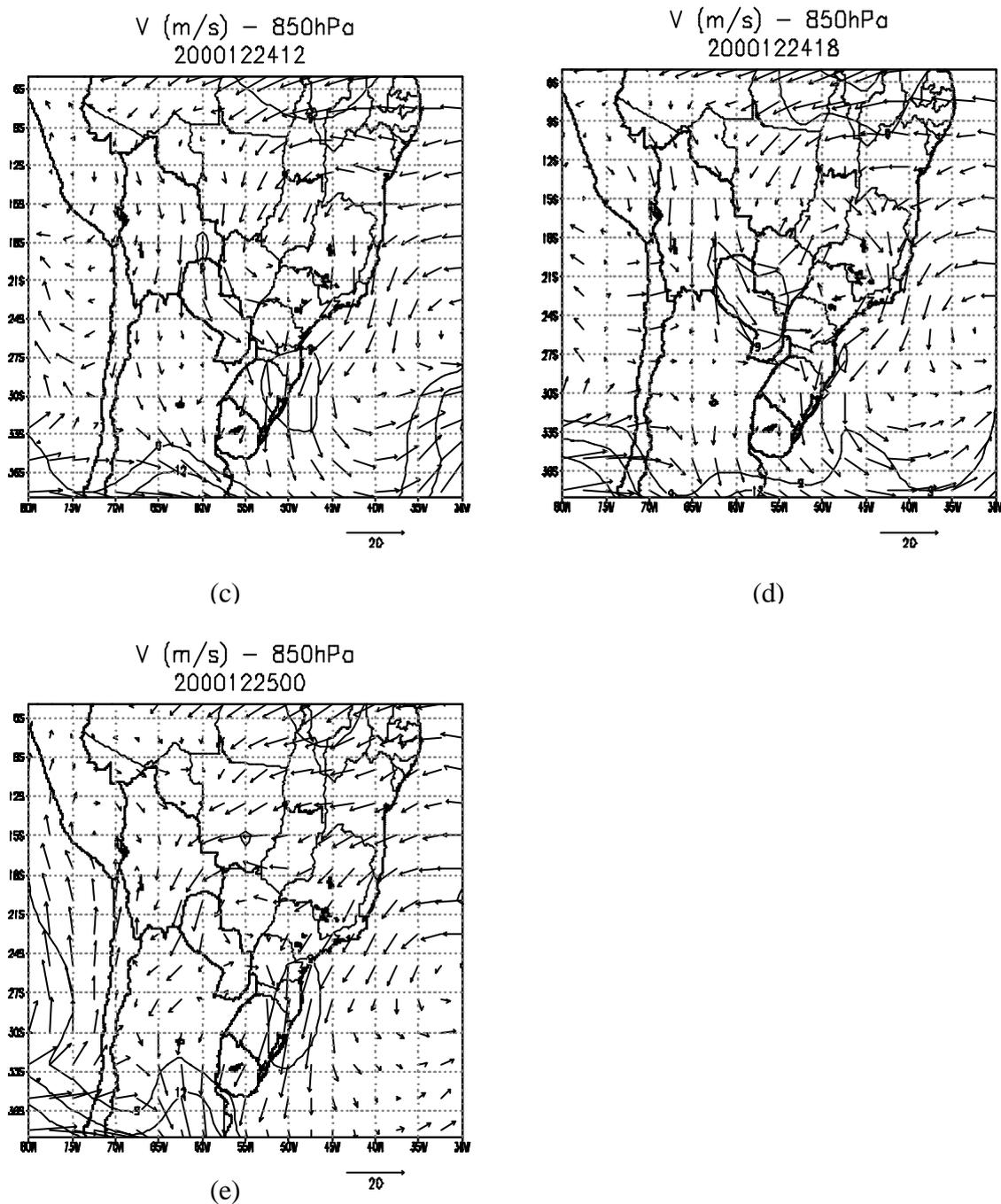


FIGURA 4.31 – Conclusão.

O campo de vento e isotacas no nível de 500 hPa as 0000 UTC do dia 24 de dezembro (Figura 4.32a) mostrava um cavado de escala subsinótica sobre o RS estendendo-se até o sul do Paraguai, que deslocou-se sobre a Região Sul (Figuras 4.32b a 4.32d), enquanto

que as 0000 UTC do dia 25 (Figura 4.32e) este cavado enfraqueceu, estando o escoamento zonal sobre a Região Sul.

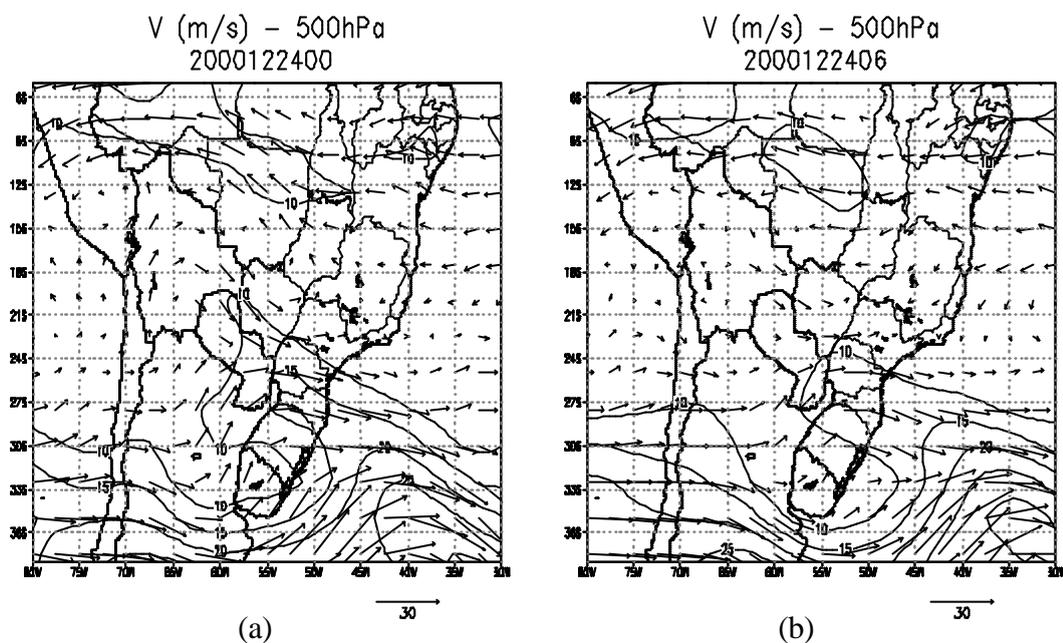


FIGURA 4.32 - Escoamento horizontal e isotacas (m s^{-1}) em 500 hPa para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.

IC = 5 m s^{-1} .

(continua)

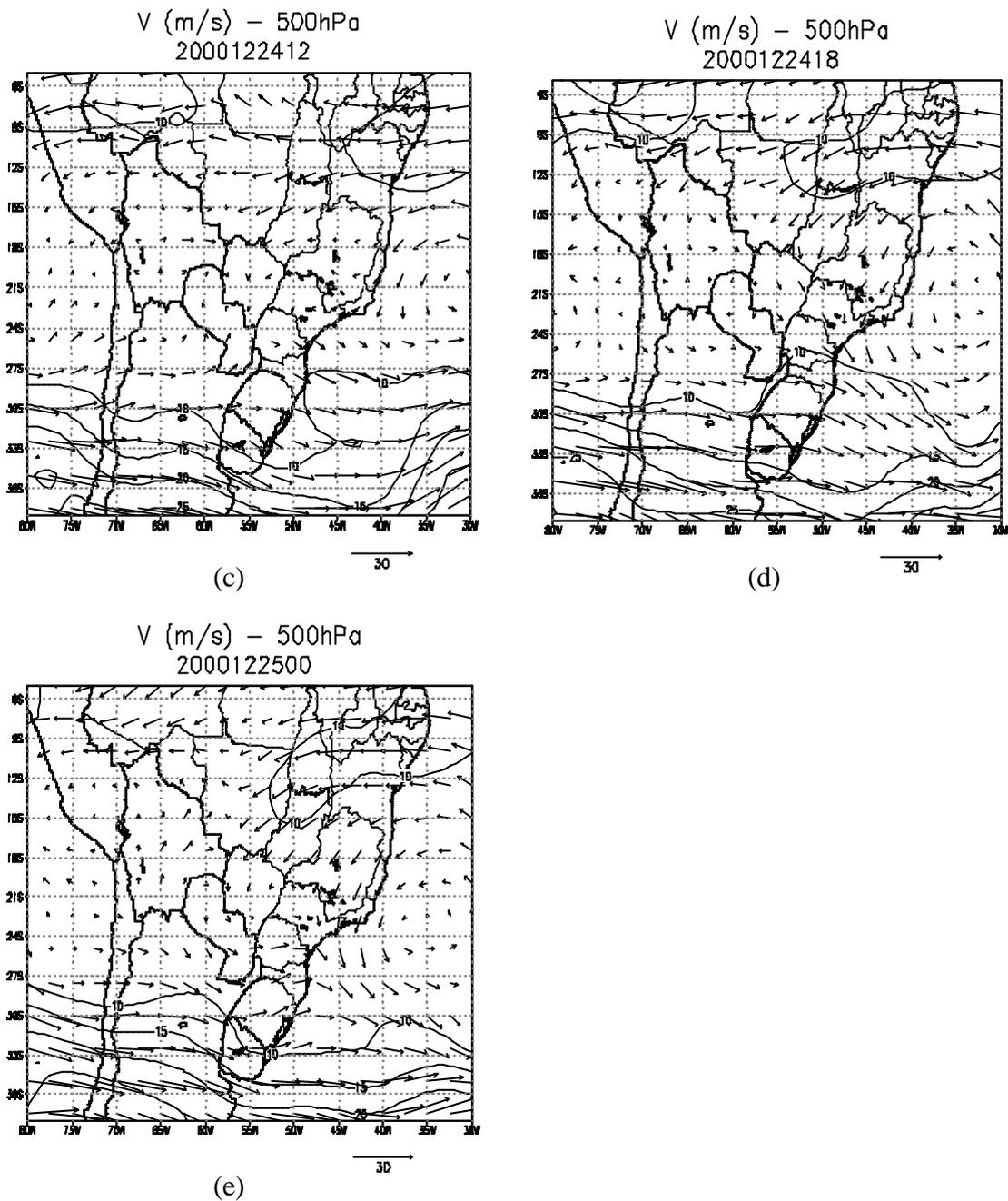


FIGURA 4.32 – Conclusão.

Em 250 hPa as 0000 UTC do dia 24 (Figura 4.33a), o escoamento sobre a Região Sul era praticamente zonal. Sobre o Oceano Atlântico notava-se o centro de máxima velocidade do vento associado ao jato subtropical. Isto criou divergência de massa em altos níveis associada a aceleração dos ventos e a circulação transversal. As 0600 UTC

(Figura 4.33b) o centro dos ventos máximos deslocou-se para leste, porém, não houve muita alteração na velocidade dos ventos sobre o sul do Brasil até as 0000 UTC do dia 25, quando houve uma redução na intensidade dos ventos (Figura 4.33e).

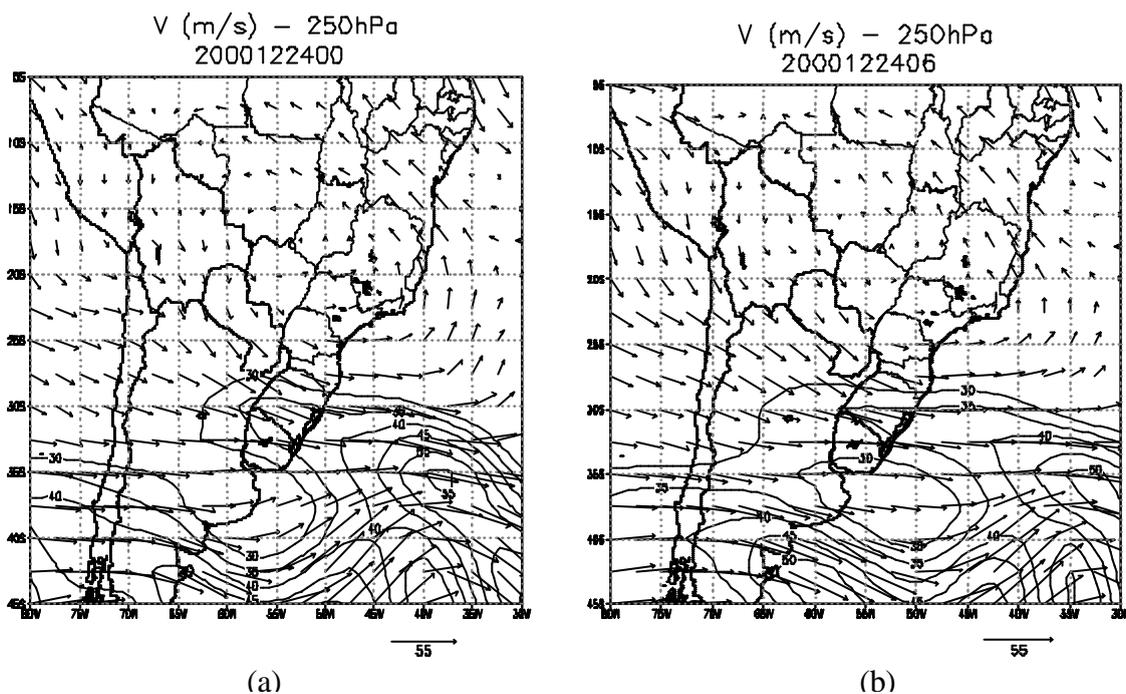


FIGURA 4.33 - Escoamento horizontal e isotacas (m s^{-1}) em 250 hPa para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.

IC = 5 m s^{-1} .

(continua)

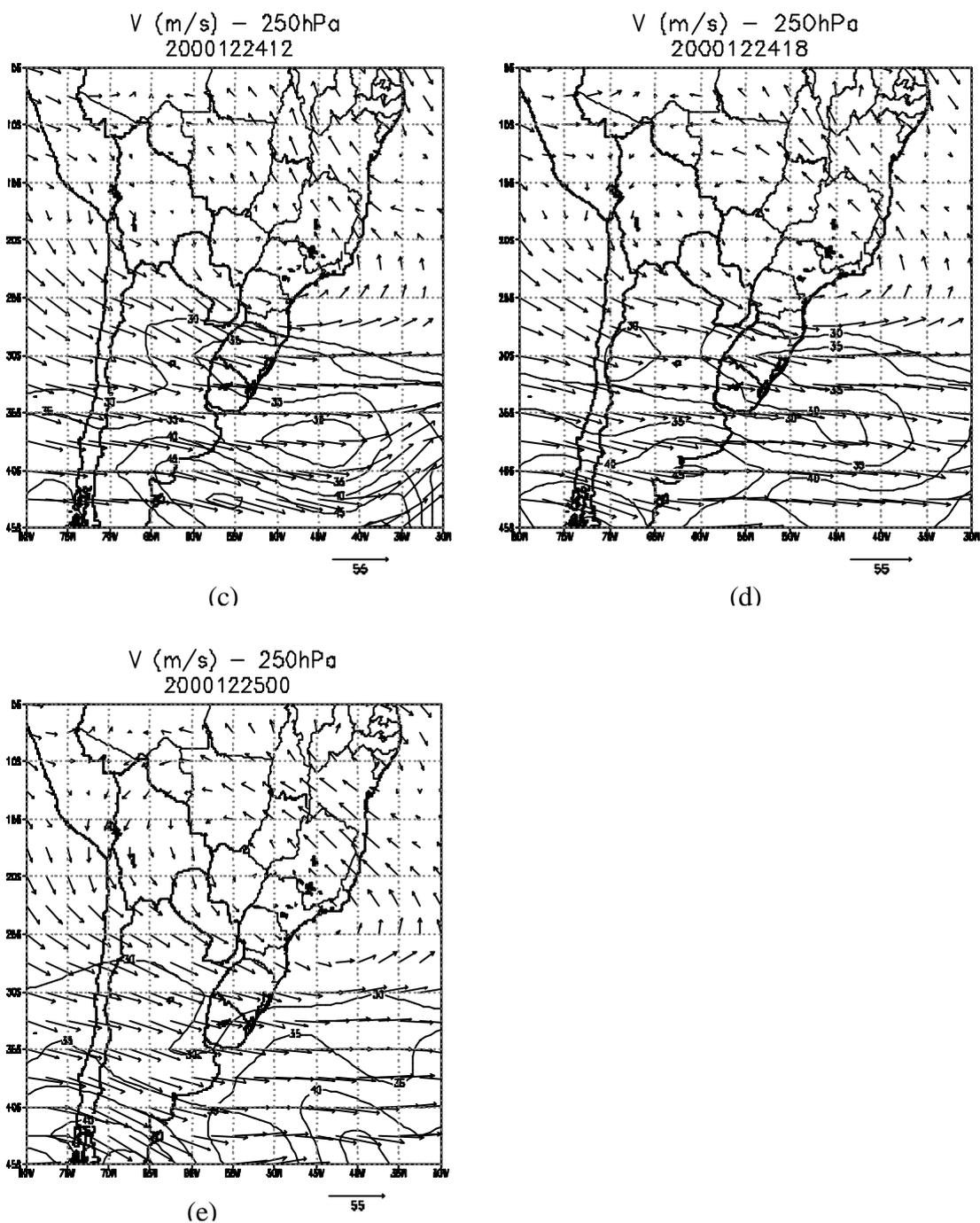


FIGURA 4.33 - Conclusão.

O campo de ω em 500 hPa as 0000 UTC do dia 24 (Figura 4.34a) apresentava fraco movimento vertical ascendente sobre o leste da Bolívia e sul de MT, enquanto que, sobre a Região Sul o movimento vertical não era significativo. Sobre a região de alta

pressão no litoral do Uruguai (Figura 4.29a), intenso movimento vertical descendente inibiu a formação de nuvens. As 1200 UTC (Figura 4.34c), a área de movimento vertical ascendente descrita anteriormente deslocou-se para leste, estando sobre o Paraguai e MS. Uma outra área de movimento vertical ascendente, associado com o deslocamento do cavado nos níveis médios (Figura 4.34d), era observada as 1800 UTC sobre a Região Sudeste e leste da Região Sul. Ao sul desta área, sobre o leste da Argentina e Uruguai, havia uma área de movimento vertical descendente associada com uma crista no campo de pressão em superfície (Figura 4.29d). Somente as 1800 UTC (Figura 4.34d), o campo de movimento vertical mostrou fraca ascendência sobre o leste da Região Sul, associado ao cavado nos níveis médios.

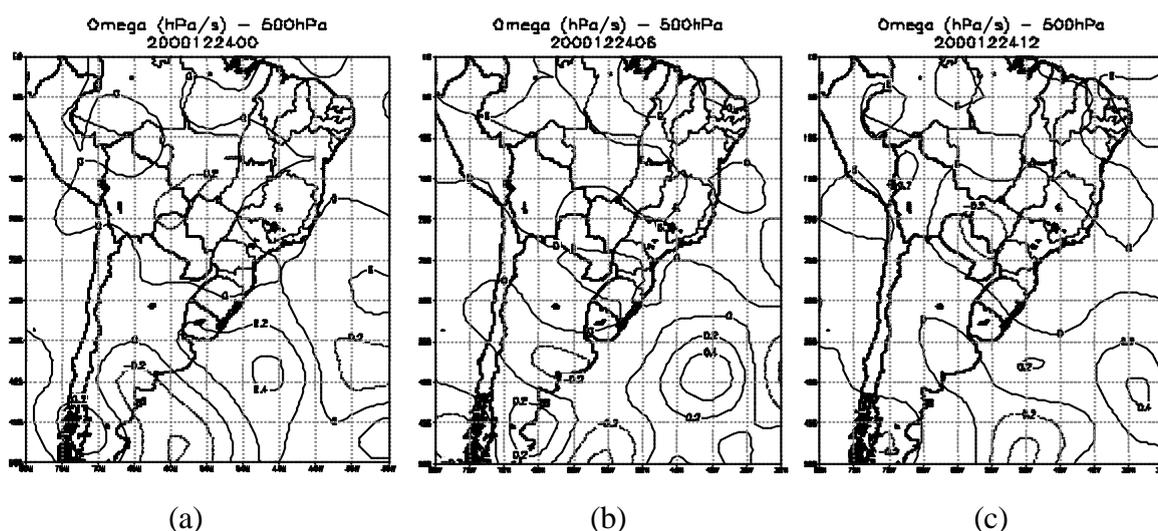


FIGURA 4.34 – Campo de ω (hPa s^{-1}) em 500 hPa para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.

IC = 0,2 hPa s^{-1} .

(continua)

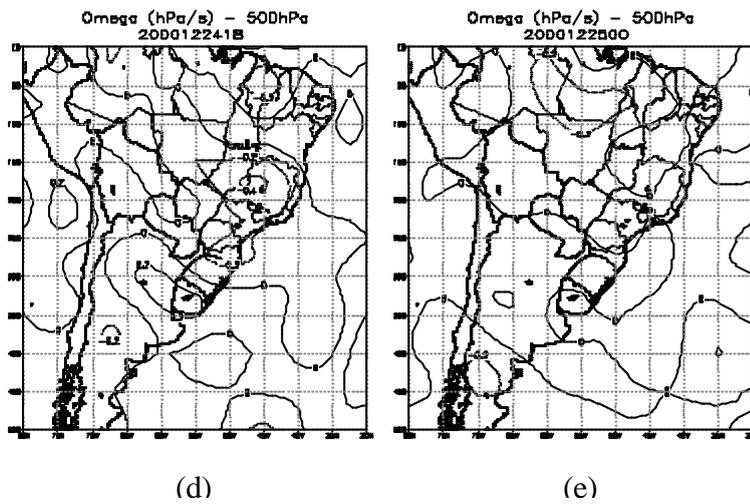


FIGURA 4.34 – Conclusão.

O campo de T no nível de 850 hPa para o dia 24 (Figura 4.35) mostrou um gradiente de T da ordem de 6 °C, entre o centro do PR e o sul do RS durante o período de 0000 UTC até as 1200 UTC, diminuindo para 4 °C nos últimos dois horários. Para o nível de 700 hPa (Figura 4.36), o gradiente de T não era tão intenso como visto no nível de 850 hPa e nem como no primeiro caso de LI estudado.

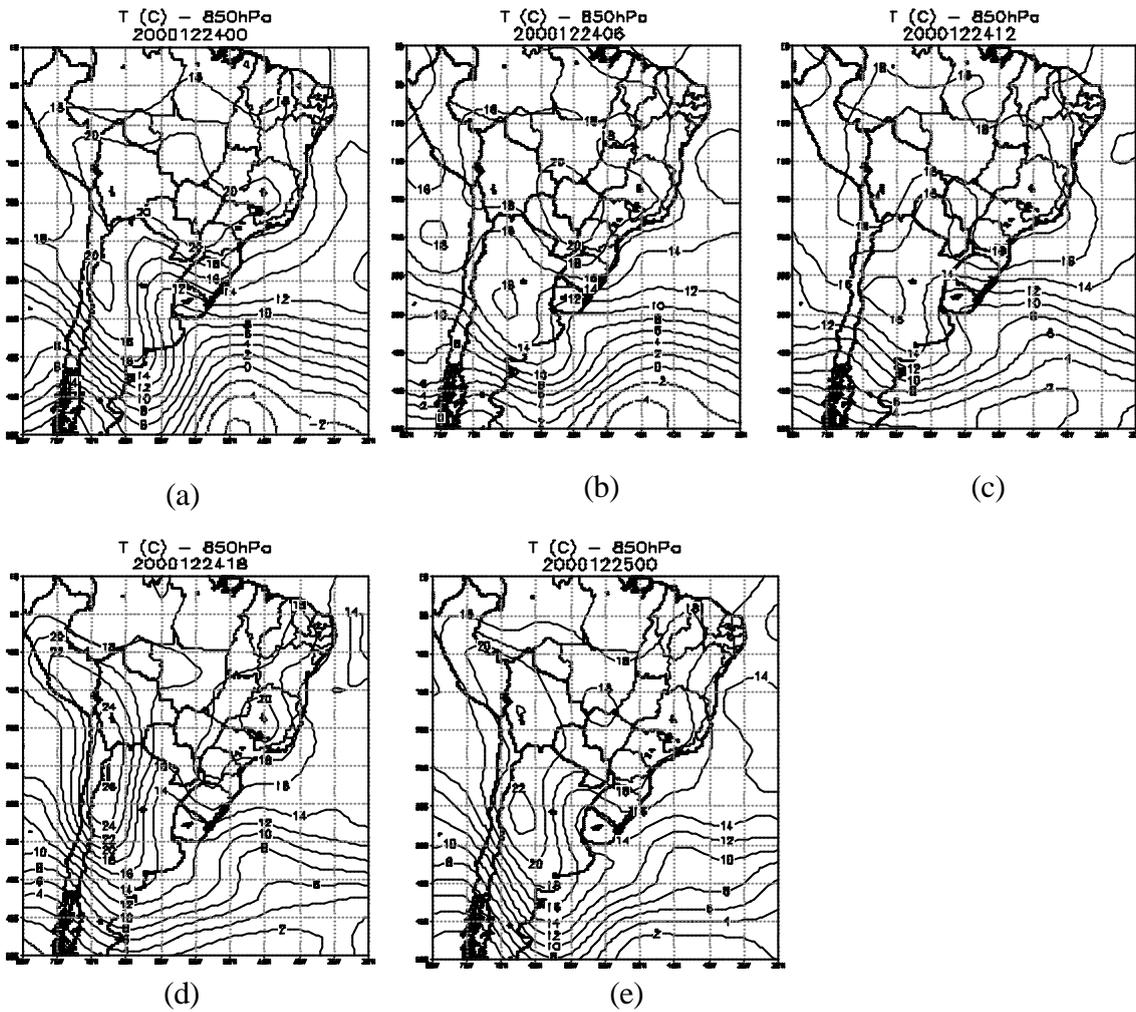


FIGURA 4.35 - Campo de T (°C) em 850 hPa para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.

IC = 2 °C.

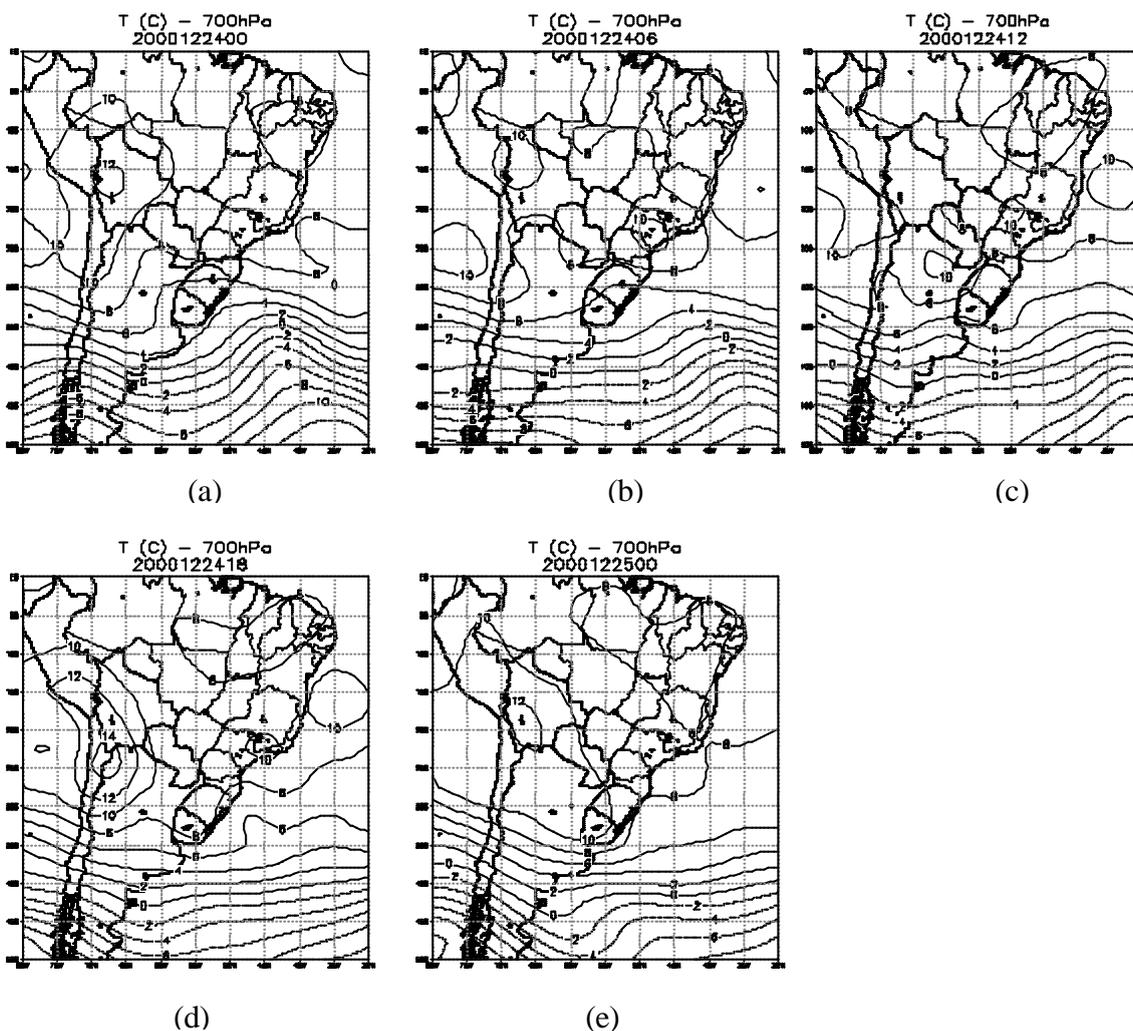


FIGURA 4.36 - Campo de T (°C) em 700 hPa para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 25/12/2000 as 0000 UTC.

IC = 2 °C.

Por meio da análise do campo de q nos níveis de 850 hPa e 700 hPa (Figura 4.37 e 4.38, respectivamente) para os mesmos horários da T verifica-se a presença de ar úmido sobre o Paraguai e PR, coincidindo com a área com maiores valores de T, que juntamente com o escoamento de noroeste mostrado anteriormente (Figuras 4.37a a 4.37c) transportava ar quente e úmido para a Região Sul. Esse transporte de ar quente e úmido da Região Amazônica (Nogués-Peagle e Mo, 1997), favorecendo a instabilidade do ar e, portanto, o movimento vertical ascendente (Figura 4.34a).

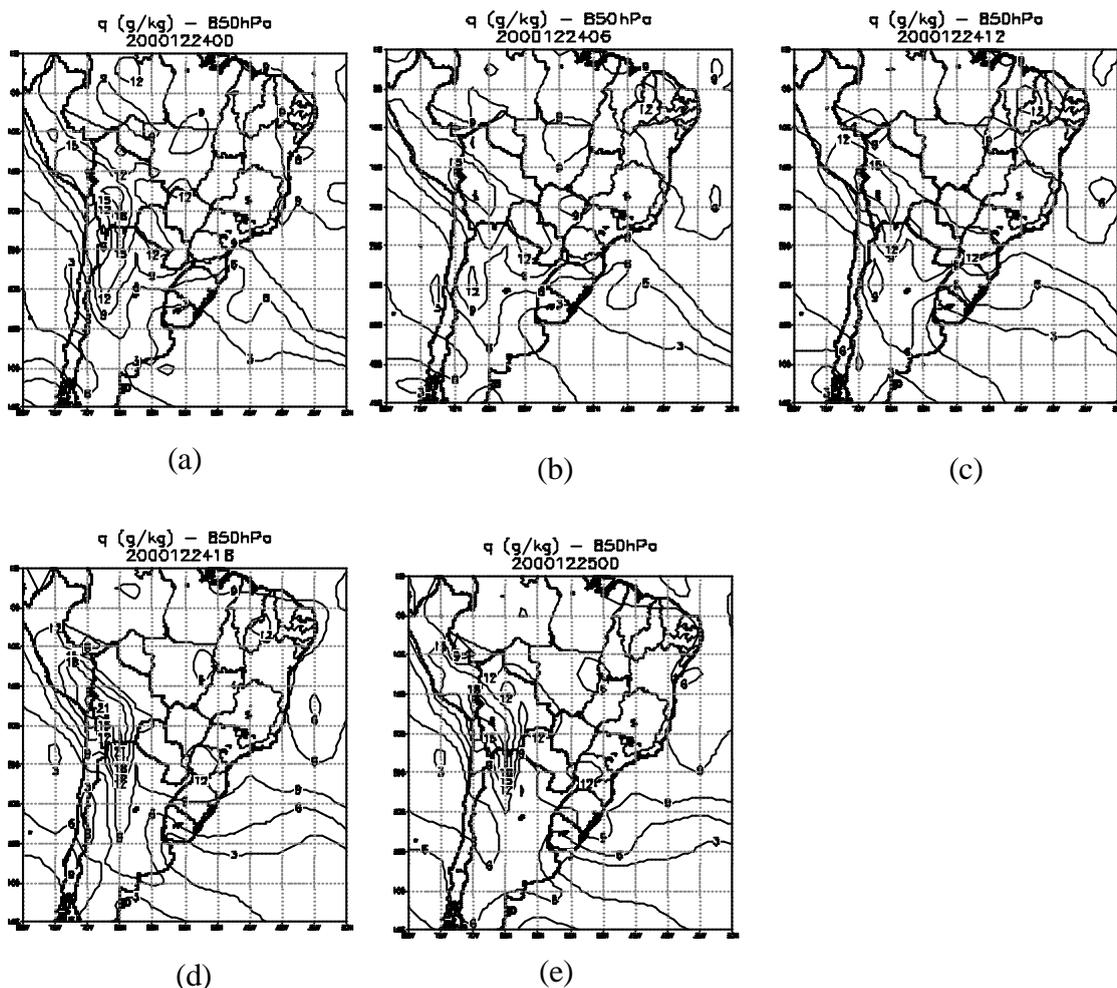


FIGURA 4.37 - Campo de q (g kg^{-1}) em 850 hPa para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 25/12/2000. $IC = 3 \text{ g kg}^{-1}$.

Pelo campo de q , também se observava outra massa de ar bem distinta, composta por ar seco e frio vindo do sul da Argentina, associada com a alta extratropical localizada atrás da frente fria. Também foi observado a propagação para leste de umidade, onde as 1200 UTC observava-se um máximo sobre o PR.

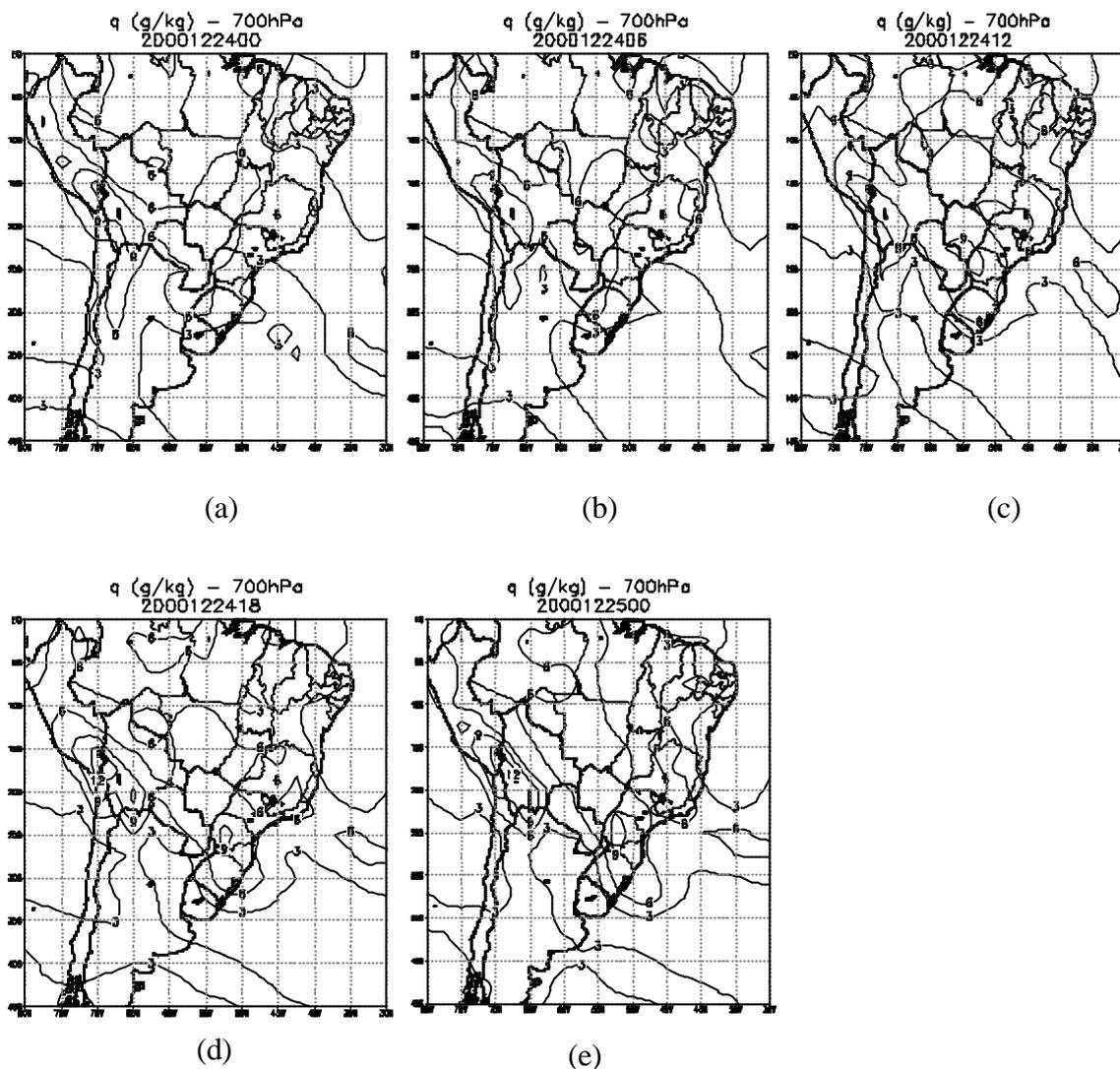


FIGURA 4.38- Campo de q (g kg^{-1}) em 700 hPa para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1800 UTC, (e) para 25/12/2000.

IC = 3 g kg^{-1} .

A Figura 4.39 mostra o campo de divergência do fluxo de umidade onde se observa intensa convergência de umidade sobre a Região Sul do Brasil com valor central de -3.5×10^{-7} ($(\text{gkg}^{-1})\text{s}^{-1}$) no norte do RS e centro de SC. Sobre o PR os valores observados estão torno de -1×10^{-7} ($(\text{gkg}^{-1})\text{s}^{-1}$).

Divergencia de umidade -1000 hPa
2000122418

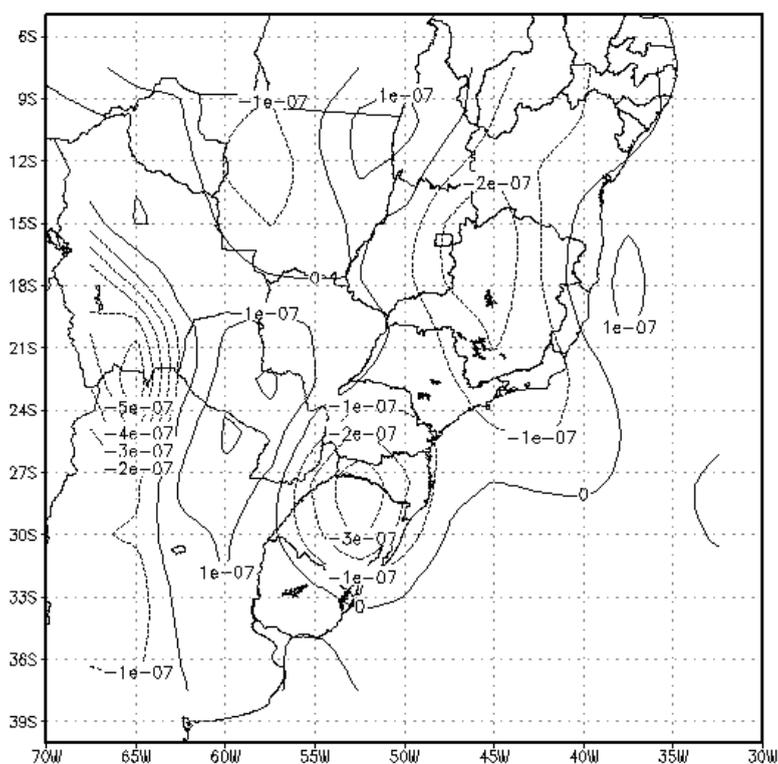


FIGURA 4.39 - Divergência de umidade ($\text{gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$) em 1000 hPa para as 1800 UTC do dia 24/12/2000.

No campo de divergência de massa para as 1800 UTC do dia 24/12/2000 (Figura 4.40), observa-se intensa divergência de massa sobre o Oceano Atlântico, diminuindo sobre a Região Sul do Brasil. A convergência de umidade em baixos níveis juntamente com a divergência em altos níveis favorecem a convecção sobre a Região Sul, onde se formou a LI8.

Divergencia de massa -250 hPa
2000122418

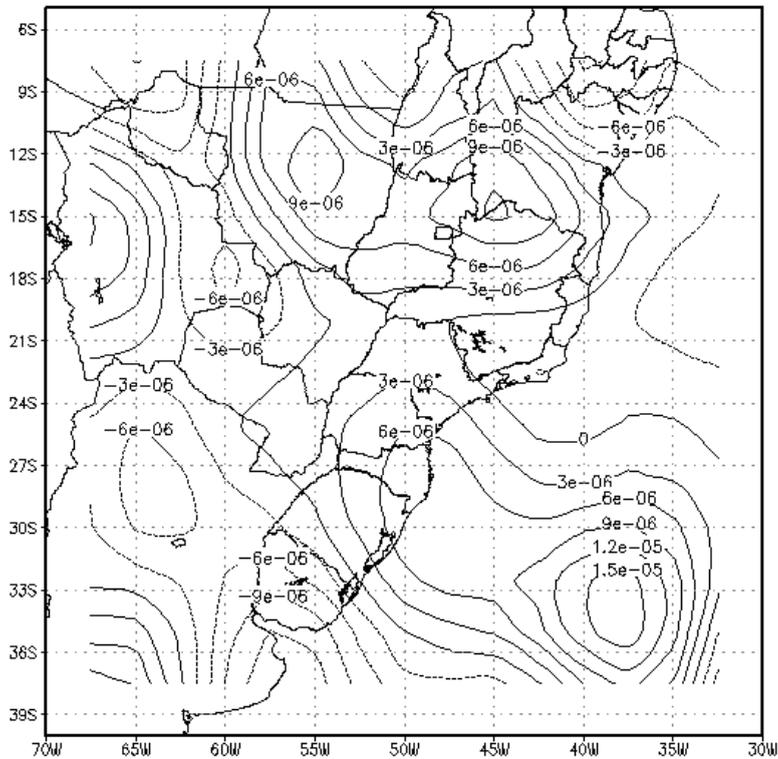


FIGURA 4.40 - Divergência de massa ($1s^{-1}$) em 250 hPa para as 1800 UTC do dia 24/12/2000.

Diferentemente do primeiro caso de LI estudado, quando a análise do ETA/CPTEC não se mostrou diferente da reanálise do NCEP para as variáveis PNM, T e q (Figuras não mostradas). Esta análise mostrou diferenças significativas neste caso. Na análise em 850 hPa (Figuras 4.41 a 4.41), existe nos dados do ETA um escoamento intenso com centro de máxima velocidade do vento de $12 m s^{-1}$ sobre a Bolívia e norte do Paraguai, com orientação noroeste – sudeste proveniente da Região Amazônica para a Região Sul do Brasil (Figuras 4.41) que enfraquece entre as 1200 UTC e 0000 UTC do dia 25 (Figuras 4.41 e 4.41, respectivamente). Na reanálise do NCEP este escoamento é observado somente no horário das 1800 UTC (Figura 4.29) deslocado para sudeste sobre o Paraguai.

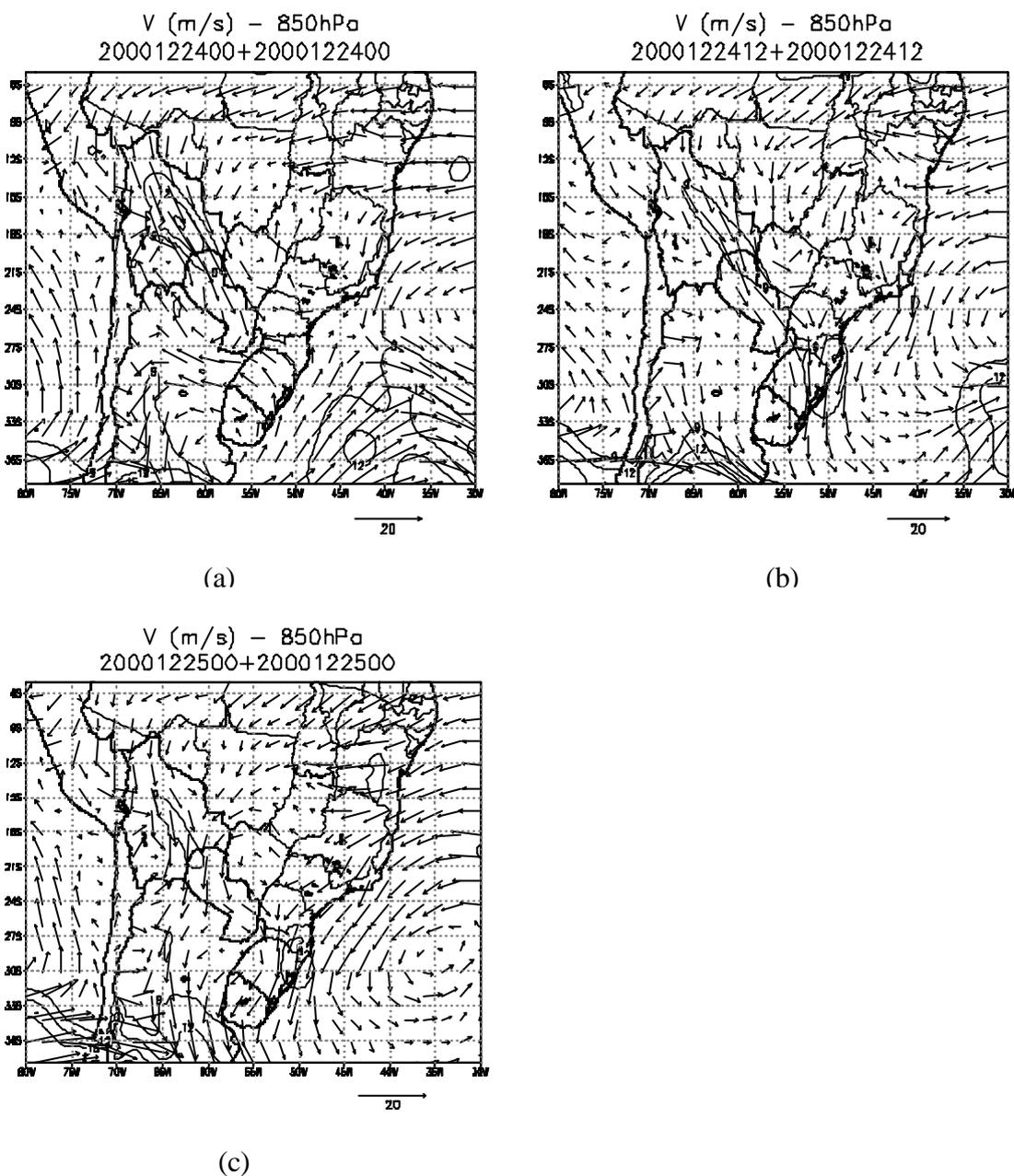


FIGURA 4.41 – Escoamento horizontal e isotacas (m s^{-1}) em 850 hPa para 24/12/2000 as: (a) 000 UTC, (b) 1200 UTC, (c) para 25/12/2000 as: 0000 UTC. $\text{IC} = 3 \text{ m s}^{-1}$.

No campo de ω em 500 hPa a análise do ETA as 0000 UTC do dia 24 (Figura 4.42a) diferentemente do campo da reanálise do NCEP, havia movimento vertical ascendente sobre toda a região do Paraguai e oeste do PR

No horário das 1200 UTC (Figura 4.42b), tanto a reanálise do NCEP como a análise do ETA/CPTEC, mostravam uma região de movimento vertical ascendente sobre o Paraguai, MS e leste da Bolívia. Entretanto, a análise do ETA/CPTEC, mostrava uma pequena região de movimento vertical ascendente sobre o nordeste do RS fronteira com SC que não era observado na reanálise do NCEP (Figura 4.42c). A região de movimento vertical ascendente estava associada à confluência do vento e ao cavado de escala subsinótica (Figuras 4.33 e 4.31, respectivamente).

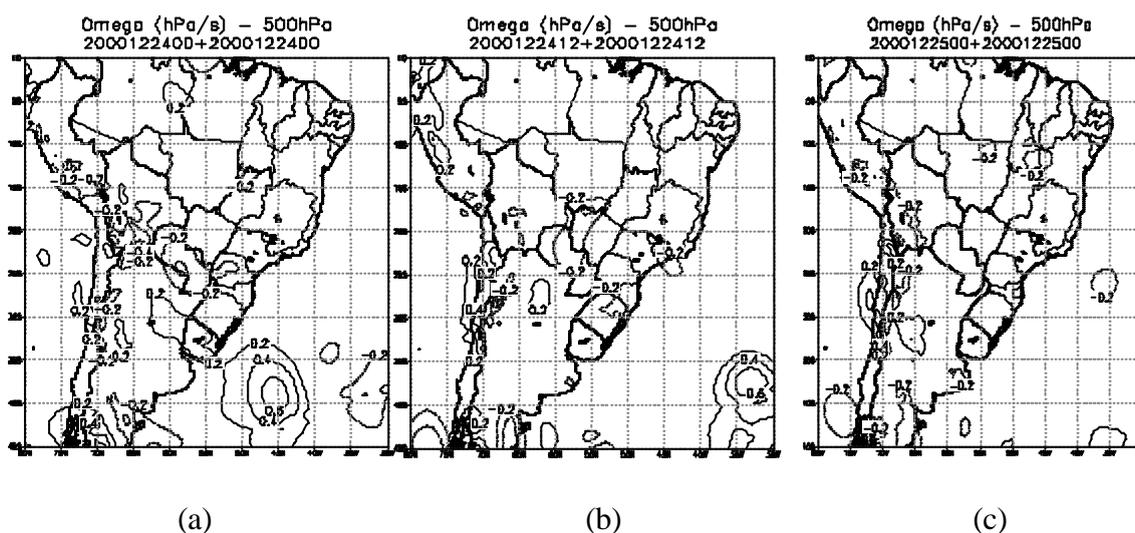


FIGURA 4.42 - Campos de ω (hPa s^{-1}) em 500 hPa para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 1200 UTC, (c) para 25/12/2000 as 0000 UTC.

$$\text{IC} = 0,2 \text{ hPa s}^{-1}.$$

No campo de θ_e , as 0000 UTC (Figura 4.43a) observava-se um máximo sobre o Paraguai e uma crista sobre a Região Sul, que como no primeiro caso propiciou o desenvolvimento de nuvens convectivas na região Shi e Scofield (1987) e Juying e Scofield (1989). Esta área com valores altos de θ_e , ocorre devido ao fluxo de calor e

umidade vindo da Região Amazônica. No período das 1200 UTC do dia 24 até as 0000 UTC do dia 25 (Figuras 4.43b e 4.43c, respectivamente) observou-se valores altos de θ_e em toda a Região Sul e Sudeste, favorecendo o desenvolvimento convectivo nestas regiões.

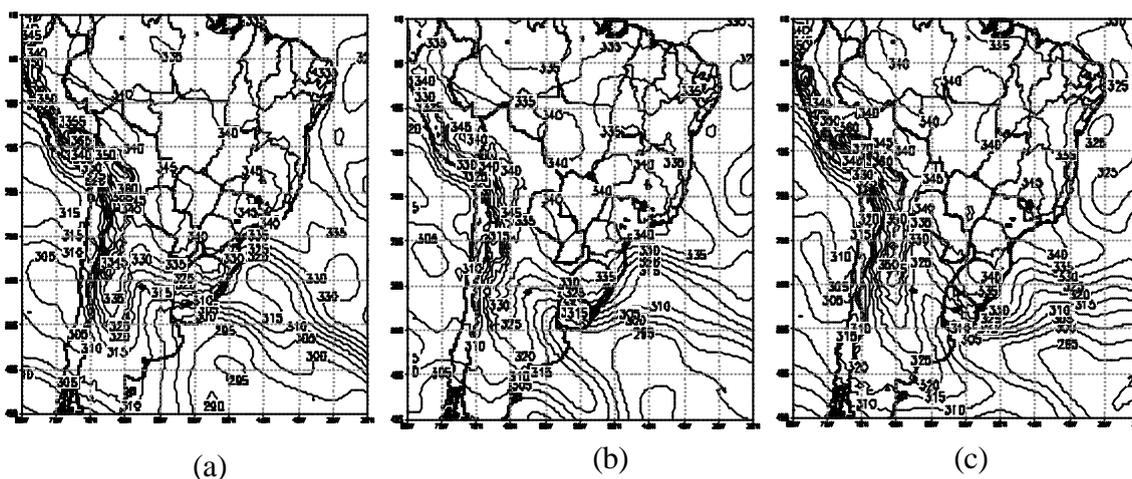


FIGURA 4.43 – Campos de θ_e (K) em 850 hPa para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 1200 UTC, (c) para 25/12/2000 as 0000 UTC.

IC = 5 K.

O campo de CAPE para 0000 UTC do dia 24 de dezembro (Figura 4.44a) mostrava valores acima de $1400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre o Paraguai, MS e centro-oeste do PR, e valores de $2200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ em SP, favorecendo ao desenvolvimento convectivo profundo nesta região. As 1200 UTC (Figura 4.44b) a área com maiores valores de CAPE propagou-se para a Região Sudeste, deixando o PR com valores em torno de $1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, não favorecendo o desenvolvimento convectivo intenso no estado. Porém, as 0000 UTC do dia 25 (Figura 4.44c) o campo de CAPE voltou a mostrar valores acima de $1400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre o centro-norte do PR, diminuindo para valores abaixo de $1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ na região leste do PR.

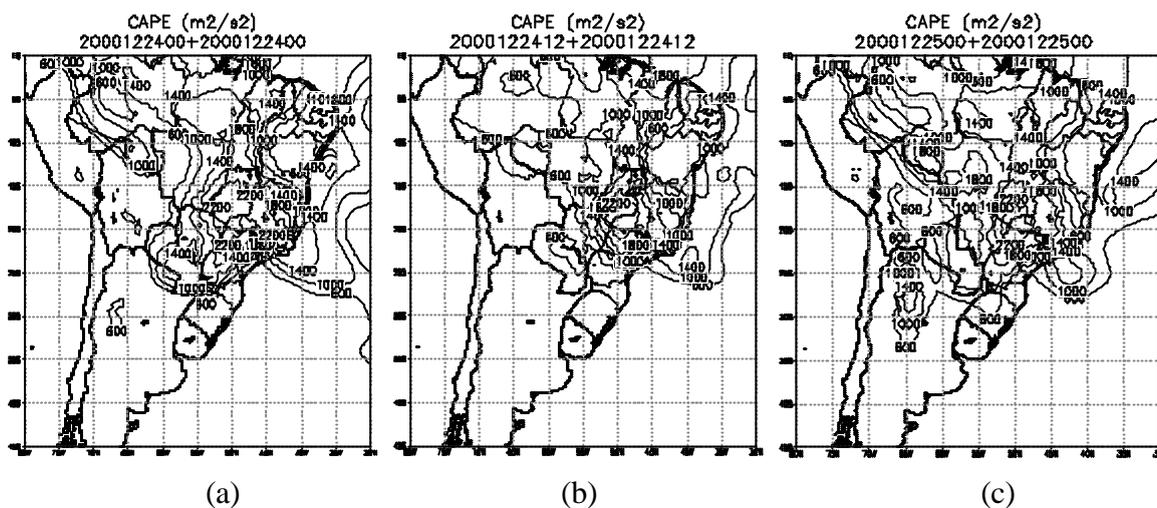


FIGURA 4.44 - Campos de CAPE ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 1200 UTC e (c) para 25/12/2000 as 0000 UTC.

$$\text{IC} = 400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}.$$

Os valores do Índice K nos três horários analisados (Figuras 4.45a a 4.45c) foram iguais ou maiores do que 35 na região onde se desenvolveram as LI8, mostrando assim que a atmosfera apresentava condições de instabilidade para geração de forte convecção. O IL também foi um bom indicador de forte instabilidade na região onde se desenvolveram as LI8, com valores de - 2 (Figuras 4.45d a 4.45f).

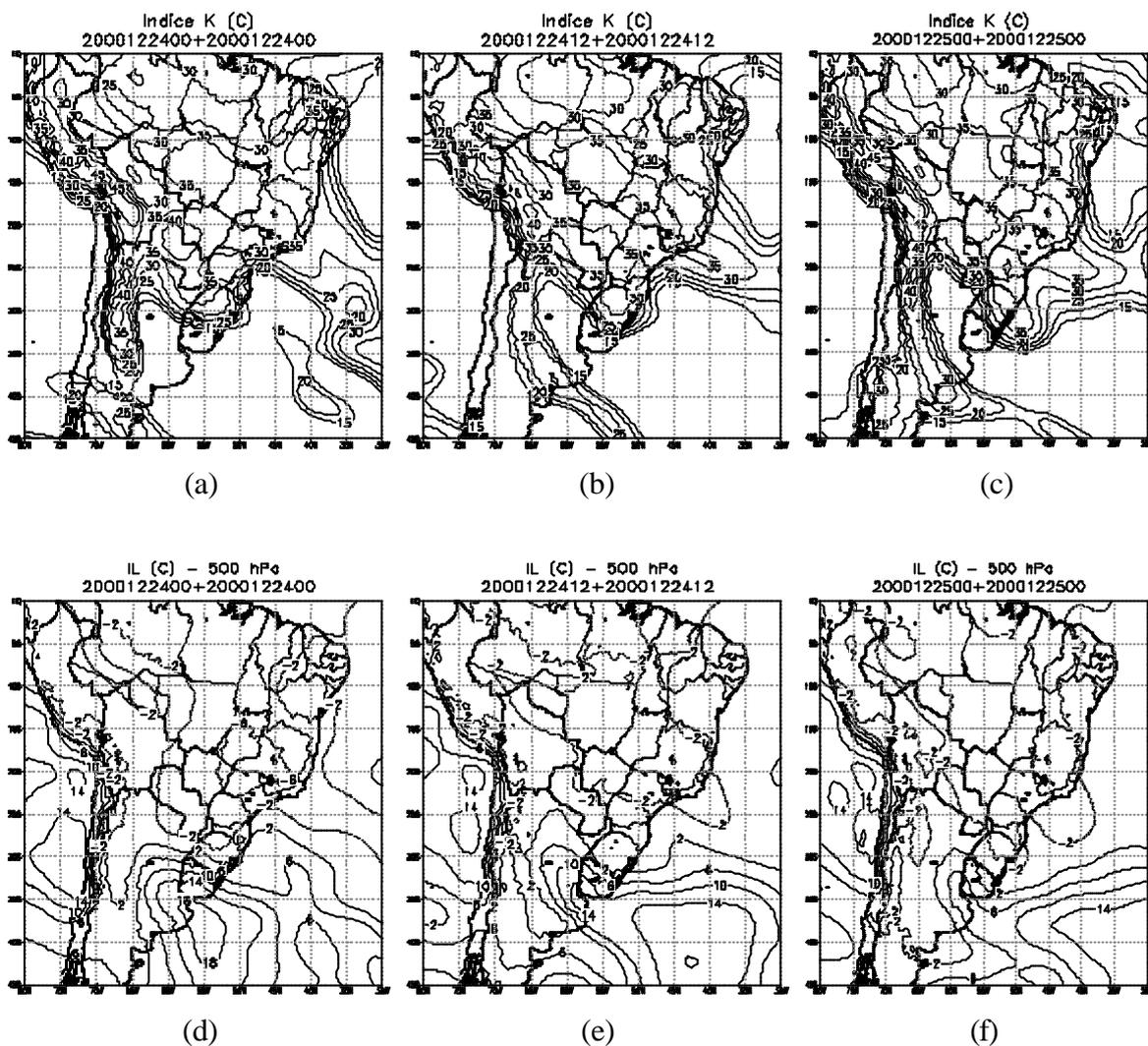


FIGURA 4.45 – Índice K para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 1200 UTC e (c) para 25/12/2000 as 0000 UTC. IL para 24/12/2000 as: (d) 0000 UTC, (e) 1200 UTC, (f) para 25/12/2000 as 0000 UTC.

Os valores de IC para índice e IL, foram 5 e 4, respectivamente.

Os IS e ITT apresentaram valores que indicavam o desenvolvimento de forte convecção somente às 0000 UTC do dia 24 (Figuras 4.46a a 4.46d), enquanto que nos outros dois horários apresentavam valores baixos que não indicavam o desenvolvimento de convecção intensa na região onde se formaram as LIs (Figuras 4.46a a 4.46f).

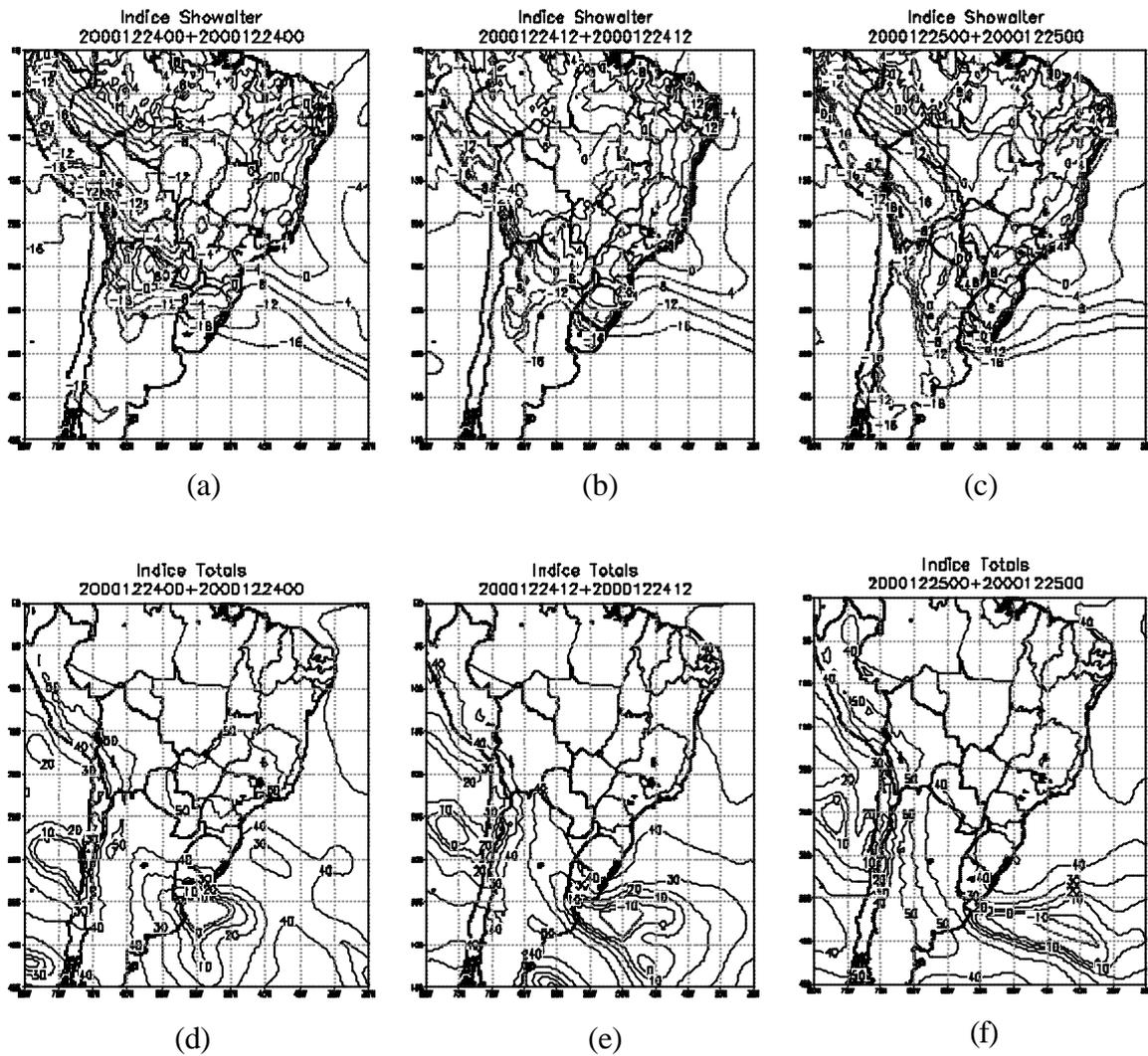


FIGURA 4.46 - IS para 24/12/2000 as: (a) 0000 UTC, (b) 1200 UTC e (c) 24/12/2000 as 0000 UTC. ITT para 24/12/2000 as: (d) 0000 UTC, (e) 1200 UTC e (f) para 25/12/2000 as 0000 UTC.

Os valores de IC para IS e ITT foram 4 e 10, respectivamente.

4.2.2 – Descrição do Radar

Analisando-se a seqüência de imagens de radar (Figura 4.47) verifica-se que as 1133 UTC (Figura 4.47a), uma LI estreita (denominada de LI5) composta por três ecos de radar com Z em torno de 47 dBZ e orientação norte sul se desenvolveu à oeste do radar. Outras células com ecos da ordem de 58 dBZ, cresciam junto à LI5. Ao norte do radar, observou-se uma área com precipitação estratiforme (Z em torno de 20 dBZ), associada à baixa nebulosidade, como confirmado pela imagem de satélite das 1200 UTC (Figura 4.28e). A LI5 começou a se desorganizar as 1233 UTC (Figura 4.47b), ao mesmo tempo em que a área estratiforme deslocou-se para sul. Neste instante, apareceu a primeira célula da segunda LI (definida como LI6), que se desenvolveu à leste da LI5 sobre o centro do PR, como indicado pela seta na Figura. 4.47b.

A LI5 teve um deslocamento para leste e enquanto enfraquecia (Figura 4.47c), mostrando áreas de precipitação estratiforme. As células associadas a LI6 evoluíram para uma pequena linha com Z em torno de 52 dBZ, o mesmo ocorrendo com algumas células localizadas na região da LI5, onde se desenvolveu a terceira LI (definida como LI7). As 1433 UTC (Figura 4.47d) a LI6 e a LI7 se intensificaram e uniram-se, configurando-se na LI8 alvo desse estudo. A Figura 4.48 ilustra as sucessivas posições de deslocamento da LI6, LI7 e LI8.

Nas duas horas seguintes, a LI8 teve um deslocamento de aproximadamente 45 km para sudeste (Figura 4.47e), atingindo um comprimento horizontal em torno de 210 km. Atrás da região convectiva dessa LI8 encontra-se a parte estratiforme, e entre estas duas regiões caracterizou-se uma zona de baixa Z semelhante a descrita por Houze et al. (1989) (Figura 2.5), e definida como uma zona de transição. Também se notou um eco de radar com Z, em torno de 55 dBZ, desenvolvendo-se à nordeste da região convectiva, na fronteira nordeste do PR com SP (Figura 4.47e). As 1633 UTC (Figura 4.47f), a LI8 continuava intensa, e apenas em seu segmento sul teve um enfraquecimento na região convectiva. A região estratiforme, devido a dissipação das células convectivas, atingiu uma extensão horizontal de 210 km de comprimento por 45 km de largura, sendo mais

intensa no seu segmento sul. Neste horário houve ainda um aumento da convecção à nordeste da LI8.

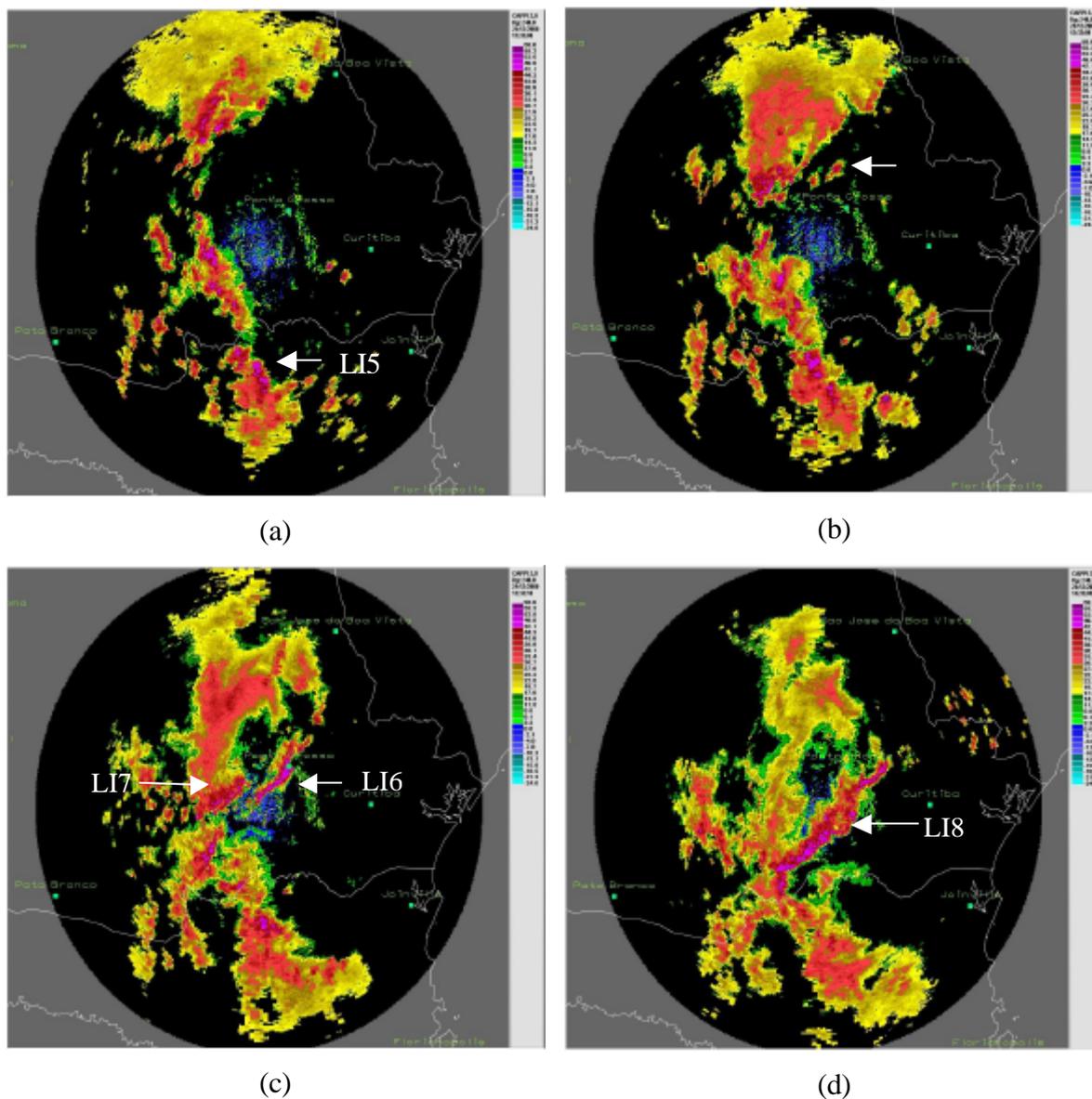
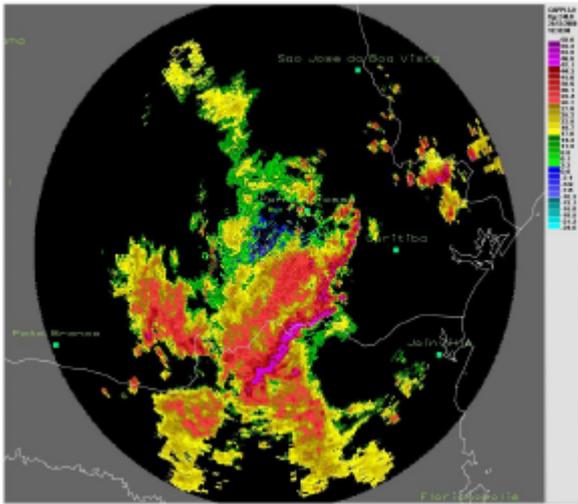
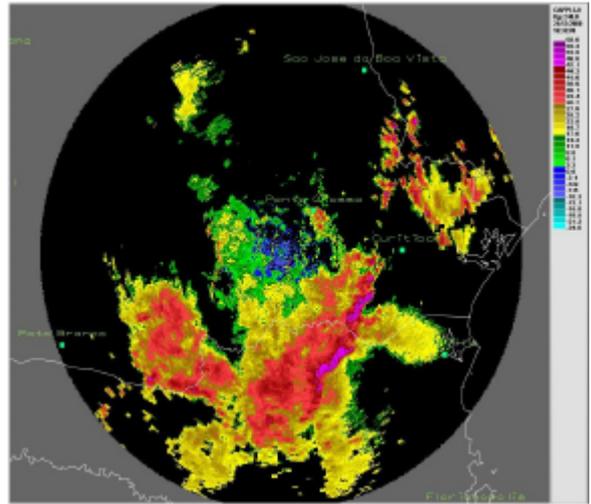


FIGURA 4.47 - Imagens CAPPI nível 2,0 (dBZ) para 24/12/2000 as: (a) 1133 UTC, b) 1233 UTC, (c) 1333 UTC, (d) 1433 UTC, (e) 1533 UTC, (f) 1633 UTC, (g) 1733 UTC, (h) 1833 UTC, (i) 1923 UTC e (j) 2033 UTC. As cores vermelhas representam a parte convectiva (Z maior que 34 dBZ) e a amarela a região estratiforme (Z abaixo de 35 dBZ).

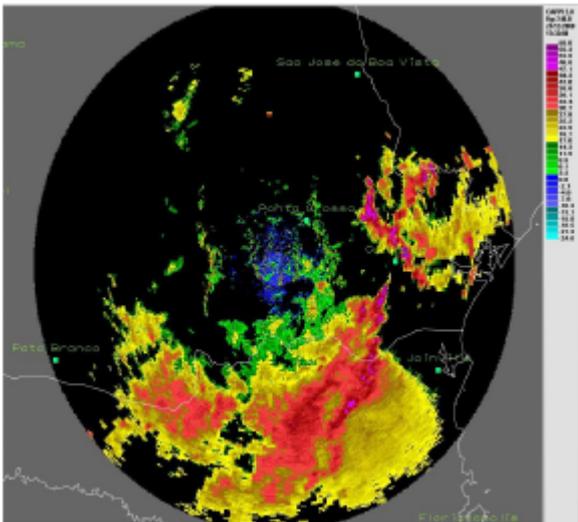
(continua)



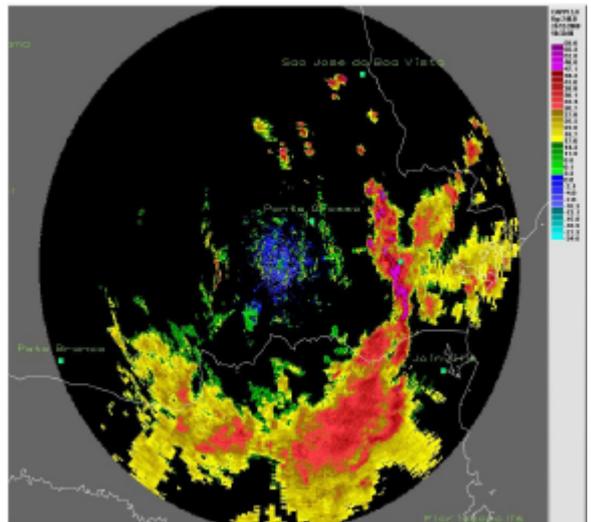
(e)



(f)



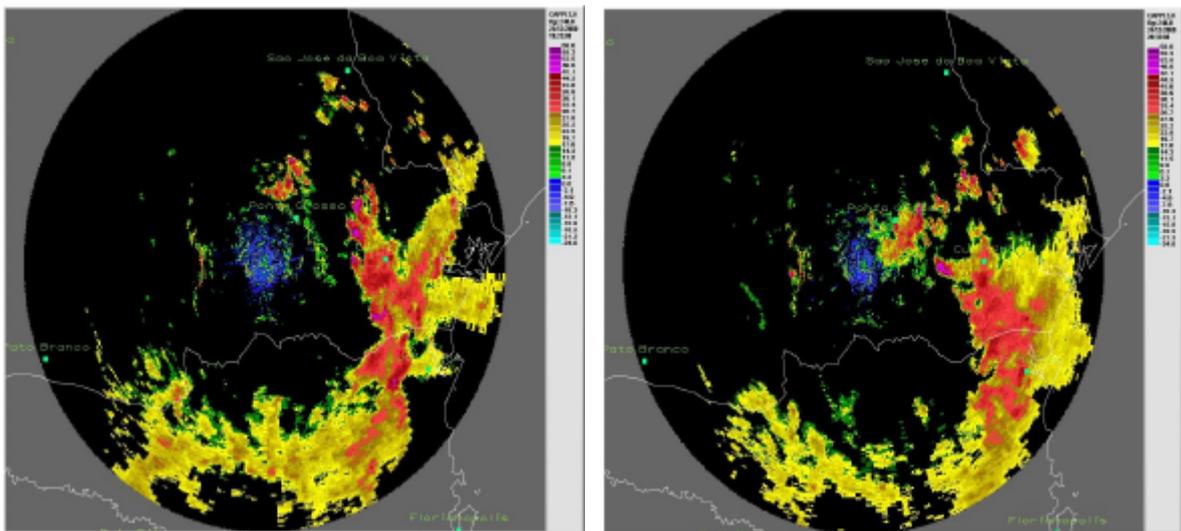
(g)



(h)

FIGURA 4.47 – Continuação

(continua)



(i)

(j)

FIGURA 4.47 – Conclusão.

A imagem de radar das 1733 UTC (Figura 4.47g) mostrava a convecção mais intensa na parte da região convectiva da LI8. Os núcleos isolados que haviam se formado à nordeste da LI8, apresentavam configuração de uma pequena LI com orientação noroeste sudeste, que ao deslocar-se para sudoeste intensificou-se (Figura 4.47g) e uniu-se com a parte norte da região convectiva da LI8 as 1833 UTC (Figura 4.47h), favorecendo o deslocamento da LI8 para leste.

A partir das 1923 UTC (Figura 4.47i) o sistema tinha uma configuração caótica, mostrando alguns núcleos convectivos isolados de Z em torno de 55 dBZ. Entretanto, o sistema dissipou totalmente as 2203 UTC (Figura 4.47j). A Figura 4.48 mostra a evolução da região convectiva da LI6, LI7 e LI8 sobre o PR. A Tabela 4.2 mostra as características da LI6, LI7 e LI8 obtidas através das imagens de radar.

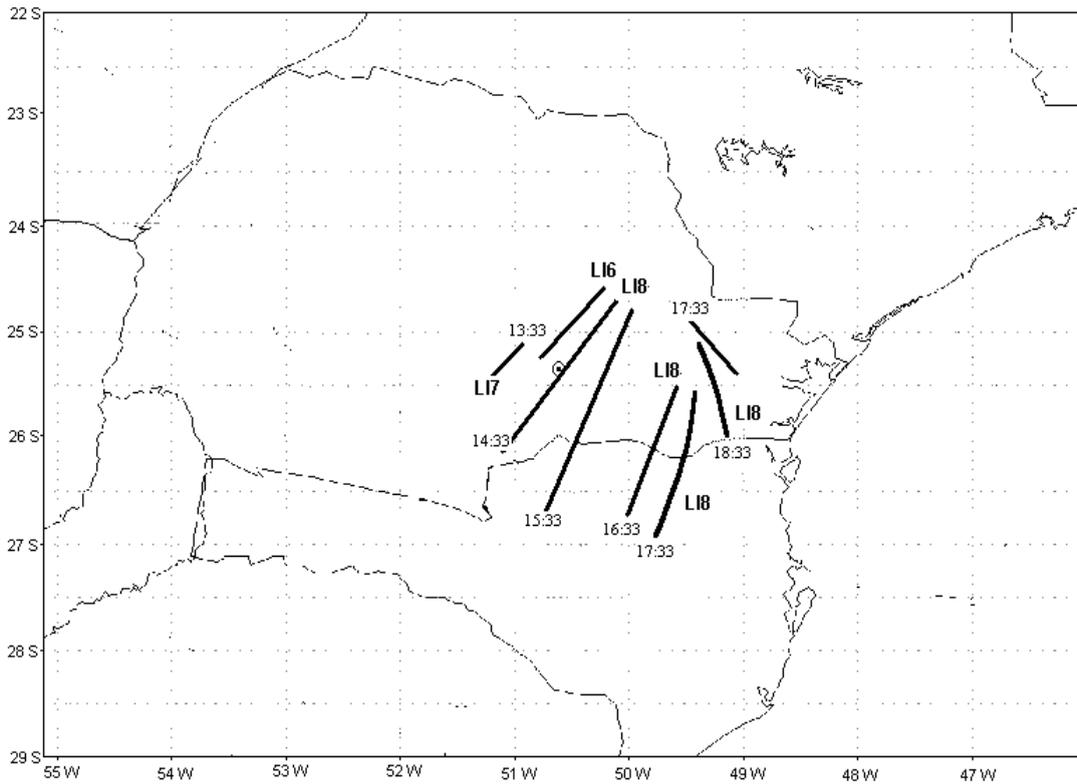


FIGURA 4.48 – Sucessivas posições do eixo convectivo das LIs desenvolvidas em 08-09/09/1999.

Os números referem-se ao horário expresso em UTC.

TABELA 4.2 – Características das LIs desenvolvidas em 24/12/2000.

Nomes das LIs	Estágios			Tempo de vida (h)	Velocidade de propagação (m s^{-1})	Extensão	
	Formação (UTC)	Maturação (UTC)	Dissipação (UTC)			Comprimento (km)	Largura (km)
LI6	1230	1300	1350	0120	9,3	75	12
LI7	1230	1300	1350	0120	5,9	60	10
LI8 (=LI6+LI7)	1350	1600	1930	0640	6,3	210	55

4.2.3 – Descrição de Mesoescala

Na seqüência de campos de P e PNM utilizando dados de estações meteorológicas do SIMEPAR (Figura 4.49), observa-se que as 1200 UTC existia um sistema de baixa pressão (B3) de mesoescala com centro de 1009 hPa na região sul do estado do PR fronteira com SC (Figura 4.49a), enquanto que no oeste desse estado desenvolve-se um sistema de alta pressão de mesoescala (A3) com centro de 1016 hPa. Sobre o centro do estado, uma outra mesoalta (A4) foi observada. Do centro para o norte do estado um cavado de mesoescala deslocou-se para sudeste (Figuras. 4.49a a 4.49c). Sobre a região nordeste do estado, fronteira com SP, o campo de PNM mostrava uma terceira mesoalta (A5) com centro de 1014 hPa. Na parte noroeste do PR nota-se um núcleo de precipitação, que se deslocou para sudeste em direção ao centro do estado (Figuras 4.49b a 4.49d).

Com o deslocamento do núcleo de precipitação estratiforme para sudeste em direção ao cavado que era observado na frente do sistema (Figuras 4.49a a 4.49d), a A3 uniu-se com A4 as 1500 UTC (Figura 4.49c) intensificando e formando a A6 (Figura 4.49b), a B3 permaneceu estacionária e a A5 teve uma intensificação em 2 hPa (Figura 4.49b). A análise para esse horário mostra três núcleos de precipitação, um na fronteira com SC, associado com a região convectiva da LI4, e os outros dois núcleos do centro para norte do estado, o primeiro associado com região estratiforme da LI8 e o segundo associado com a nebulosidade da frente fria.

A passagem do núcleo de precipitação da região convectiva sobre o centro sul do estado as 1800 UTC (Figura 4.49c) provocou a elevação da pressão em 2 hPa associada ao sistema fronteira com SC. As 2100 UTC (Figura 4.49d) o núcleo de precipitação havia enfraquecido. A B3 intensificou-se em 4 hPa tendo configuração meridional e a A4 desintensificou-se mostrando dois centros de 1013 hPa e as 2300 UTC desenvolveu-se um núcleo de precipitação no centro leste do PR, associado com a região estratiforme da LI8 (Figura 4.49e).

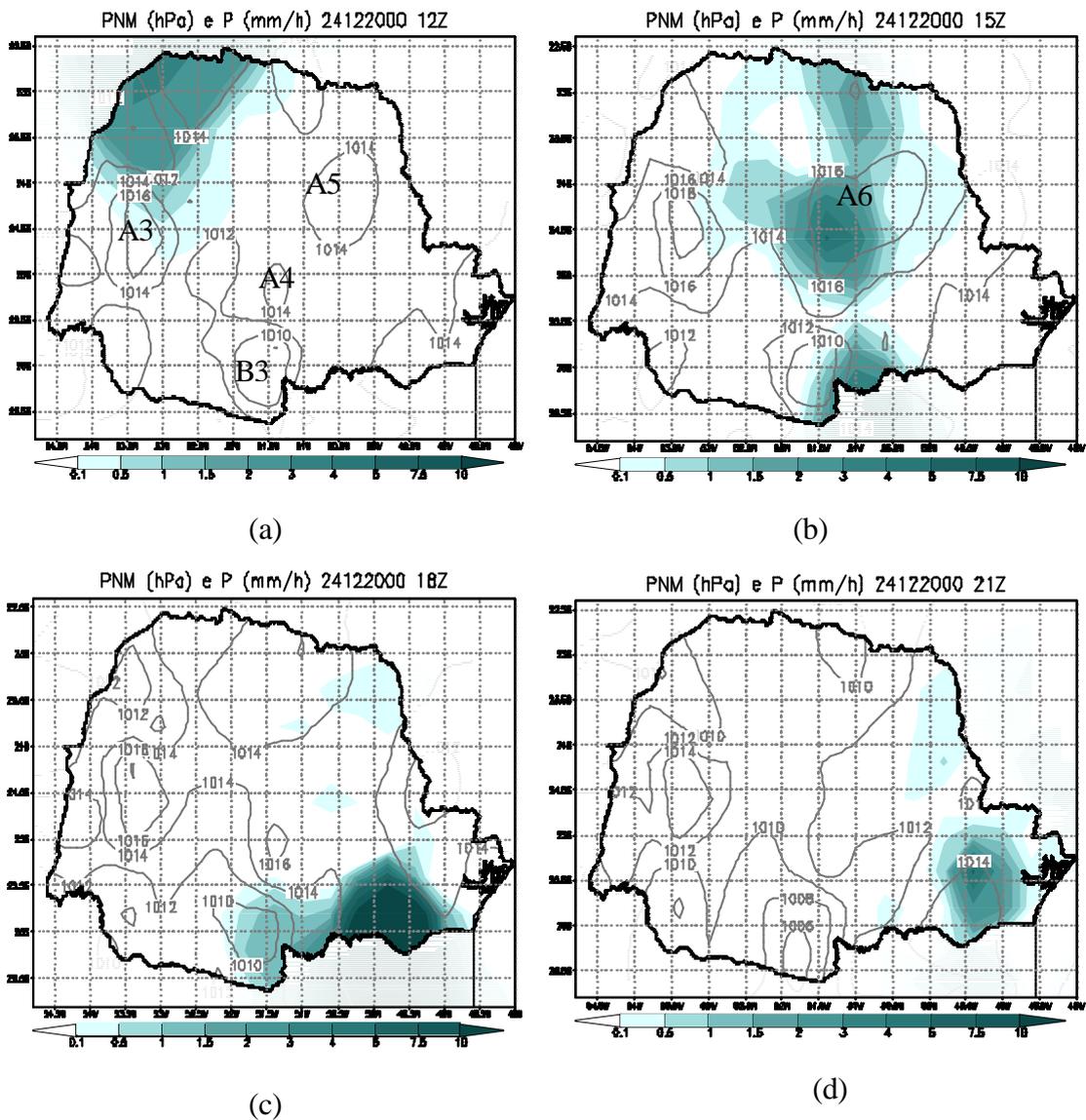


FIGURA 4.49 - Campos de P (mm) e PNM (hPa) para 24/12/2000 as: (a) 1200 UTC, (b) 1500 UTC, (c) 1800 UTC, (d) 2100 UTC, (e) 2300 UTC.

IC = 1 hPa. A área sombreada indica a P.

(continua)

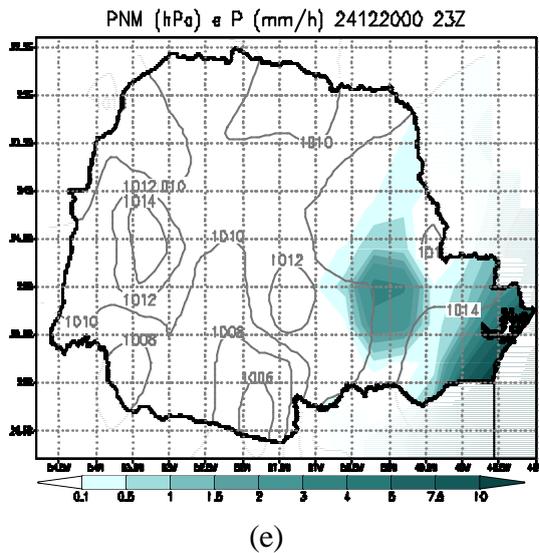


FIGURA 4.49 – Conclusão.

A Figura 4.50 mostra a evolução da T do ar antes e durante o ciclo de vida da LI8. As 1200 UTC (Figura 4.50a) praticamente todo o PR estava com uma temperatura uniforme com valores de 20 °C, exceto nos setores central e leste onde observaram-se um núcleo de 22 °C e de 24°C, respectivamente. As 1500 UTC devido ao aquecimento diurno, a temperatura elevou-se sobre quase todo o PR, exceto no centro que manteve-se com T em torno dos 20 °C (Figura 4.27b). As 1800 UTC (Figura 4.50c) observa-se um gradiente de temperatura com valores em torno de 10 °C em aproximadamente 130 km da LI8, com orientação meridional na fronteira nordeste do PR. Neste instante havia um mínimo na temperatura com centro de 20 °C no sul do PR fronteira com SC, associado a região convectiva da LI8 (Figura 4.50c). Na região oeste do estado observou-se a penetração de ar mais quente vindo de MS, formando um núcleo quente de 28 °C no sul do estado. O gradiente de temperatura teve um enfraquecimento as 2100 UTC (Figura 4.50d), devido ao deslocamento da LI8 e da nebulosidade da frente fria para leste. As 2300 UTC o núcleo frio deslocou-se para leste, acompanhando a precipitação.

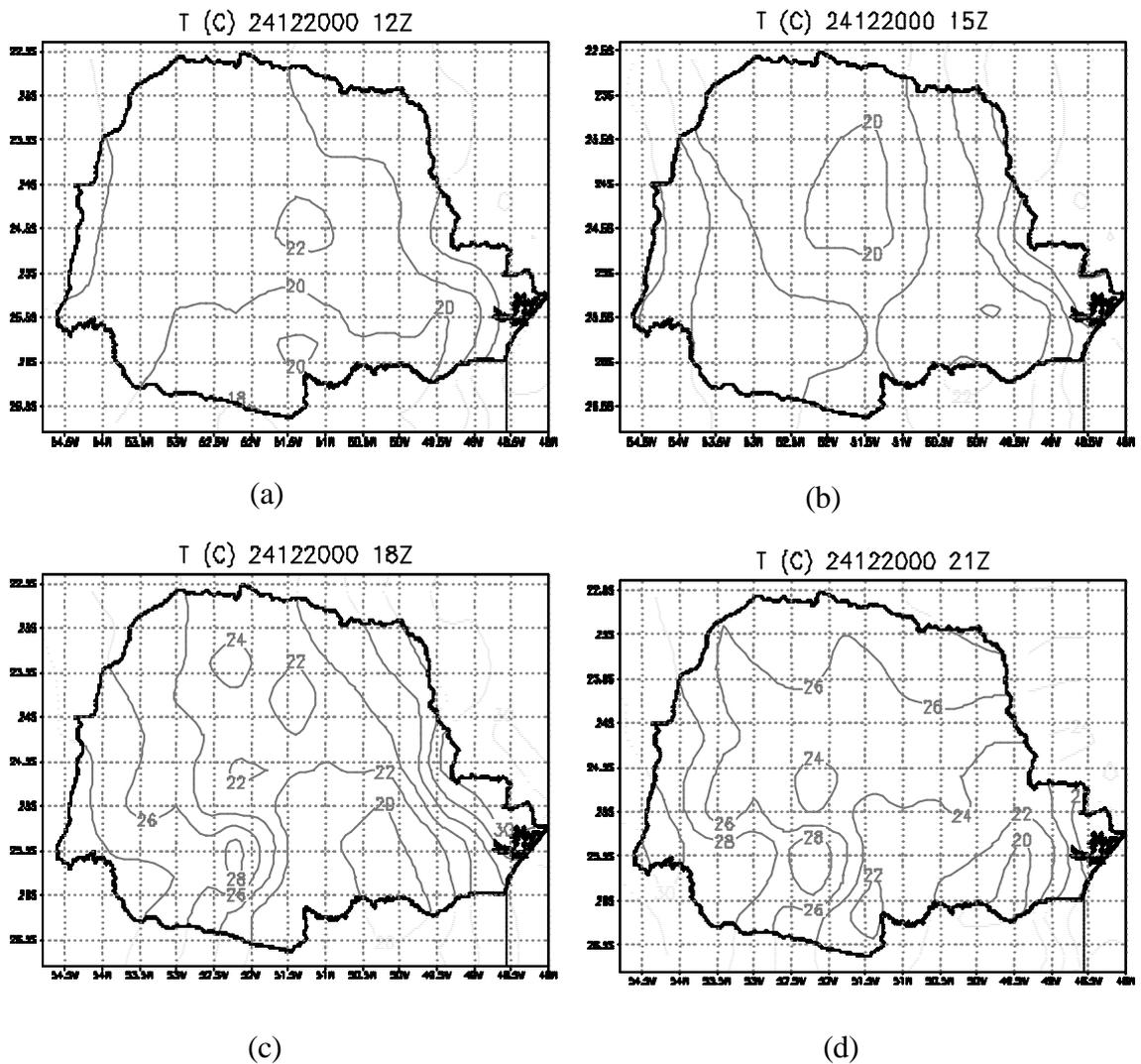
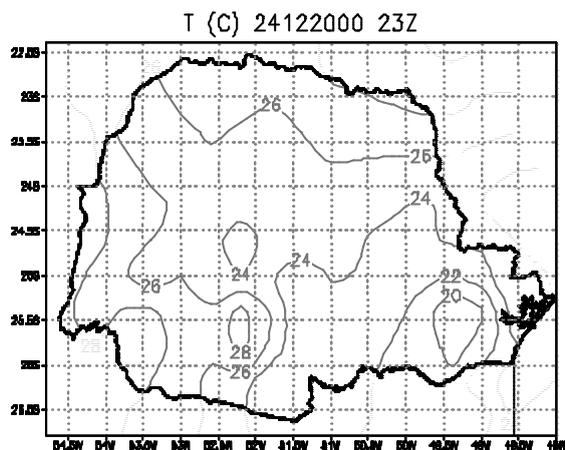


FIGURA 4.50 - Campos de T (°C) para 24/12/2000 as: (a) 1200 UTC, (b) 1500 UTC, (c) 1800 UTC, (d) 2100 UTC, (e) 2300 UTC.
IC = 2 °C.

(continua)



(e)

FIGURA 4.50 – Conclusão.

O campo de vento à superfície no horário das 1200 UTC, (Figura 4.51a) não apresenta uma direção preferencial com valores muito baixo, enquanto que a UR está em torno de 100 % no noroeste do estado. As 1500 UTC (Figura 4.51b) sobre o centro do estado, o campo de vento tinha uma circulação ciclônica, enquanto que no leste do estado a direção era de nordeste.

Entre as 1800 UTC e 2100 UTC (Figuras 4.51c e 4.51d), o escoamento na parte norte do estado estava soprando de noroeste, mostrando uma confluência sobre centro-leste do estado (Figura 4.51d). As 2300 UTC (Figura 4.51e) no centro do PR observa-se a entrada de ar mais seco vindo do MS, como se pode notar pela diminuição da UR nesta região. Sobre o centro – norte e centro – leste do estado havia difluência do vento.

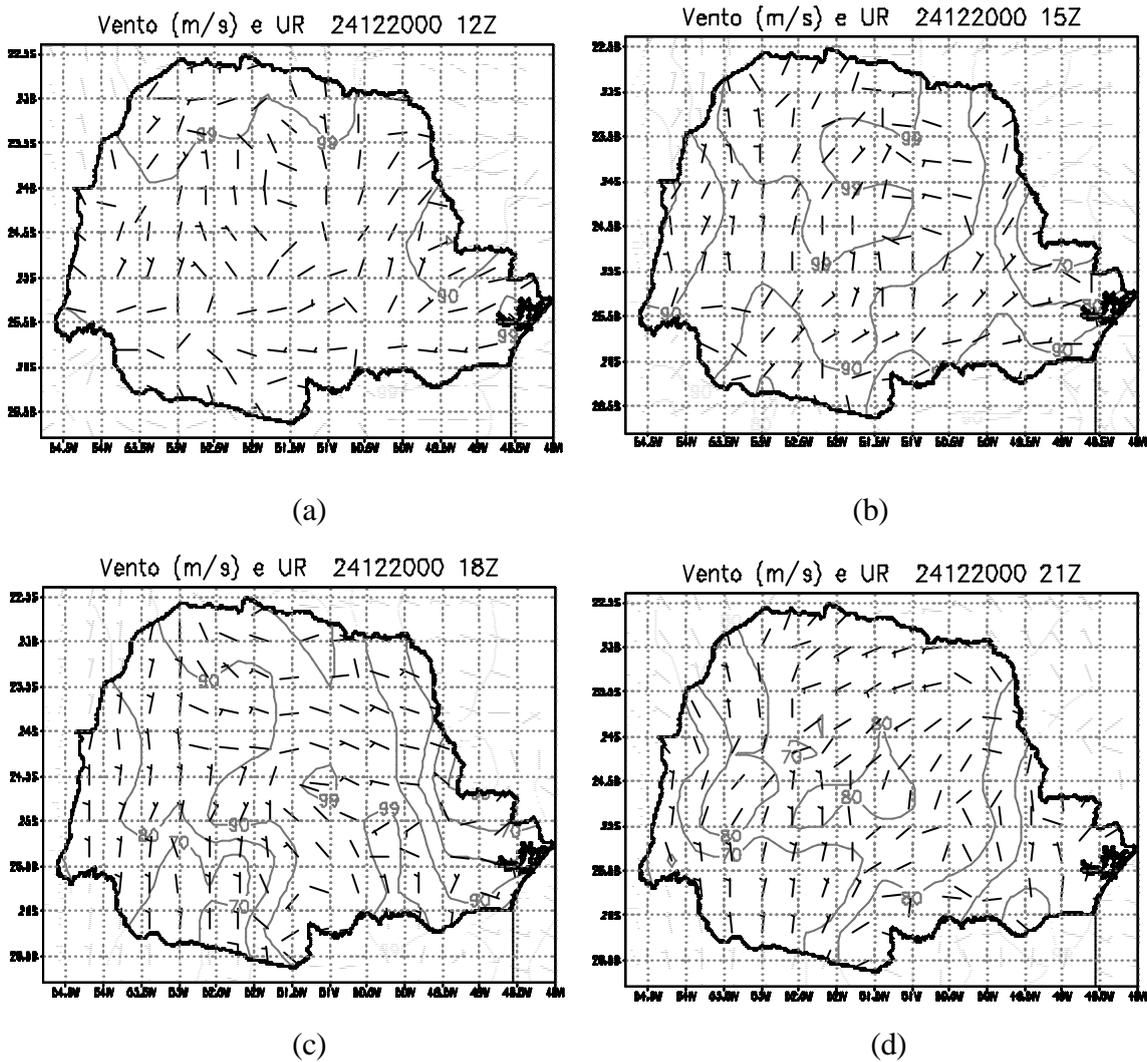
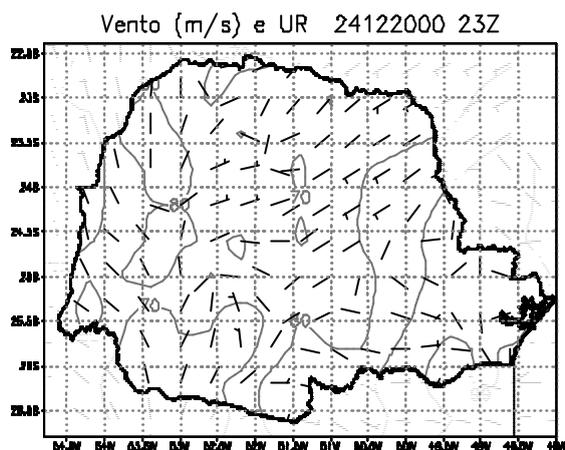


FIGURA 4.51 – Campos de vento (m s^{-1}) e UR (%) para 24/12/2000 as: (a) 1200 UTC, (b) 1500 UTC, (c) 1800 UTC, (d) 2100 UTC e (e) 2300 UTC.

IC = 1 m s^{-1} e IC = 10 %, respectivamente.

(continua)



(e)

FIGURA 4.51 – Conclusão.

4.2.4 - Assinatura da Passagem da LI8 em Superfície

A passagem da LI8 pela cidade de Fernandes Pinheiro e Ponta Grossa pode ser observada através das medidas realizadas pelos instrumentos da Estação Meteorológica do SIMEPAR. A Figura 4.52 mostra a precipitação observada em Fernandes Pinheiro entre 09 UTC do dia 24/12/2000 e 00 UTC do dia 25/12/2000. Pode-se observar pela Figura 4.52 um máximo de $7,6 \text{ mm h}^{-1}$ às 14 UTC associado à passagem da região convectiva da LI8. Em Ponta Grossa observa-se que há um máximo de $9,8 \text{ mm h}^{-1}$ às 15 UTC devido à passagem da região convectiva da LI8 e um segundo máximo às 17 UTC, associado à região estratiforme da LI8.

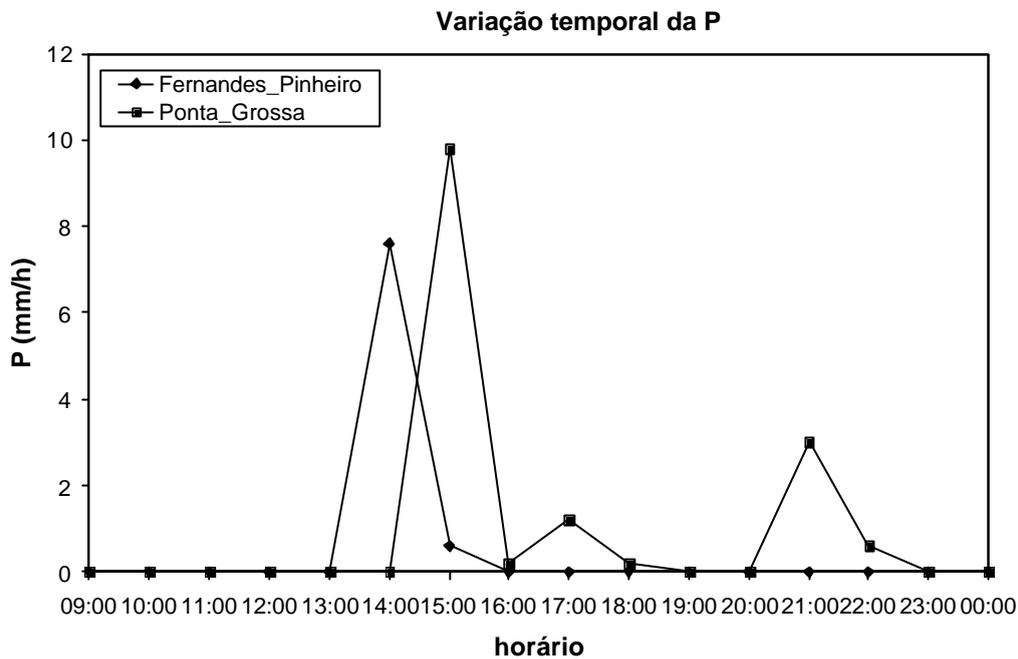


FIGURA 4.52 - Precipitação observada nas cidades de Fernandes Pinheiro e Ponta Grossa em 08/09/1999.

A análise da evolução temporal do vento em superfície (Figura 4.53) para a cidade de Fernandes Pinheiro não mostra uma variação grande na intensidade da rajada do vento, apenas há uma mudança na direção do vento entre as 16 UTC e 17 UTC, duas horas após a passagem da LI8, onde o vento girou de O para NE. Os dados de Ponta Grossa (Figura 4.53) não apresentam grande variação na intensidade da rajada do vento durante a passagem da LI8, somente a partir das 19 UTC há um aumento na intensidade da rajada. Durante a passagem da LI8 há uma variação na direção do vento entre as 13 UTC e 16 UTC girando de N para NE, e após a passagem da LI8, passou para NNW.

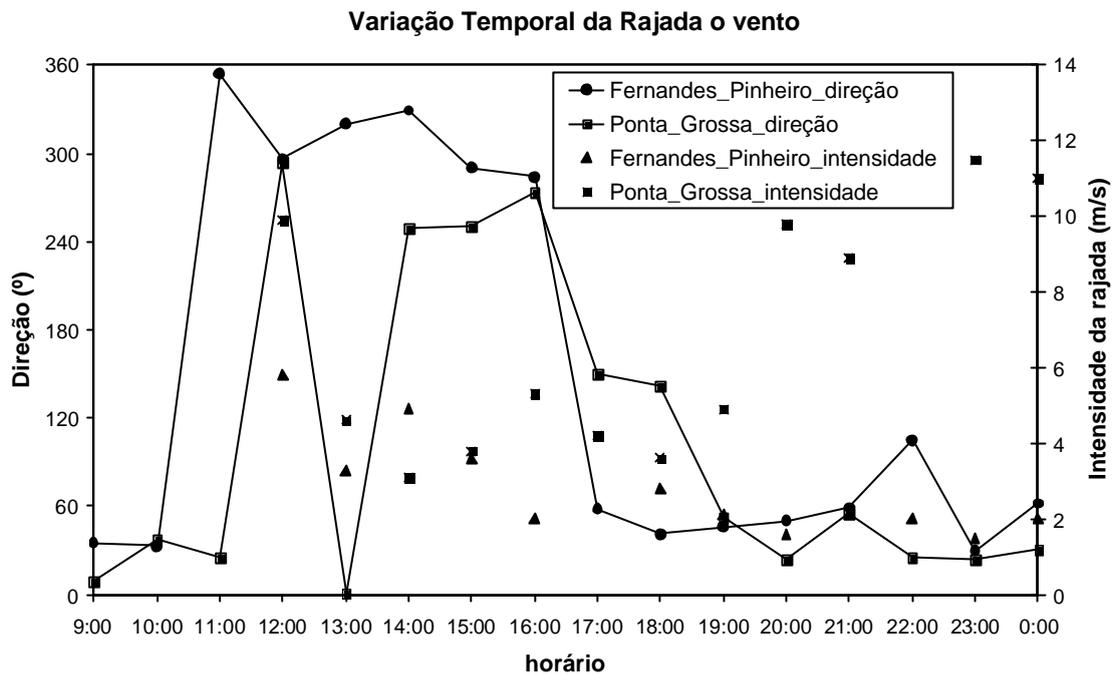


FIGURA 4.53 - Rajada do vento registrada nas cidades de Fernandes Pinheiro e Ponta Grossa em 24/12/2000. Rajadas (m s^{-1}), indicada por pontos e a direção ($^{\circ}$), indica por uma linha contínua.

O campo de PNM para a cidade de Fernandes Pinheiro (Figura 4.54) mostra um aumento de 2,2 hPa entre as 13 UTC e 15 UTC associado a passagem da região convectiva da LI8, e uma queda de 4,6 $^{\circ}\text{C}$ no campo de T (Figura 4.55). Este decréscimo da T ocorre devido ao ar frio trazido dos níveis médios para a superfície pelas intensas correntes descendentes da região convectiva. Após este horário a PNM teve um decréscimo devido ao afastamento de um sistema de alta pressão, enquanto que T voltou a subir, devido a um fluxo de ar quente de NNE e também pelo afastamento da LI8 para leste.

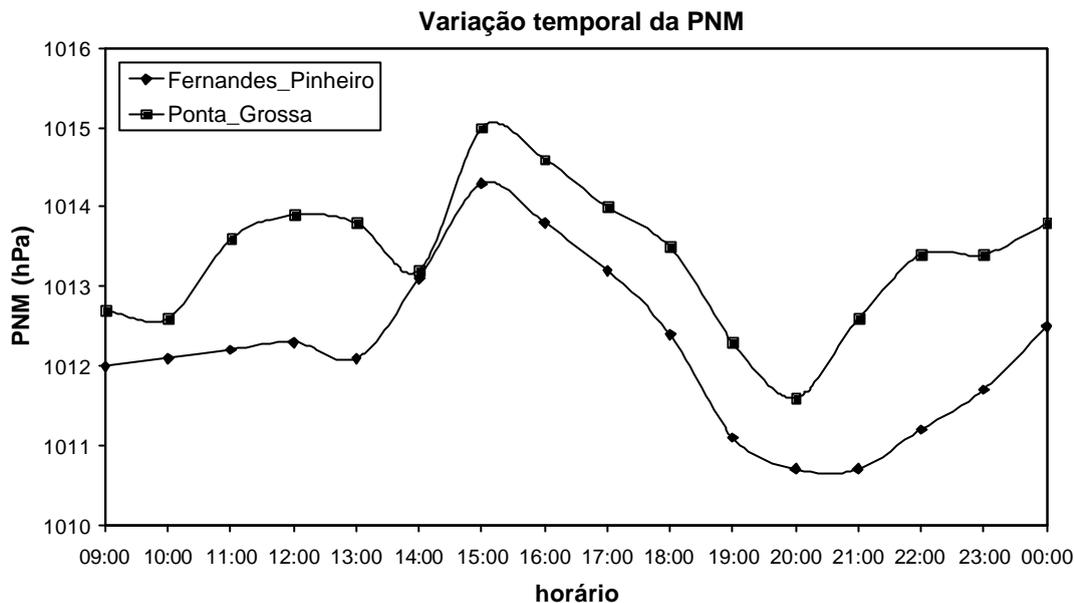


FIGURA 4.54 - PNM observada nas cidades de Fernandes Pinheiro e Ponta Grossa em 24/12/2000.

A pressão atmosférica entre as 09 UTC do dia 24/12/2000 a 00 UTC do dia 25/12/2000 (Figura 4.54) para a cidade de Ponta Grossa mostra, que entre as 13 UTC e 14 UTC há um decréscimo 0,6 hPa, enquanto que uma hora após há um aumento de 1,8 hPa (mesoalta), devido a passagem da região convectiva da LI8, que também pode ser verificado pela queda de 2,7 °C (Figura 4.55). Após este horário a PNM teve um decréscimo atingindo um mínimo de 1011,6 hPa as 20 UTC, mostrando uma mesobaixa. A Figura 4.55 mostra a variação temporal da T, onde se nota que junto a mesoalta, observa um mínimo de T as 15 UTC, devido a precipitação da região convectiva. Após há um aumento da T atingindo um máximo as 20 UTC, junto a mesobaixa.

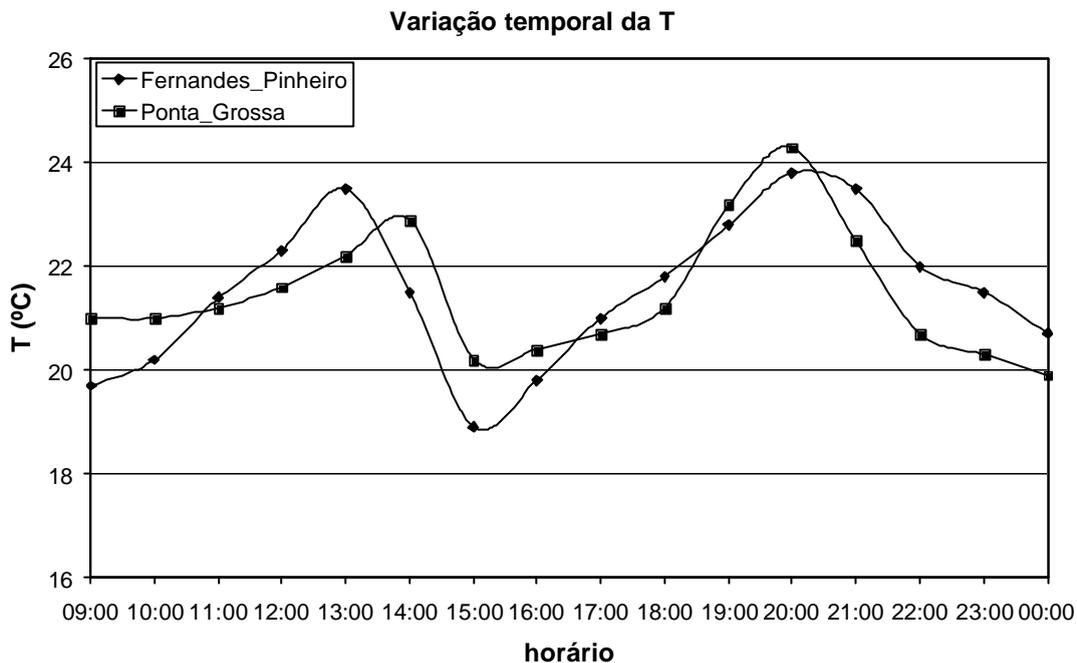


FIGURA 4.55 - T (°C) registrada nas cidades de Fernandes Pinheiro e Ponta Grossa em 24/12/2000.

4.2.5 - Discussão dos Resultados do Caso 2

A LI8 estudada ocorreu no dia 24 de dezembro de 2000, perpendicular a uma frente fria que estava sobre a Região Sul. Esta se formou junto a uma grande área estratiforme sobre o centro do PR.

A LI8 deslocou-se para leste associada a um cavado em mesoescala, piscina de ar frio e com uma região de confluência no campo de vento localizada adiante do sistema. Essas características também foram observadas por Smull e Houze (1982) para LIs desenvolvidas sobre Oklahoma EUA. Analisando-se o campo de T (Figura 4.50), observou-se uma piscina de ar frio no campo de T exatamente sobre a LI8, que favoreceu a formação de um gradiente com mesma orientação da LI8 auxiliando na formação e deslocamento deste sobre o PR.

Outra característica importante para a instabilização da troposfera sobre a região onde se formou a LI8, foi um escoamento de noroeste, vindo da Região Amazônica e Central do Brasil em 850 hPa, que trouxe umidade e calor para a Região Sul, como pode ser visto pelos altos valores de θ_e (Figura 4.36).

Em 500 hPa observou-se um cavado de escala subsinótica que se deslocou sobre a Região Sul, favorecendo a convergência de massa nos níveis baixos, enquanto que nos altos níveis o centro de velocidade máxima do jato subtropical provocou divergência de massa associada a aceleração dos ventos e a circulação transversal, que também propiciou a convergência de massa nos baixos níveis sobre a Região Sul.

Os índices de instabilidade foram bons indicadores de instabilidade na região onde se formaram as quatro LIs, indicando que a troposfera estava bastante instável, favorecendo a formação de convecção profunda.

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Este estudo teve como objetivo identificar os mecanismos dinâmicos e cinemáticos associados com a ocorrência de 2 casos de LIs desenvolvidas no Estado do PR. Ambos os casos foram associados a situações de frentes frias que se deslocavam pela Região Sul do Brasil.

O primeiro caso de LI analisado foi constituído de 5 LIs, denominadas de LD, LI1, LI2, LI3 e LI4. Todas as LIs tiveram uma propagação para nordeste, paralelas à frente fria em superfície. A LD apresentou-se como uma linha desorganizada, com células convectivas espaçadas por áreas sem Z, tendo uma duração de aproximadamente 0500 h. A LI1 teve uma duração aproximada de 4h e 20 min com uma extensão horizontal de 140 km de comprimento por 31 km de largura. A LI2 e LI3 tiveram a duração de 0300 h e 0200 h, respectivamente, e uniram-se formando a LI4, que se deslocou com uma velocidade média de $12,9 \text{ m s}^{-1}$, e uma duração de 04 h e 30 min. O comprimento horizontal da LI4 foi de 480 km por 124 km de largura. Provocou rajadas de vento acima de 17 m s^{-1} na cidade de Fernandes Pinheiro e Lapa, centro e centro-leste do PR, respectivamente e precipitação (entre 16,2 mm a 17,0 mm em aproximadamente 15 minutos) nas cidades de Guarapuava e Curitiba, respectivamente.

Por meio das imagens de radar e considerando 4 estágios de desenvolvimento, o ciclo de vida da LI4, foi assim caracterizado:

- a) estágio de formação: constituído de células convectivas isoladas;
- b) estágio de intensificação: as células convectivas isoladas intensificaram-se e evoluíram para uma configuração na forma de uma LI;
- c) estágio de maturação: quando coexistiram a região convectiva com ecos de radar intensos (da ordem de 56 dBZ), uma zona de transição com baixos valores de Z

(inferior a 20 dBZ), e uma região de nuvens estratiforme (da ordem de 30 dBZ).

A região estratiforme foi mais extensa no lado sul da LI4;

- d) estágio de dissipação: inicialmente houve o enfraquecimento da região convectiva e aumento da extensão horizontal da região estratiforme, e posteriormente, a dissipação total da LI.

A convergência de umidade em baixos níveis e o levantamento provocado pela aproximação da frente fria em superfície, provavelmente forçaram o desenvolvimento das primeiras células convectivas das LIs. A ocorrência de uma região de confluência dos ventos em baixos níveis e o desenvolvimento de um intenso gradiente auxiliaram no deslocamento e intensificação da LI4.

As características sinóticas associadas à LI4, mostraram um jato de baixos níveis vindo da Região Amazônica para a Região Sul do Brasil, trazendo umidade e calor para a região de formação desta LI. Adicional à isso, um cavado em 250 hPa e 500 hPa com grande amplitude à oeste da Região Sul e inclinação para oeste com a altura, desestabilizou a troposfera favorecendo a instabilidade convectiva na região de formação da LI. Este cavado provocou divergência de massa nos altos níveis e convergência nos baixos níveis, sendo que a circulação transversal na entrada do jato em altos níveis pode ter favorecido para a intensificação do movimento ascendente e, portanto ao desenvolvimento das LIs. Este resultado é compatível com os obtidos por meio de índices de instabilidade *K*, *IL* e *IS*, os quais mostraram valores que propiciavam a convecção profunda na região onde se formou a LI. O *ITT* apresentou valores baixos, de forma que não foi um bom indicativo para ocorrência de convecção profunda.

No segundo caso estudado, as 4 LIs se desenvolveram no dia 24/12/2000 denominadas de LI5, LI6, LI7 e LI8, perpendicularmente à uma frente fria em superfície, estando inserida em uma grande área com precipitação estratiforme localizada sobre o PR. A duração da LI6 e LI7 foi de 01h e 20 min cada uma. Da união da LI6 e LI7 formou-se a LI8, a qual, teve uma duração de 08h e 40 min e comprimento horizontal de 210 km por 55 km de largura, com deslocamento para leste com uma velocidade média de $8,0 \text{ m s}^{-1}$.

As características da LI8 nos quatro estágios do seu ciclo de vida foram: 1) estágio de formação, onde as primeiras células convectivas ocorreram à leste de uma extensa área com nuvens estratiformes, localizada sobre o centro do estado do PR; 2) Estágio de intensificação, quando duas pequenas LIs (LI6 e LI7) com ecos intensos se uniram em uma única LI denominada de LI8 sólida de células convectivas; 3) Estágio de maturação, onde foram observadas as regiões convectiva e estratiforme separadas por uma região de transição. Neste penúltimo estágio, observou-se que a região estratiforme foi mais intensa no lado sul do que no lado norte da LI8; 4) Estágio de enfraquecimento dos ecos e a dissipação do sistema, onde se observou que a LI nesse estágio teve uma configuração caótica.

Como características sinóticas desse segundo caso de LI ocorrido no PR destacam-se um cavado em superfície de mesoescala e confluência do vento em superfície. A LI8 deslocou-se na direção do cavado e onde havia uma região de confluência do vento. O campo de T mostrou uma piscina de ar frio sobre a LI8, que favoreceu a formação de um gradiente de T com a mesma orientação da LI8, auxiliando na intensificação e no deslocamento deste sistema sobre o PR. Foi observado um cavado de onda curta em 500 hPa, que propiciou a convergência de massa nos baixos níveis da troposfera, auxiliando na formação da LI8. O escoamento em 850 hPa apresentou uma orientação de noroeste para sudeste passando sobre a região de formação da LI8. Os altos valores de q_e indicaram um transporte de umidade e calor desde a Região Central do Brasil até a região onde se formou a LI8.

Os índices de instabilidade K e IS foram os melhores indicadores de instabilidade convectiva na região de formação da LI8. Os ITT, IL e CAPE, não apresentaram valores que mostrassem o desenvolvimento convectivo profundo na região e, portanto, não foram indicadores de instabilidade convectiva intensa sobre a região de desenvolvimento da LI8.

Como sugestões para trabalhos futuros tem-se:

- a) Considerar um período de estudo maior, visando adquirir uma maior compreensão de como as LIs se comportam na região do PR;
- b) Desenvolver um estudo de compostos considerando separadamente LIs que se desenvolvem paralela e perpendicular a sistemas frontais em superfície, visando identificar padrões comuns para a sua análise e previsão;
- c) Selecionar casos de LIs associadas a outros sistemas meteorológicos, tais como ondas de leste, ciclones extratropicais, entre outros, e estudar seus mecanismos de formação e manutenção.
- d) Estudar as LIs por meio de modelagem numérica, para se ter uma melhor descrição deste sistema, melhorando sua previsão e também verificar se existe alguma influência da topografia, tal como a Serra Geral, na formação e organização desse sistema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abdoulaev, S.; Lenskaia, O. Linhas de convecção severa. Parte 1: classificação In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9., 1996, Campos do Jordão. **Anais...** Campos do Jordão: SBMET, 1996. p. 1271-1275.

Abdoulaev, S.; Lenskaia, O. Linhas de convecção severa. Parte 2: causas e conseqüências das variações da velocidade. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9., 1996, Campos do Jordão. **Anais...** Campos do Jordão: SBMET, 1996. p.871-875.

Abdoulaev, S.; Lenskaia, O. Linhas de convecção severa. Parte 3: estrutura cinemática. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9., 1996, Campos do Jordão. **Anais...** Campos do Jordão: SBMET, 1996. p.875 – 877.

Abdoulaev, S.; Lenskaia, O. Evolução das linhas de convecção severa. Parte 1. classificação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.13, n.2, p.15-36, 1998.

Abdoulaev, S.; Starostin, A., Lenskaia, O., Gomes, R. G. Sistemas de mesoescala de precipitações no Rio Grande do Sul. Parte 1: classificação dos sistemas de mesoescala de precipitações. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.13, n.2, p.57-74, 1998.

Abdoulaev, S.; Starostin, A., Lenskaia, O., Gomes, R. G. Movimentos relativos em linhas de convecção severa acompanhadas pela região estratiforme. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.15, n.2, p.87-102, 2000.

Abdoulaev, S.; Starostin, A. Evolução de uma linha de convecção e das super-células no Rio Grande do Sul no dia 16 de fevereiro de 1994. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 8., 1994, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBMET, 1994. p. 255-258.

Abdoulaev, S.; Starostin, A., Casarin, D.P., Lenskaia, O., Oliveira, V.M. Starostina, T. Estudo preliminar das linhas de convecção observada no Estado do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 8., 1994, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBMET, 1994. p.301 – 304.

Bélair, S.; Da-Lin, Z A Numerical study of the along-line variability of a frontal squall line during PRE-STORM. **Monthly Weather Review**, v.125, n.10, p.2544-2561, 1997.

Beneti, C., Vasconcellos, C., Calvetti, L., Moreira, I. A. Efeitos geográficos e orográficos na incidência de descargas elétricas atmosféricas no Paraná – estudo preliminar. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: SBMET, 2002. CD-ROM

Betts, A.K.; Grover, R.W.; Moncrieff, M.W. Structure and motion of tropical squall-lines over Venezuela. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.102 n.432, p. 395- 404, 1976.

Bluestein, H. B.; Jain, M.H. Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.42, n. 16, p. 1711-1732, 1985.

Bluestein, H. B.; Marx, G. T.; Jain, M.H. Formation of mesoscale lines of precipitation: Non-severe squall lines in Oklahoma during the spring. **Monthly Weather Review**, v.115 n.11, p. 2719 – 2727, 1987.

Braun, S.A., Houze, Jr. R. A. The transition zone and secondary maximum of radar reflectivity behind a midlatitude squall line: results retrieved from Doppler radar data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.51, n.19, p. 2733 - 2755, 1994.

Brown, J.M. Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation: a numerical study. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.36, n.2, p. 313 – 338, 1979.

Browning, A.K. The Mesoscale data base and its use in mesoscale forecasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.115, n.488, p. 717- 762, 1989.

Cavalcanti, I. F.A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 133p. (INPE-2494–TDL/097). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982.

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. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2., 1982, Pelotas. **Anais...** Pelotas: SBMET, 1982. p. 67-87.

Cavalcanti, I. F.A.; Kousky, V.F. Influências da circulação de escala sinótica na circulação da brisa marítima na costa N – NE da América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2., 1982, Pelotas. **Anais...** Pelotas: SBMET, 1982. p. 409-425.

Charney, I.G., Eliassen, A. On the growth of the hurricane depressions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.21, n.1, p. 68-75, 1964.

Chong, M.; Amayenc, P.; Sciclom, G.; Testud, J. A tropical squall line observed during the COPT81 experiment in west Africa. Part 1. Kinematic structure inferred from dual-doppler radar data. **Monthly Weather Review**, v.115, n.3. p.670-694, 1987.

Chou, C. S. **Climanálise especial**: modelo regional ETA. São José dos Campos: INPE, 1996.

Cohen, J.C.P. **Um estudo observacional de Linhas de Instabilidade na Amazônia**. INPE. 1989. 174p. (INPE-4865-TDL/376). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989.

Colby, F.P.Jr. The role of the convective instability in na Oklahoma squall line. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.37, p. 2113-2119, 1980.

Cotton, W.R.; Anthes, R.A. **Storm and cloud dynamics**. [S.l.]: Internacional Geophysics, 1989. v.44, 883 p.

Doviak, R. J., Zrníc, D. S. **Doppler radar and weather observations**. [S.l.]: Academic Press, 1984. 458 p.

Djuric, D. **Weather analysis**. New Jersey: Prentice Hall, 1994. 304p.

Drosowsky, W.; Holland, G.J.; Smith, R.K. Structure and evolution of north Australian cloud lines observed during AMEX Phase I. **Monthly Weather Review**, v.117, n.6, p.1181-1192, 1987.

Fernandez, W. Environmental conditions and structure of the west African and eastern tropical Atlantic squall lines. **Archive Meteorological Geophysical Bioklimatological**, v.A31, n.1/2, p. 71- 89, 1982.

Fortune, M. Properties of african disturbance lines inferred from time-lapse satellite imagery. **Monthly Weather Review**, v.108, n.2, p.153 – 168, 1980.

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

Fujita, T.T. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.39, p. 1511-1534, 1981.

Galway, J.G. The Lifted index as a predictor of latent instability. **Bulletin of American Meteorological Society**, v.37, p.528-529, 1956.

Gamache, J.F.; Houze, R.A. Jr. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Monthly Weather Review**, v.110, n.2, p.118-135, 1982.

Garstang, M.; Massie, H. L. Jr. Halverson, J.; Greco, S.; Scala .J. Amazon coastal squall lines. Part 1: Structure and Kinematics. **Monthly Weather Review**, v.122, n.4, p. 608 – 622, 1994.

George, J.J. **Weather Forecasting for aeronautics**. New York: Academic Press, 1960. p.407-415.

Guedes, R. L.; Dias, M.A.F.S. Estudo de caso de tempestades severas associado com o jato subtropical na América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 3., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 1984. p.289–296.

Hamilton, R. A.; Archbold, J. W. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.71, p.231 - 265, 1945.

Hane, C.E. Extratropical squall lines and rainbands. In: Ray, P. (ed). **Mesoscale meteorology and forecasting**. Boston: American Meteorological Society, 1986. cap. 16, p.359-389.

Hilgendorf, E. B.; Johnson, R.H. A Study of the evolution of mesoscale convective systems using WSR – 88D data. **Weather and Forecasting**, v.13, p. 437 - 452, 1998.

Hobbs, P.V. Mesoscale structure in midlatitude frontal systems. In: IAMAP Symposium on Nowcasting: Mesoscale Observation and Shortrange Prediction, European Space, 1981. **Proceedings...** [S.l.]: Agency Publication, 1981. SP-165, p.29-36.

Hobbs, P.V.; Persson, P.O.G. The mesoscale and micorscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. V: The substructure of narrow cold-frontal rainbands. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.39, n.2, p.280-295, 1982.

Holton, J.R. **An introduction to dynamic meteorology**. New York: Academic Press, 1992. 511p.

Homan, J.H.; Vincent, D.G. Mesoscale analysis of surface variables during the severe storm outbreak of April 10 – 11, 1979. **Monthly Weather Review**, v.111, n.5, 1122-1130, 1983.

Houze, R.A. Jr. Structure an dynamics of a tropical squall-line system observed during GATE. **Monthly Weather Review**, v.105, n.9, p.1540-1567, 1977.

Houze, R.A.Jr; Hobbs, P.; Rizzoli, P.M.; Heltier, R. Organnization and structure precipitating cloud systems. **Advances in Geophysics**, v.24, p.225-315, 1982.

Houze, R.A.Jr.; Hobbs, P.V.; Biswas, K.R.; Davis, W.M. Mesoscale rainbands in extratropical cyclones. **Monthly Weather Review**, v.104, n.7, p.868-878,1976.

Houze, R.A.Jr.; Rutledge, S. A.; Biggerstaff, M. I.;Smull, B. F. Interpretation of doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. **Bulletin American Meteorological Society**, v.70, n.6, p.608-619, 1989.

Houze, R.A.Jr.; Smull.B.F.; Dodge.P. Mesoeseale organization on springtime rainstorms in Oklahoma. **Monthly Weather Review**, v.118, n.3, p.613-654, 1990.

Hoxit, L.R.; Chappell, C.F.; Fritsch, J.M. Formation of mesolows or pressure troughs in advance of cumulonimbus clouds. **Monthly Weather Review**, v.104, v.11, p.1419 - 1428, 1976.

Huschke, R. E. **Glossary of meteorology**. [S.l.]: American Meteorology Society, 1959. 638p.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1977.

Johnson, R.H.; Hamilton, P. J. The relationship of surface pressure features to precipitation and airflow structure on a intense midlatitude squall line. **Monthly Weather Review**, v.116, n.7, p.1444-1472, 1988.

Johnson, R.H. Surface Mesohighs and Mesolows. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n.1, p. 13-31, 2001.

Juying, X.; Scofield, R.A. **Satellite-Derived Rainfall Estimates and Propagation Characteristics Associated with Mesoscale Convective Systems (MCSs)**.

Washington: NOAA, 1989. (NOAA Technical Memorandum NESDIS 25. Satellite Applications Laboratory).

Kalnay, E. et al. The NCEP/NCAR 40 - Year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.77, n.3, p.437 – 472, 1996.

Koch, S.E.; McCarthy, J. The evolution of an Oklahoma dryline. Part II: Boundary layer forcing of mesoconvective systems. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.39, n.2, p.237-257,1982.

Kousky, V.E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.110, n.4, p. 488 - 498, 1980.

Lima, M.A.; Silva Dias, M.A. Análise dos campos de convergência, convergência de umidade e vorticidade em mesoescala associadas à linha de instabilidade de 13 de Setembro de 1979. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2., 1982, Pelotas. **Anais...** Pelotas: SBMET, 1982. p. 369-382.

Lindzen, R.S.; Tung, K.K. Banded convective activity and ducted gravity waves. **Monthly Weather Review**, v.104, n.12, p.1602 - 1617, 1976.

Locatelli, J.E.; Castle, J.A.; Hobbs, P.V. Structure and evolution of winter cyclones in the central United States and their effects on the distribution of precipitation. Part III: The development of a squall line associated with weak cold-frontogenesis aloft. **Monthly Weather Review**, v.123, n.9, p.2641-1662, 1995.

Lourenço, M.C.M. **Vórtices ciclônicos em altos níveis que atuam no sul da América do Sul**. INPE. 1996. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1996. No prelo.

Maack, R. **Geografia física do Estado do Paraná**. 2.ed. Rio de Janeiro, 1981. 450p.

Marshall, J.S.; Palmer, W. M. The distribution of raindrops with size. **Journal of Meteorology**, v.5, p.165-166, 1948.

Maddox, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin American Meteorological Society**, v.61, n.11, p.1374-1387, 1980.

Menezes, F. W.; Silva Dias, M. A. Simulação numérica dos Casos Itú e Ribeirão Preto: Comparação entre casos de tempestades imersas e ambientes com diferentes padrões de cisalhamento vertical do vento, In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10 e Congresso da Flismet, 7., 1998. Brasília. **Anais...** Brasília: SBMET, 1998. CD-ROM.

Menezes, F. W.; Silva Dias, M. A. Simulação numérica das tempestades ocorridas no estado de São Paulo em 14 de maio de 1994: O caso de Ribeirão Preto, In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10 e Congresso da Flismet, 7., 1998. Brasília. **Anais...** Brasília: SBMET 1998. CD-ROM.

- Miller, R.C. **Note on analysis and severe storm forecasting procedures of the military weather warning center.** [S.l.]: USAF, 1967. 170 p.
- Molion, L.C.B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2, n.1, p.107-112, jun. 1987.
- Newton, C. W. Structure and mechanism of the prefrontal squallline. **Journal of Meteorology**, v.7, p.210-222, 1950.
- Nogués-Peagle J.; Mo, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America in summer . **Monthly Weather Review**, v.125, p. 279-291, 1997.
- Ogura, Y.; M. T., Liou. The structure of a midlatitude squall line. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.37, n.3, p.553-567, 1980.
- Orlasnki, I. A. Rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin American Meteorological Society**, v.56, n.5, p.527-530, 1975.
- Ooyama, A. A dynamical model for the study of tropical cyclone development. **Geofísica International**, v.4, p.187-198, 1964.
- Palmém, E.; Newton, C.W. **Atmospheric circulation systems** . New York: Academic Press, 1969. 350p.
- Pereira Filho, A.J.; Braga Junior, B.P.F.; Barros, M.T.L.; Carrera, C.V. Previsão de inundações: radar meteorológico resolve? Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 9., 1990. Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 1990. p. 1-11.
- Pereira Filho, A. J.; Silva Dias, M. A. F.; Albrecht, R. I.; Pereira, L. G. P.; Gandu, A. W.; Massambani, O. Multisensor analysis of a squall line in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p.1-12, 2002.

Rasmussen, E.N.; Rutledge, S.A. Evolution of quasi two dimensional squall lines. Part I. Kinematic and reflectivity structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.50, n.16, p.2584-2606, 1993.

Ray, P.S. **Mesoscale meteorology and forecasting**. Boston: American Meteorological Society, 1993. 793 p.

Rinehart, R.E. **Radar for meteorologists**. [S.l.]: Department of Atmospheric Sciences, University of North Dakota, 1991. 334p.

Rotuno, R.; Klemp, J. B. The influence of shear-induced pressure gradient on Thunderstorm motion. **Monthly Weather Review**, v. 110, n.3, p. 136-151, 1982.

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

Rutledge, S.R.; Hobbs, P.V. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the “seeder-feeder” process in warm-frontal rainbands. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.40, n.5, p.1185-1206, 1983.

Saitoh, S.; Tanaka, H. Numerical experiment of conditional symmetric baroclinic instability as a possible cause for frontal rainband formation. Part I. A basic Experiment. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.65, n.5, p. 675-708, 1987.

Sales, F.H. **Aspectos observacionais e simulações numéricas de uma linha de instabilidade simétrica de longa duração**. 88p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, 2000.

- Sanders, F.; Paine, R.J. The structure and thermodynamics of an intense storm in Oklahoma. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.32, n.8, p.1563-1579, 1975.
- Sanders, F.; Emanuel, K. A. The momentum budget and temporal evolution of a mesoscale convective system. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.34, n.2, p.322-330, 1977.
- Saucier, W.J. **Princípios de análise meteorológica**. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico, 1969. 462p.
- Schaefer, J.T. The cycle of the dryline. **Journal Applied Meteorology**, v.13, p.444-450, 1974.
- Schmidt, J.M.; Cotton, W.R. Interactions between Upper and Lower Tropospheric Gravity Waves on Squall Line Structure and Maintenance. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.47, n.10, p.1205-1222, 1990.
- Scolar, J.; Silva Dias, M.A.F. Linhas de instabilidade pré-frontais e sua dependência de condições sinóticas. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2., 1982. Pelotas. **Anais...** Pelotas, 1982. p. 88-102.
- Shi, J.; Scofield, R.A. **Satellite-Observed Mesoscale Convective Systems (MCSs) propagation characteristics and a 3-12 hour heavy precipitation forecast index**. Washington: NOAA, 1987. 43p. (NOAA Technical Memorandum NESDIS 20).
- Showalter, A.K. A convective index as an indicator of cumulonimbus development. **Journal of applied meteorology**, v.5, p.839-846, 1953.
- Silva Dias, M.A.F. Sistema de mesoescala e previsão do tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2, n.1, p.133-150, jun. 1987.

Silva Dias, M. A. F.; Ferreira, R. N. Application of a Linear Spectral model to the study of Amazonian squall Lines during GTE/ABLE 2B. **Journal Geophysic Research**, v.97, n.D18, p.20405-20419, Dec. 1992.

SIMEPAR. Comunicação pessoal de Leonardo Calvetti. Curitiba, 2002.

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

Smull, B. F.; Houze, R. A. Jr. Dual doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region stratiform rain. **Monthly Weather Review**, v.44, n.15, p.2128-2148, 1987.

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

Uccellini, L.W. J. D.R The Coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v.107, n. p.682-703, 1979.

Weisman, M.L.; Klemp, J.B. The dependence of numerical simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. **Monthly Weather Review**, v.110, n.6, p.504-520, 1982.

Weisman, M.L.; Klemp, J.B. Characteristics of Isolated Convective Storms. In: Ray, P.S., edição Mesoscale Meteorology and Forecasting. Boston. **American Meteorological Society**, p. 331-358, 1986.

Zipser, E. J. Role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. **Journal Applied Meteorological**, v.8, p.799-814, 1969.

Zipser, E. J. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. **Monthly Weather Review**, v.105, n.12, p.1568-1589, 1977.

Zipser, E. J.; Matejka, T.J. **Comparison of radar and wind cross sections through a tropical and a midwestern squall line. Preprints, San Antonio.** Boston: American Meteorological Society, 1982. p.342-345.