

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**DINÂMICA E PADRÕES DA PRECIPITAÇÃO DE NEVE
NO SUL DO BRASIL**

MÁRCIA VETROMILLA FUENTES

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

**Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para obtenção do Título
de Doutor em Geociências.**

Porto Alegre - 2009

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**DINÂMICA E PADRÕES DA PRECIPITAÇÃO DE NEVE
NO SUL DO BRASIL**

MÁRCIA VETROMILLA FUENTES

ORIENTADOR: Dr. Jefferson Cardia Simões

BANCA EXAMINADORA: **Prof. Dr. Luciano Ponzi Pezzi**
 Prof. Dra. Denise Cybes Fontana
 Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr.

**Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para obtenção do Título
de Doutor em Geociências.**

Porto Alegre - 2009

Fuentes, Márcia Vetromilla
Dinâmica e padrões da precipitação de neve no sul do
Brasil. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2009.
191 f. : il.

Tese (doutorado). - Universidade Federal do Rio Grande
do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-
Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2009.
Orientação: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

1. Neve. 2. Climatologia sinótica. 3. Índice diagnóstico. I.
Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS
Luciane Scoto da Silva CRB 10/1833

Folha de Aprovação

Dedicatória

Ao companheiro Daniel Pires Bitencourt. A que partiu, minha mãe Neuza Vetromilla Fuentes (*in memoriam*), e a que chegou, minha filha querida Manuela Fuentes Bitencourt.

AGRADECIMENTO

Ao meu orientador prof. Dr. Jefferson Cardia Simões pela oportunidade, apoio, confiança e incentivo. Por seu exemplo ético e de bom senso. Obrigada pela orientação!

Ao meu esposo e colega Daniel Pires Bitencourt pelas reflexões, sugestões e pelo auxílio na elaboração de alguns programas computacionais.

À amiga Rita de Cássia Marques Alves por oportunizar o início desse trabalho.

Ao CIRAM-EPAGRI e ao INMET, em especial à Vera Lúcia da Silva e ao Solismar Damé Prestes, pelos dados fornecidos.

Ao colega Júlio Renato Marques pelo auxílio em alguns ensaios estatísticos.

Aos colegas Francisco Eliseu Aquino, Ricardo Burgo Braga e Cláudio Schmitz pelas acolhidas e incentivo.

Ao instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, através de seus funcionários e docentes, em especial ao Roberto Martins Pereira e ao prof. Dr. Elírio Toldo.

Aos meus pais Wilmar Correia Fuentes e Neuza Vetromilla Fuentes e a minha vó Lili pelos exemplos de coragem.

Ao Sérgio Seitsi Uda, Marco Antônio Viana Nascimento, Mário Francisco Leal de Quadro, Eduardo Beck e em especial ao Sérgio Pereira Candido, meus colegas do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Santa Catarina, pela compreensão de minhas muitas atribuições durante o período estágio probatório, e por me ensinarem a ser professora.

Aos colegas do CIRAM-EPAGRI, em especial à Laura, Mauricí, Gilsânia e Hamilton pelo incentivo e apoio na tese e em muitas situações profissionais.

À todos os meus alunos e colegas que participaram direta ou indiretamente desse período de vida.

À CAPES, pelo apoio financeiro com a manutenção de bolsa de auxílio.

À minha amiga Ana Paula pelas recargas de ânimo.

Finalmente à Deus por todas as portas estreitas que me tem proporcionado!

RESUMO

Esta tese investiga a dinâmica e os padrões de circulação atmosférica dos eventos de nevada no Sul do Brasil, suas relações com os eventos El Niño - Oscilação Sul (ENOS) e a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e propõe um índice atmosférico diagnóstico para o fenômeno. Padrões de circulação atmosférica são identificados a partir da reanálise do NCEP-NCAR (*National Center for Environmental Prediction/National Oceanic and Atmospheric Administration*) para o período 1948-2004. A variabilidade interanual e interdecadal das nevasdas é avaliada através das frequências do fenômeno. Na construção do índice atmosférico diagnóstico, utiliza-se as variáveis temperatura, pressão, altura geopotencial, divergência do vetor Q e água precipitável, do mesmo conjunto NCEP-NCAR, e o teste F para a validação do mesmo. Sete padrões de circulação atmosférica associados às nevasdas são encontrados, quatro associados a processos ciclogênicos, dois ao deslocamento continental do anticiclone móvel e um à presença de uma frente fria. O padrão principal, ocorrido em 47% dos casos, deve-se ao deslocamento continental de um anticiclone móvel na América do Sul associado à ciclogênese em torno de 35°S e 40°W. Ele ocorre predominantemente em anos de La Niña e ocasiona as nevasdas mais abrangentes. Os anos de neutralidade climática dos eventos ENOS e a fase quente da ODP apresentam a maior frequência de nevasdas, aquelas precoces e tardias ocorrem preferencialmente em anos de La Niña. O índice diagnóstico proposto identifica a condição de nevada, com apenas um número, para a localidade de São Joaquim e está associado a uma probabilidade de ocorrência do fenômeno. Além disso, ele fornece indícios de que os principais processos físicos, responsáveis pelas nevasdas, ocorrem nos baixos níveis atmosféricos entre 850 e 700 hPa, onde a atmosfera deve apresentar temperaturas negativas, água precipitável e movimento vertical de escala sinótica.

ABSTRACT

This dissertation aims at investigating the atmospheric circulation dynamics and patterns of during snowfalls in southern Brazil and their relation with ENSO and PDO events, and at elaborating a specific diagnostic atmospheric index for snowfall. Patterns of atmospheric circulation are identified based on the reanalysis of the NCEP-NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Oceanic and Atmospheric Administration) from 1948 to 2004. The inter-annual and inter-decade variability of the snowfalls is evaluated based on the frequency of this phenomenon. The variables of temperature, pressure, geopotential height, Q-vector divergence and precipitating water were used to construct the atmospheric diagnostic index from the same NCEP-NCAR set, and the F test for its validation. Seven patterns of atmospheric circulation associated to the snowfalls are found, being four related to cyclogenetic processes, two to the continental displacement of the transient anticyclone, and one to the presence of a cold front. The main pattern, which occurred in 47% of the cases, is due to the continental displacement of a transient anticyclone in South America associated to cyclogenesis around 35°S and 40°W. This pattern occurs mostly in *La Niña* years and causes broader snowfalls. The years of climatic neutrality of the ENOS events and the ODP warm phases present a higher snowfall frequency, and the early and late ones occur preferably in *La Niña* years. The proposed diagnostic index identifies the snowfall condition, with only one digit, for São Joaquim, and it is associated to a probability of occurrence of the phenomenon. Furthermore, it suggests that the main physical processes responsible for the snowfalls occur in low atmospheric levels, between 850 and 700 hPa, where the atmosphere must present negative temperatures, precipitating water and vertical movement of synoptic scale.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 – Mesorregiões dos estados do RS e SC. FONTE: IBGE (2008).....	25
FIGURA 1.2 – Mapa do Planalto da Neve. FONTE: Schmitz (2007).....	34
FIGURA 2.1 – Mapa do Rio Grande do Sul e estações meteorológicas que registraram nevadas nesse estado no período 1948-2004.....	51
FIGURA 2.2 – Mapa de Santa Catarina e estações meteorológicas que registraram nevadas nesse estado no período 1948-2004.....	52
FIGURA 2.3 – Média diária (linhas cheias) e anomalia (áreas coloridas) de (a) P e de (b) Z em 500 mb. O campo (c) mostra a média diária de LC e Corrente de Jato (CJ) em 250 mb.....	54
FIGURA 3.1 – Mapa altimétrico de SC e centro-leste do RS (altitude determinada pela escala de cores no lado direito) e localidades (determinada pelos números no painel inferior) onde nevou entre 11 e 13 de julho de 2000.....	63
FIGURA 3.2 – (a) Imagem do satélite GOES-12 das 09:00 TMG e média diária (linha cheia) e anomalia (áreas colorida) da (b) P (hPa) e de (c) Z (mgp) em 500 hPa, para o dia 11 de julho de 2000.....	65
FIGURA 3.3 – Média diária da DVQ (áreas coloridas) e LC em (a) 700 hPa e (b) 500 hPa, e (c) CJ (áreas coloridas) e LC em 200 hPa para o dia 11 de julho de 2000. Os valores nas legendas de (a) e (b) estão em $\times 10^{-17} \text{ m s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ e de (c) estão em m s^{-1}	67
FIGURA 3.4 – T (°C) (isolinhas) e UR (%) (áreas coloridas) do ar, em 850 hPa, para os horários das (a) 00, (b) 06, (c) 12 e (d) 18 TMG do dia 11 de julho de 2000.....	69
FIGURA 3.5 – (a) Imagem do satélite GOES-12 das 21:00 TMG e média diária (linha cheia) e anomalia (áreas coloridas) da (b) P (hPa) e de (c) Z (mgp) em 500 hPa, para o dia 12 de julho de 2000.....	72
FIGURA 3.6 – Anomalia da direção (vetor) e velocidade (linhas cheias) do vento em (a) 850, (b) 500 e (c) 200 hPa do dia 12 de julho de 2000. A escala (m s^{-1}) dos vetores está no canto inferior direito.....	74
FIGURA 3.7 – Média diária da DVQ (áreas coloridas) e LC em (a) 700 hPa e (b) 500 hPa, e (c) CJ (áreas coloridas) e LC em 200 hPa para o dia 12 de julho de 2000. Os valores nas legendas de (a) e (b) estão em $\times 10^{-17} \text{ m s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ e de (c) estão em m s^{-1}	76

FIGURA 3.8 – Área utilizada para o cálculo da média da DVQ.....	78
FIGURA 3.9 – Perfil vertical da DVQ para os horários das (a) 00, (b) 06, (c) 12 e (d) 18 TMG em 12 de julho de 2000. Os valores negativos (positivos) representam movimento vertical ascendente (descendente).....	79
FIGURA 3.10 – Média diária (linha cheia) e anomalia (áreas coloridas) de T para (a) 850 e (b) 700 hPa e (c) perfil vertical de T para o dia 12 de julho de 2000.....	81
FIGURA 3.11 – T (°C) (isolinhas) e UR (%) (áreas coloridas) do ar, em 850 hPa, para os horários das (a) 00, (b) 06, (c) 12 e (d) 18 TMG do dia 12 de julho de 2000.....	83
FIGURA 3.12 - (a) Imagem do satélite GOES-12 das 09:00 TMG e média diária (linha cheia) e anomalia (áreas coloridas) da (b) P (hPa) e de (c) Z (mgp) em 500 hPa, para o dia 13 de julho de 2000.....	86
FIGURA 3.13 – Média diária da DVQ (áreas coloridas) e LC em (a) 700 hPa e (b) 500 hPa, e (c) CJ (áreas coloridas) e LC em 200 hPa para o dia 13 de julho de 2000. Os valores nas legendas de (a) e (b) estão em $\times 10^{-17} \text{ m s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ e de (c) estão em m s^{-1}	88
FIGURA 3.14 – Perfil Vertical da DVQ para os horários das (a) 00, (b) 06, (c) 12 e (d) 18 TMG em 13 de julho de 2000. Os valores negativos (positivos) representam movimento vertical ascendente (descendente).....	90
FIGURA 3.15 – Média diária (linha cheia) e anomalia (áreas coloridas) de T para (a) 850 e (b) 700 hPa e (c) perfil vertical de T para o dia 13 de julho de 2000.....	92
FIGURA 3.16 – (a) P (hPa), (b) Z (mgp) em 500 hPa, (c) CJ (m s^{-1}) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T (°C) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Esses campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 97 casos de neve, referentes a primeira classe identificada empiricamente.....	99
FIGURA 3.17 – (a) P (hPa), (b) Z (mgp) em 500 hPa, (c) CJ (m s^{-1}) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T (°C) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa.. Esses campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 34 casos de neve, referentes a segunda classe identificada empiricamente.....	103
FIGURA 3.18 – (a) P (hPa), (b) Z (mgp) em 500 hPa, (c) CJ (m s^{-1}) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T (°C) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Esses campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 18 casos de neve, referentes a terceira classe identificada empiricamente.....	107

FIGURA 3.19 – (a) P (hPa), (b) Z (mgp) em 500 hPa, (c) CJ ($m s^{-1}$) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T ($^{\circ}C$) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Esses campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 16 casos de neve, referentes a quarta classe identificada empiricamente.....	111
FIGURA 3.20 – (a) P (hPa), (b) Z (mgp) em 500 hPa, (c) CJ ($m s^{-1}$) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T ($^{\circ}C$) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Estes campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média de 15 casos de neve, referentes a quinta classe identificada empiricamente.....	115
FIGURA 3.21 – (a) P (hPa), (b) Z (mgp) em 500 hPa, (c) CJ ($m s^{-1}$) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T ($^{\circ}C$) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Estes campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 13 casos de neve, referentes a sexta classe identificada empiricamente.....	119
FIGURA 3.22 – (a) P (hPa), (b) Z (mgp) em 500 hPa, (c) CJ ($m s^{-1}$) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T ($^{\circ}C$) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Estes campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 12 casos de neve, referentes a sétima classe identificada empiricamente.....	123
FIGURA 3.23 – Frequência mensal de neve relativa ao número total de eventos de neve registrados nas 22 localidades estudadas entre 1948 e 2004.....	131
FIGURA 3.24 – Frequência relativa ao número total mensal de casos de neve conforme à associação com eventos La Niña, El Niño e Neutralidade Climática.....	133
FIGURA 3.25 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das frequências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Primeira Classe.....	135
FIGURA 3.26 – Valores mensais do índice PDO desde 1900 até fevereiro de 2007. Valores em azul estão associados a fase fria e valores em laranja a fase quente da PDO. FONTE: JISAO (2007).....	135
FIGURA 3.27 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das frequências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Segunda Classe.....	136

FIGURA 3.28 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das frequências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Terceira Classe.....	138
FIGURA 3.29 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das frequências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Quarta Classe.....	139
FIGURA 3.30 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das frequências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Quinta Classe.....	140
FIGURA 3.31 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das frequências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Sexta Classe.....	141
FIGURA 3.32 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das frequências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Sétima Classe.....	142
FIGURA 3.33 – Ocorrência média de dias com neve nas sete classes de padrões em São Joaquim para os anos de La Niña, El Niño e neutro.....	144
FIGURA 3.34 – Performance ($PO = (DN / DD) \times 100$), em %, para cada intervalo de N, para 12 rodadas diferentes. Cada rodada corresponde a equação 3.3 sem o termo indicado na legenda.....	153
FIGURA 3.35 – Performance ($PO = (DN / DD) \times 100$), em %, para cada intervalo de N, para 8 rodadas diferentes. A linha azul corresponde a rodada de N, sem o termo adicional. As demais rodadas incluem um termo adicional, conforme mostra a legenda no canto superior esquerdo.....	155
FIGURA 3.36 – As linhas cheias mostram a performance ($PO = (DN / DD) \times 100$), em %, para cada intervalo de N, considerando três diferentes períodos, conforme legenda no canto superior esquerdo. As linhas tracejadas mostram o número de casos de neve (DN) para as rodadas dos três períodos.....	158

LISTA DE TABELAS

TABELA 1.1 – Área territorial e população das mesorregiões de SC e RS.....	25
TABELA 1.2 – Número de dias com o solo coberto de neve em São Joaquim, SC (período 1996 - 2000).....	35
TABELA 1.3 – Resumo das regiões onde houve aumento (A) ou decréscimo (D) de precipitação nival, considerando as fases extremas do evento ENOS.....	45
TABELA 2.1– Estações meteorológicas que registraram nevadas no RS e SC entre 1948 e 2004.....	50
TABELA 2.2 – Mesorregiões de SC e RS.....	57
TABELA 3.1 – Parâmetros empíricos avaliados na identificação de padrões atmosféricos associados às nevadas no RS e SC.....	97
TABELA 3.2 – Proporções de eventos de precipitação nival relativas ao número total de nevadas em cada uma das sete classes.....	128
TABELA 3.3 – Número de eventos de neve em São Joaquim (SC) em cada uma das fases do ENOS, no período 1948-2004.....	143

LISTA DE SIGLAS

AP	- Água precipitável
AS	- América do Sul
CJ	- Corrente de Jato
COLA	- Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CPC	- Climate Prediction Center
CPTEC	- Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
DVQ	- Divergência do vetor Q
ENOS	- El Niño-Oscilação Sul
EP	- East Pacific
EPAGRI	- Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina
ES	- Espírito Santo
EUA	- Estados Unidos da América
GOES-8	- Satélite Geostationary Operational Environmental Satellite-8
GrADS	- Grid Analysis and Display System
HN	- Hemisfério Norte
IBGE	- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	- Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IOS	- Índice de Oscilação Sul
LC	- Linhas de Corrente
N34	- Niños 3 e 4
NCAR	- National Center for Atmospheric Research

NCEP	- National Center for Environmental Prediction
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration
NWSFO	- National Weather Service Forecast Office
ONI	- Oceanic Niño Index
PDO	- Pacific Decadal Oscillation
PNA	- Pacific / North American
PNT	- Previsão Numérica de Tempo
PR	- Paraná
RS	- Rio Grande do Sul
RJ	- Rio de Janeiro
SC	- Santa Catarina
SP	- São Paulo
TMG	- Time Meridian Greenwich
TNH	- Tropical-Northern Hemisphere
TROWAL	- <u>TR</u> Ough of <u>W</u> arm air <u>A</u> loft
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar

LISTA DE SÍMBOLOS

- A - Constante psicométrica
- A_G - Advecção horizontal de uma grandeza escalar G
- α - Volume específico
- ΔZ - Espessura atmosférica
- e - Tensão do vapor
- e_s - Tensão de vapor de saturação
- F - Teste F
- f - Força de coriolis
- f_0 - Parâmetro de coriolis constante
- fm - Freqüência mensal
- Φ - Geopotencial
- g - Aceleração da gravidade
- g_0 - Aceleração média da gravidade
- m_v - Massa de vapor
- m_d - Massa do ar seco
- N - Índice N
- P - Pressão ao nível médio do mar
- p - Pressão atmosférica
- PV_{es} - Vorticidade potencial equivalente saturada
- \vec{Q} - Vetor Q
- q - Umidade específica
- θ - Temperatura potencial

- r - Coeficiente de correlação
- R - Constante universal para o ar
- R_d - Constante universal para o ar seco
- S^2 - Variância
- ρ - Densidade do ar
- σ - Parâmetro de estabilidade estática
- σ^2 - Variância
- T - Temperatura do ar
- T_v - Temperatura virtual
- T_w - Temperatura do bulbo úmido
- UR - Umidade relativa do ar
- u - Componente zonal (x) do vetor vento
- u_g - Componente zonal (x) do vetor vento geostrófico
- v - Componente meridional (y) do vetor vento
- v_g - Componente meridional (y) do vetor vento geostrófico
- \vec{V} - Vetor velocidade do vento
- \vec{V}_g - Vetor velocidade do vento geostrófico
- ω - Movimento vertical
- Z - Altura geopotencial
- z - Altura
- ζ - Componente vertical da vorticidade relativa

SUMARIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	20
1.1 Objetivos.....	21
1.2 Justificativa e Relevância da Investigação.....	22
1.3 Estrutura da Tese.....	23
1.4 Área Geográfica do Estudo.....	24
1.5 A Precipitação Nival: Revisão Bibliográfica.....	28
1.5.1 O fenômeno da precipitação de neve.....	28
1.5.2 A precipitação de neve nos subtrópicos e seus limites.....	31
1.5.3 A precipitação de neve no Brasil.....	32
1.5.4 Climatologia de eventos de neve.....	37
CAPÍTULO 2 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	49
2.1 Fonte de dados.....	50
2.2 Determinação dos padrões de escoamento característicos da neve no RS e SC.....	53
2.2.1 Uma Avaliação sinótica e dinâmica.....	53
2.2.2 Determinação da abrangência das nevadas.....	56
2.3 O estudo da variabilidade temporal da ocorrência de neve.....	58
2.4 Recursos computacionais.....	60
CAPÍTULO 3 – RESULTADOS.....	61
3.1 Padrões de circulação atmosférica associada à precipitação de neve no sul do Brasil.....	62
3.1.1 Os eventos nos dias 11 a 13 de julho de 2000.....	62
3.1.1.a O caso do dia 11 de julho de 2000.....	64

3.1.1.b	O caso do dia 12 de julho de 2000.....	71
3.1.1.c	O caso do dia 13 de julho de 2000.....	85
3.1.1.d	Resumo do estudo de caso dos dias 11 a 13 de julho de 2000.....	94
3.1.2	Climatologia sinótica e dinâmica dos eventos de neve no sul do Brasil.....	95
3.1.2.a	A primeira classe de eventos de neve.....	97
3.1.2.b	A segunda classe de eventos de neve.....	102
3.1.2.c	A terceira classe de eventos de neve.....	106
3.1.2.d	A quarta classe de eventos de neve.....	110
3.1.2.e	A quinta classe de eventos de neve.....	114
3.1.2.f	A sexta classe de eventos de neve.....	118
3.1.2.g	A sétima classe de eventos de neve.....	122
3.1.2.h	Resumo dos padrões de eventos de neve.....	126
3.1.3	Padrões de escoamento atmosférico e áreas abrangência das nevadas.....	127
3.2	Freqüências de ocorrência de neve em SC e RS.....	130
3.2.1	Relação entre as freqüências de ocorrência de neve em SC e RS e os eventos ENOS.....	131
3.2.2	Escoamento atmosférico característico dos casos de neve em São Joaquim: Uma visão da evolução temporal das freqüências de ocorrência.....	133
3.2.3	As nevadas em São Joaquim e sua relação com eventos ENOS.....	142
3.3	Previsão de neve na serra catarinense: A construção de um índice característico.....	145
3.3.1	Identificação da condição de neve para o planalto serrano catarinense.....	146
3.3.1.1	A construção do “Índice N”.....	148
3.3.1.2	Testes de validação.....	151

3.3.1.3 Resultados para três períodos da reanálise do NCEP/NCAR.....	157
CAPÍTULO 4 – DISCUSSÕES.....	159
4.1 Padrões regionais dos eventos de precipitação de neve e sua abrangência.....	159
4.2 Comparações com processos similares no sudeste dos EUA.....	163
4.3 As variabilidades interanuais e decadais das nevadas no Sul do Brasil - Uma comparação com a situação dos Andes Central.....	164
4.4 Um índice diagnóstico de condições de neve - Vantagens e limitações.....	166
CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES.....	169
5.1 Conclusões gerais.....	169
5.2 Trabalhos futuros	171
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	173
ANEXO A.....	182

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Desde setembro de 1955, devido à ação conjunta do *Weather Bureau*, do *Air Weather Service* e do *Naval Weather Service*, são produzidas rotineiramente previsões numéricas de tempo nos Estados Unidos da América (EUA) (MOURA, 1996). Meio século depois muitos foram os avanços tecnológicos e científicos que nortearam a história da Previsão Numérica do Tempo (PNT) no mundo. No Brasil, os modelos numéricos de previsão do tempo são rodados desde 1994 quando foi inaugurado o Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), ligado ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Desde então é insofismável a crescente melhoria na qualidade e validade das previsões de tempo e de clima no país. No entanto, apesar de instrumentos cada vez mais capazes de medir os elementos do tempo, e supercomputadores capazes de trilhões de cálculos por segundo, ainda são muitos os fenômenos que apresentam baixa previsibilidade quando modelados. Quanto menor a escala de tempo e de espaço de um fenômeno meteorológico, mais difícil a sua observação e previsão. Portanto, maior a necessidade de estudos climatológicos desses fenômenos.

No contexto acima está a ocorrência de neve no sul do Brasil. Por ser um fenômeno de abrangência espacial pequena e baixa frequência de eventos, pouco se conhece sobre os seus mecanismos físicos de geração, manutenção e dissipação. Estudos com ênfase na climatologia dinâmica, quando da ocorrência de neve,

colaboram para o entendimento e conhecimento do fenômeno no Brasil. O presente estudo está focado exatamente nesta questão, o conhecimento dos padrões climatológicos responsáveis pela ocorrência do fenômeno neve, pela avaliação sinótica e dinâmica da atmosfera e a criação de um índice diagnóstico da mesma que permita identificar as condições meteorológicas favoráveis à ocorrência de neve na Região Sul do Brasil.

1.1 Objetivos

O objetivo geral desta tese é identificar as condições dinâmicas da atmosfera responsáveis pela ocorrência do fenômeno **Neve** no Sul do Brasil. No processo da investigação deve-se determinar a existência, ou não, de padrões de escoamentos atmosféricos característicos a ocorrência de **Neve** no Brasil, a variabilidade interanual do fenômeno e suas relações com a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Oceano Pacífico e se essa variabilidade tem se mantido ao longo desse século. Essas TSMs referem-se especificamente àquelas verificadas nas áreas do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) que segundo Escobar e Aceituno (1998) e Masiokas *et al.* (2006) causam alterações sobre a precipitação nival dos Andes Central da Argentina e do Chile, e também aquelas da Oscilação Decadal do Pacífico (*Pacific Decadal Oscillation* - PDO) cujas frequências dos eventos ENOS estão associados (ZHANG *et al.*, 1997 e MANTUA *et al.*, 1997).

Tenta-se ainda criar um índice diagnóstico que caracterize a atmosfera regional quando da ocorrência do fenômeno **Neve**.

Para atingir tais objetivos foi necessário atingir as seguintes metas:

- a) Identificar casos de precipitação de neve e a respectiva abrangência geográfica nos Estados do Rio Grande do Sul (RS) e Santa Catarina (SC);
- b) Avaliar as frequências de ocorrência e possíveis tendências climatológicas nas séries de precipitação nival do sul do Brasil;
- c) Analisar as condições sinóticas dos eventos de neve;
- d) Encontrar padrões de circulação atmosférica relacionada com a ocorrência da neve no sul do Brasil, através de campos meteorológicos em níveis de pressão e de perfis verticais da atmosfera;
- e) Desenvolver um índice diagnóstico que mostre automaticamente a condição da atmosfera em casos de nevada, a partir de saídas de modelos numéricos de previsão de tempo;
- f) Avaliar padrões de TSM associados à variabilidade interanual da precipitação de neve.

1.2 Justificativa e Relevância da Investigação

A relevância deste estudo está em conhecer mais profundamente a dinâmica atmosférica associada a condição de nevada e o clima da Região Sul do Brasil para aumentar a previsibilidade desse fenômeno.

A utilização dessas informações como ferramenta para o planejamento de vários setores altamente dependentes das informações do tempo e climáticas

certamente poderá ser revertido em benefícios sócio-econômicos. Esse é o caso do turismo de cidades dos planaltos catarinense e sul-riograndense que estão associados à estação de inverno, e apresentam incremento a cada previsão de neve para a região. Também do setor de transporte onde a ocorrência do fenômeno pode ser um problema, pois o congelamento das pistas facilita a derrapagem e conseqüentes acidentes. Da mesma forma, a Defesa Civil também se beneficia com informações sobre nevadas, especialmente no apoio as pessoas desabrigadas. A agricultura, por ocasião desses extremos de frio, também pode ser afetada, sobretudo quando a precipitação nival e baixas temperaturas ocorrem em áreas onde a neve é fenômeno esporádico, portanto as culturas podem não ser ambientadas. Outros setores como o comércio, indústria e energético, também podem se beneficiar com melhores informações sobre condições de neve.

1.3 Estrutura da Tese

Ainda neste capítulo é apresentada a área geográfica do estudo, uma revisão da literatura que auxiliou a construir as atuais questões de pesquisa, bem como a elaboração dos métodos que permitiram elucidar esses questionamentos. Materiais e métodos utilizados, área em estudo, dados, recursos computacionais e as etapas seguidas no estudo são apresentadas no segundo capítulo.

O terceiro capítulo traz os resultados, esses estão divididos em sub-capítulos e seguem a mesma ordem das questões de pesquisa. Ou seja, esclarecimento quanto aos padrões de circulação atmosférica preponderante em casos de nevadas, nesse

sub-capítulo faz-se um estudo de caso e uma climatologia sinótica e dinâmica dos eventos de neve onde as nevascas são classificadas em sete padrões atmosféricos distintos. Logo em seguida faz-se uma análise das frequências de ocorrência do fenômeno neve e suas relações com os eventos ENOS. Para a cidade de São Joaquim verifica-se a variabilidade da precipitação nival, associada aos eventos ENOS e a PDO, em função dos padrões atmosféricos identificados neste estudo. O final do capítulo 3 trata de um índice diagnóstico capaz de detectar situações de precipitação nival a partir de um modelo numérico, descreve-se então toda a construção de um índice diagnóstico o qual é chamado de “N”, sua formulação e performance. Segue no quarto capítulo as discussões dos resultados e no quinto as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

1.4 Área Geográfica do Estudo

A área deste estudo compreende dois estados da Região Sul do Brasil, o RS com área territorial de 281.748,538 km² e SC com área de 95.346,181 km².

Para efeito de regionalização das análises utilizou-se as subdivisões de mesorregiões do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2008). O Estado do RS apresenta sete mesorregiões, enquanto SC é dividida em 6, conforme mostra a FIG. 1.1.



FIGURA 1.1 – Mesorregiões dos estados do RS e SC. FONTE: IBGE (2008)

As áreas territoriais e população de cada uma das mesorregiões são apresentadas na TAB.1.1.

TABELA 1.1

Área territorial e população das mesorregiões de SC e RS

Mesorregião	Área territorial (km ²)	População (hab)
Centro Ocidental Rio-grandense	25.954,689	556.062
Centro Oriental Rio-grandense	17.192,037	775.276
Metropolitana de Porto Alegre	29.734,982	5.168.413
Nordeste Rio-grandense	25.749,128	2.009.661
Noroeste Rio-grandense	64.930,583	1.970.326
Sudeste Rio-grandense	42.539,655	942.938
Sudoeste Rio-grandense	62.681,157	782.195
Grande Florianópolis	6.999,431	939.064
Norte Catarinense	15.937,767	1.165.849
Oeste Catarinense	27.288,763	1.200.230
Serrana	22.231,944	421.535
Sul Catarinense	9.709,247	902.478
Vale do Itajaí	13.003,018	1.352.319

FONTE: IBGE (2008)

O relevo dessas mesorregões é descrito, segundo Nimer (1979), da seguinte forma:

1. Litoral de sedimentos recentes onde aflora o cristalino que compõe os pontões elevados e ilhas. Do litoral norte de SC até Laguna são identificadas pequenas baías e enseadas. Já de Laguna ao extremo sul do RS essa planície costeira se alarga, e o litoral torna-se mais retilíneo com extensas restingas em torno de grandes lagoas;
2. Para o interior vastas superfícies elevadas de terrenos cristalinos, sedimentares e de lavas basálticas constituem o Planalto Meridional. O Primeiro Planalto, localizado no Estado do Paraná (PR), se desfaz em SC em profundos vales pelo alto curso dos rios Itajaí-Açu, Itapocu, Negro, etc. Este embasamento cristalino reaparece no RS formando coxilhas (pequenas elevações afastadas do litoral);
3. Em SC o Planalto Basáltico inclina-se de leste suavemente para oeste em direção a calha do Uruguai e apresenta-se bastante dessecado pelo alto curso desse rio. O Planalto Meridional além das superfícies elevadas já descritas possuem numerosas escarpas denominadas serras, que constituem os níveis mais elevados da Região Sul;
4. A Serra do Mar, que no PR constitui uma escarpa de superfície cristalina muito elevada, é substituída em SC por pequenas serras interfluviais (Tijucas – 600 m, serra de Itajaí – 900 m).
5. A Serra Geral, escarpa do Planalto Basáltico, com altitude média entre 1100 e 1200 m, atinge o cume em Urubici (1808 m de altitude);
6. Além das planícies litorâneas e planaltos elevados, outras áreas baixas destacam-se como: Vales dos rios Paraná e Uruguai, a Depressão Central

do RS (rios Ibicuí-Jacuí) e as regiões planas da Campanha Gaúcha em que se apresentam as coxilhas comentadas anteriormente.

A climatologia dessas mesorregiões é governada pelos fatores estáticos, recém descritos, e os dinâmicos que são os sistemas meteorológicos. Esses sistemas de escala sinótica e subsinótica são descritos, conforme CLIMANÁLISE (1986), da seguinte forma:

1. Zonas frontais são as mais importantes perturbações da atmosfera e causam precipitações generalizadas e mudanças de temperatura. Elas se originam em ondas baroclínicas de latitudes médias, deslocam-se de oeste para leste pelo Oceano Pacífico, interagem com a Cordilheira dos Andes e adquirem deslocamento de sudoeste para nordeste ao longo da costa leste da América do Sul (AS);
2. Vórtices ciclônicos de médios e altos níveis são sistemas fechados de baixa pressão que se formam na alta troposfera. Eles são oriundo do Oceano Pacífico, também deslocam-se para leste e na sua passagem sobre o continente sul-americano causam instabilidade e muita precipitação nos seus setores leste e nordeste. Muitas vezes esses sistemas induzem a ciclogênese na Região Sul ou no litoral da região;
3. Instabilidades associadas ao jato subtropical, que é caracterizado por ventos fortes nos altos níveis da atmosfera e muitas vezes é responsável pelo desenvolvimento e intensificação de atividade convectiva na Região Sul. O jato ainda pode desenvolver sistemas de escala subsinótica;
4. Nuvens em forma de vírgula invertida, com comprimento aproximado de 1500 km, associados à geração de ciclones. Esses distúrbios são considerados como de escala subsinótica e são manifestações de

instabilidade baroclínica. Deslocam-se de oeste para leste e são responsáveis por chuvas intensas de curta duração;

5. Interação entre os jato de baixos e altos níveis, o que aumenta a instabilidade por transporte de ar quente e úmido em baixos níveis e seco e frio em altos níveis, aumentando a instabilidade e causando atividade convectiva forte como os complexos convectivos de mesoescala;
6. Bloqueios atmosféricos caracterizados pela alta de bloqueio que bifurca os ventos de oeste e impede o deslocamento normal dos sistemas transientes. Esses sistemas, uma vez estabelecidos, persistem por vários dias. Na região da alta o céu se mantém sem nebulosidade e a temperatura acima do normal.

1.5 A Precipitação Nival: Revisão Bibliográfica

1.5.1 O fenômeno da precipitação de neve

A formação de nuvens e conseqüente precipitação pluvial seguem um processo físico que é descrito basicamente em três etapas: (1) condições de saturação ou supersaturação na atmosfera, (2) condensação do vapor d'água e (3) crescimento das gotas por colisão e coalescência. Esse processo depende essencialmente da pressão de vapor na atmosfera, a qual é função da massa de vapor e temperatura de uma determinada porção de ar. Toda vez que a pressão de vapor de uma porção de ar alcança

a pressão de vapor de saturação diz-se que o ar está saturado, caso ela exceda diz-se que o ar está supersaturado. Portanto, as principais formas de saturação na atmosfera, ocorrem com o acréscimo de massa de vapor ou declínio de temperatura, este por sua vez pode ocorrer por expansão adiabática devido à ascensão do ar, contato com superfícies resfriadas ou perda radiativa. Uma vez saturada, a atmosfera está apta para realizar o processo de condensação. No entanto, o mesmo ocorre mais facilmente na presença de núcleos de condensação, partículas higroscópicas, nos quais o vapor d'água se adere. No caso de ausência desses núcleos é necessária uma supersaturação da atmosfera. Experiências feitas em câmaras, usando ar filtrado, mostram que foi necessária uma supersaturação de 400% para que ocorresse condensação em torno de íons negativos e de 600% em torno dos positivos (PEIXOTO, 1970 apud VAREJÃO, 2001). Na atmosfera esse é um processo que não ocorre, pois na prática sempre existem núcleos de condensação. As gotículas condensadas começam o processo de crescimento por colisão e coalescência. Assim que as gotas alcançam tamanho suficiente para vencer a força de flutuação do ar, a precipitação inicia-se.

Um grande número das partículas de aerossóis, chamados de núcleos de condensação, que formam as nuvens superesfriadas não servem como núcleos de gelo para temperaturas mais elevadas que $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ negativos (ROGERS e YAU, 1994), ou seja, mesmo com temperaturas muito abaixo de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ as gotas na atmosfera podem permanecer no estado líquido. Por isso o processo de formação da neve difere um pouco da formação da chuva no estado líquido, especialmente no que diz respeito aos núcleos de condensação necessários para a formação dos cristais de gelo. A razão para esta exigência quanto aos núcleos de condensação, neste caso núcleos de gelo, está na dificuldade de se “fabricar” moléculas alinhadas corretamente numa forma cristalina tridimensional. Willians (2005), fez uma breve descrição sobre o processo de formação

da neve e mecanismos de formação de nuvens os quais apresentaremos a seguir. Resumindo, o processo requer: (1) presença de água na fase de vapor; (2) umidade relativa igual ou superior a 100%, (3) temperatura do ar igual ou inferior a 0 °C e (4) e núcleos de gelo. Essa nucleação do gelo nas nuvens ou “ativação do núcleo de gelo” pode ocorrer de forma homogênea ou heterogênea. No primeiro caso o processo é espontâneo, não há necessidade de núcleos de gelo, a formação dos cristais de gelo ocorrem a partir de gotas de água superesfriadas, mas este processo ocorre somente com temperaturas abaixo de 40 °C negativos. No caso heterogêneo ela pode ocorrer por deposição, onde os cristais crescem por deposição de vapor sobre os núcleos de gelo, por congelamento onde ocorre a imersão dos núcleos em gotas superesfriadas, ou ainda por contato entre gotas superesfriadas e os núcleos. A nucleação heterogênea ocorre em temperaturas mais elevadas que aquelas exigidas pela nucleação homogênea. A nucleação por contato é a mais eficiente das nucleações heterogêneas e ocorre a temperaturas mais elevadas (em 5 a 10 °C) que na nucleação por congelamento. Os núcleos de gelo na atmosfera, em média, são em torno de 1 por 10^8 núcleos de condensação, isso à temperatura de 20 °C negativos. Esse é um número baixo de núcleos de gelo, por isso as nuvens, mesmo com temperaturas negativas, consistem principalmente de água no estado líquido (gotas superesfriadas) e pouca quantidade de cristais de gelo. À medida que a temperatura do ar cai abaixo dos 20 °C negativos, a proporção de núcleos de gelo aumenta (em torno de uma ordem de magnitude a cada 4 °C de queda de temperatura).

Uma vez nucleadas, as nuvens frias apresentam cristais de gelo que podem crescer por dois processos: (1) *Agregação* – processo pelo qual os flocos de neve crescem por contato e adesão dos cristais de gelo e neve; (2) *Colisão* - processo onde as gotas superesfriadas aderem às partículas de gelo e cristais de neve.

Os tipos de cristais de neve dependem essencialmente de três fatores: temperatura, percentual de supersaturação e tipos de núcleos de gelo. A supersaturação baixa produz estruturas sólidas, enquanto as altas produzem cristais complexos como os dendritos.

Os mecanismos responsáveis pela formação das nuvens são quatro: (1) convecção, onde o ar se aquece, diminui sua densidade e é forçado a subir em correntes convectivas; (2) convergência de massa, onde o acúmulo de massa nos baixos níveis da atmosfera força o levantamento do ar; (3) forçante frontal, onde o ar mais quente, menos denso é forçado a subir sobre o ar mais frio e denso; (4) forçante orográfico, onde o ar encontra uma barreira e é forçado a subir esse obstáculo. Em todos esses processos a subida do ar causa resfriamento adiabático, possível saturação, condensação, congelamento e precipitação.

1.5.2 A precipitação de neve nos subtrópicos e seus limites

A formação de nuvens que contenham cristais de gelo e neve não é um processo raro na atmosfera, contudo a manutenção e crescimento desses cristais e flocos até que os mesmos precipitem, sem derretimento, requer temperaturas negativas não só nos níveis em que essas nuvens se formam, mas também em boa parte da atmosfera inferior. Essas temperaturas baixas são alcançadas facilmente em regiões extratropicais, onde a quantidade de energia solar utilizada pelo sistema terra-atmosfera para elevação de temperatura é bem inferior àquela de latitudes mais baixas. Por isso, o fenômeno neve é mais comum nessas latitudes. Já nos subtrópicos e suas vizinhanças a ocorrência

de neve esta associada, em geral, a eventos extremos de friagens, presença de grandes barreiras montanhosas ou ambas. Nestas condições, Souza (1997) indica a ocorrência de neve na Austrália, em torno de 32°S, enfatizando que a neve pode ocorrer em qualquer época do ano nos Alpes Australianos em altitudes superiores a 1500 m. Na África Austral, o autor afirma ocorrer de 3 a 4 quedas por ano acima dos 1000 m. E ainda, as áreas de planície e serras baixas ao sul da província de Buenos Aires, onde a frequência é de 0 a 1 dia por ano com neve. Esta observação foi obtida de Snaider (2000) que apresenta as áreas de domínio nival ordinário, marginal e excepcional ou esporádico na Argentina. Alguns pesquisadores (*e.g.*, MOTE *et al.*, 1997; PERRY *et al.*, 2007 e CUVIELLO, 2007), em estudos para o sudeste dos EUA, mostram que alguns estados como a Geórgia, Carolina do Sul e Carolina do Norte também apresentam em média uma nevada por ano.

1.5.3 A precipitação de neve no Brasil

Os estudos sobre a neve no Brasil são focados na determinação das áreas de abrangência do fenômeno, alguns estudos de análise episódica, e análise geográfica dos padrões de circulação e da presença do efeito orográfico sobre essa ocorrência. (*e.g.*, SOUZA, 1991, 1994, 1997 e 2002; SATYAMURTY *et al.*, 1990; SCHIMITZ, 2000 e 2007, FUENTES e SIMÕES, 2006).

Machado (1950) apud Souza (1994, p. 12), publicou um dos primeiros estudos para determinação da área de ocorrência de neve no Brasil e ele demonstra as áreas mais e menos frequentes e esporádicas do fenômeno. Da mesma forma, Nimer

(1979) destacou as regiões mais elevadas dos planaltos sul-riograndenses e catarinenses como aquelas onde ocorrem episódios de neve. Souza (1994), através de testes estatísticos, mostrou que a região mais nívosa do Brasil é aquela onde ocorre a associação araucária-campo no sul do país. Em 1995, o mesmo autor definiu áreas de domínio ordinário, onde ocorrem mais de um dia de neve por ano; e as áreas de domínio nival marginal onde a frequência é inferior a um dia por ano; as áreas encontradas por Souza (1994) são semelhantes às apresentadas por Machado (1950). Nesse segundo estudo ele avaliou a distribuição sazonal do fenômeno e mostrou que a precipitação nival ocorre entre os meses de maio a setembro, apresentando maior frequência no mês de julho, exceto para a região de Vacaria onde o mês de agosto foi o predominante. O segundo mês mais frequente é o de agosto e depois junho. Ainda nesse estudo, Souza (1994) documenta a ocorrência de neve no sudeste do Brasil, especialmente nos altos da Serra da Mantiqueira, acima de 1500 m, e no Maciço de Itatiaia. Recentemente, Schmitz (2007) constatou que as nevascas ocorrem de abril a setembro e que localidades com cota altimétrica entre 600 e 900 m de altitude apresentam média de 0,5 dia por ano de precipitação nival. Acima dessa altitude o autor mostra que a média é superior a 1 dia por ano, com o máximo de 2,7 em São Joaquim. Já para localidades com cotas inferiores aos 600 m, o autor afirma que a neve é episódica e difusa. Ainda nesse estudo o autor propõe uma definição para o “Planalto da Neve” e o divide em dois setores como mostra a FIG. 1.2.



FIGURA 1.2 – Mapa do Planalto da Neve e seus dois setores. FONTE: Schmitz (2007).

Satyamurty *et al.* (1990) realizaram o primeiro estudo sobre a dinâmica atmosférica associada a um episódio de neve nas serras sul-riograndenses e catarinense. Nesse estudo episódico, os autores enfatizam a presença de cavados de mesoescala na retaguarda do sistema frontal, portanto embebido de ar frio, induzindo a instabilidade do ar e reforçando, de forma decisiva, a ascensão orográfica.

Souza (1991) associou a ocorrência de neve com o avanço do anticiclone polar e ao desenvolvimento de um ciclone extratropical. Já no estudo de 1997, esse autor acredita ter confirmado satisfatoriamente a hipótese de que a ocorrência de neve resulta da trajetória continental do anticiclone polar, mas também enfatiza a importância do relevo na ocorrência do fenômeno. Através de distribuição de frequência, ele mostra que a maior parte dos episódios (90%) ocorrem com anticiclones de intensidade acima de 1026 hPa, sendo o intervalo mais frequente, 35,4%, entre 1026 e 1030 hPa. Esse

autor, através de análises estatísticas, novamente associa a ocorrência de neve ao deslocamento continental do Anticiclone Polar (Souza, 2002), ele mostra que 52% dos casos ocorrem com este tipo de deslocamento. Mesmo assim, o autor sugere a verificação da atuação de cavados nos médios níveis, os quais foram identificados em algumas situações. Como 48% dos casos não são explicados pelo modelo proposto por Souza (2002), fica clara a necessidade do avanço na pesquisa dos padrões meteorológicos responsáveis pela ocorrência de neve no Brasil. Outro resultado interessante obtido por esse autor é que a permanência da neve sobre o solo é pequena como mostra a TAB. 1.2.

TABELA 1.2

Número de dias com o solo coberto de neve em São Joaquim, SC (período 1996 - 2000).

Ano	Dias com neve sobre o solo
1996	3
1997	1
1998	1
1999	3
2000	5
Média	2,6

FONTE: Souza (2002)

Schmitz (2000), num estudo específico sobre a neve no Rio Grande do Sul, sugere que a ocorrência do fenômeno pode não estar associada diretamente à Frente Polar Atlântica, mas sim a evolução de cavados na atmosfera superior, o que Souza (2002) também faz referência.

Fuentes e Simões (2006), em um estudo de caso, mostraram que a neve pode ocorrer em vários padrões de escoamento atmosférico. Eles associaram a precipitação nival à banda frontal no primeiro dia e ao flanco oeste do ciclone extratropical nos outros dois dias de ocorrência do fenômeno. Escobar *et al.* (2006),

utilizando análise estatística de componentes principais calculadas a partir dos campos de pressão ao nível médio do mar, apresenta três padrões de circulação responsáveis pelas nevasdas em São Joaquim. Eles mostraram existir um padrão muito similar ao descrito por Souza (2002), onde o deslocamento do anticiclone é continental, além de outros dois associados a processos ciclogênicos no Oceano Atlântico na altura de SC. Os três padrões apresentados, assim como aqueles identificados por Fuentes e Simões (2006), indicam que tanto a presença do anticiclone transiente como do ciclone extratropical podem ser responsáveis pela precipitação nival. Esses estudos (SOUZA, 2002; ESCOBAR *et al.*, 2006; FUENTES e SIMÕES, 2006) diferem um pouco dos estudos anteriores, pois mostram a existência de mais de um padrão de ocorrência de neve e a importância relativa do ciclone extratropical na ocorrência do fenômeno. Essas reflexões estão de acordo com Pezza e Ambrizzi (2005) sobre a importância, pouco difundida na literatura, dos ciclones extratropicais no mecanismo de intensificação das ondas de frio.

Os estudos citados acima são importantes para a caracterização das regiões nivasas do Brasil. Da mesma forma, eles mostram indícios das principais condições da circulação atmosférica associadas ao fenômeno, principalmente no que diz respeito ao deslocamento do anticiclone transiente. No entanto, ainda existem muitas dúvidas quanto à dinâmica dos eventos de neve, especialmente quando se observa a atmosfera no seu sentido mais amplo tentando integrar os sistemas meteorológicos no seu universo multidimensional. Nesse sentido, apresenta-se a seguir um resumo de vários estudos que tentam esclarecer a dinâmica responsável pela ocorrência de nevasdas em latitudes médias.

1.5.4 Climatologia de eventos de neve

As análises meteorológicas dos eventos de neve consistem, em geral, na descrição dos principais padrões de escoamento e processos físicos que governam a formação, manutenção e dissipação dos sistemas de escala sinótica e de meso-escala. Esses “modelos” são utilizados com intuito de melhorar a previsibilidade dos fenômenos atmosféricos. A seguir apresentaremos alguns desses padrões característicos para a ocorrência de precipitação nival em latitudes médias e suas vizinhanças. Além disso, apresenta-se alguns aspectos climatológicos relacionados a variabilidade interanual e interdecadal das nevadas.

Goree e Younkin (1966) realizaram um dos primeiros estudos de climatologia sinótica de precipitação de neve na área central e leste dos Estados Unidos da América (EUA). Os autores relacionam a ocorrência de neve a um modelo característico de circulação atmosférica com oclusão de um sistema de baixa pressão à superfície. No modelo, os autores relacionam a ocorrência de neve com a máxima vorticidade absoluta no nível de 500 hPa, a altura geopotencial em 500 hPa, espessura geopotencial entre 1000 e 500 hPa e o centro de baixa em superfície. Os casos relatados nesse artigo apresentam semelhança com alguns retratados por Fuentes e Simões (2006) e Escobar *et al.* (2006), especialmente ao que se refere à oclusão de um ciclone. Em 1968, Younkin avançou na pesquisa de padrões de circulação associados a forte precipitação de neve, utilizando a técnica de compostos para 22 casos similares, que desta vez ocorreram no oeste dos EUA. Nesse estudo o autor apresenta as temperaturas característica para o nível de 500 hPa, entre $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, que estão associados à ocorrência do fenômeno. Ainda no mesmo estudo, Younkin (1968) enfatiza o papel do

ciclone extratropical na produção de neve. Os padrões médios característicos encontrados foram os seguintes:

1. Forte advecção quente na troposfera sobre área (denotada pela advecção de espessura);
2. Posição do cavado em 500 hPa a 10° de latitude distante da banda de precipitação de neve;
3. Predominância de precipitação de neve ocorre com espessuras, entre 1000 e 500 hPa, variando entre 5280 e 5400 mgp. Portanto, alturas geopotenciais características de ciclones extratropicais, o que demonstra a importância desses sistemas à ocorrência do fenômeno.

Browne e Younkin (1970) estudaram características dos ciclones extratropicais, no nível de 850 hPa, responsáveis por forte ocorrência de neve na região central e leste dos EUA. No estudo observou-se a intensificação do ciclone durante as 12 horas anteriores à ocorrência de precipitação intensa. A região mais provável da ocorrência está a 150 km à esquerda do caminho do centro da baixa em 850 hPa. O resfriamento na retaguarda do ciclone ocorre no estágio de desenvolvimento. Já o quadrante frontal sofre pequeno aquecimento por advecção térmica. Os locais onde a precipitação de neve foi intensa apresentavam, em média, temperaturas de -5°C no período anterior ao evento. O centro da baixa durante os mesmos eventos estavam deslocados para norte, o que não é frequente. Spiegler e Fisher (1971), estudando regiões preferenciais para a ocorrência de neve associada à presença de ciclones extratropicais na costa leste dos EUA, verificaram que o fenômeno ocorria a 120 - 360 km à esquerda e 560 - 1600 km à frente do ciclone, nas 12 horas precedentes ao fenômeno.

Muitos dos estudos climatológicos das condições de neve nos EUA são focados nas áreas de maior ocorrência do fenômeno, portanto uma situação pouco similar às nevascas no Brasil. Estudos mais recentes (*e.g.*, MOTE *et al.*, 1997; PERRY *et al.*, 2007 e CUVIELLO, 2007) associados a casos extremos de nevascas que ocorrem nas áreas mais elevadas do nordeste da Geórgia, oeste das Carolinas do Norte e Sul e Virgínia e leste do Tennessee, podem ser comparados as nevascas no Brasil. Essas áreas dos Apalaches apresentam altitudes médias em torno de 900 m e características similares à nossa área de estudo, pois ambas estão localizadas em latitudes subtropicais e suas encostas estão voltadas para o fluxo de ar proveniente do ciclones extratropicais em ocasiões de friagens.

Mote *et al.* (1997) mostraram que as nevascas ocorridas no sudeste dos EUA estão associadas à ciclogênese no Golfo do México, entre 20° e 30° de latitude, e anticiclone centrado nas Grandes Planícies ao sul. Ainda nesse estudo os autores avaliam os mecanismos de levantamento, umidade e trajetórias dos ciclones e encontram as seguintes características:

1. Jato de baixos níveis, formado pela ciclogênese, que intensifica a subida adiabática com ar suficientemente frio para produzir a neve;
2. Umidade, vinda da região do Golfo do México, identificada entre os níveis de 700 e 600 hPa;
3. Trajetória preferencial dos ciclones pela Costa do Golfo, atravessando a Flórida em direção ao Oceano Atlântico, e seguindo para a Costa Leste.

Perry *et al.* (2007) também utilizaram um traçador de trajetórias, lagrangeano do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), para determinar o caminho da massa de ar em casos de nevascas ocorridas nas áreas ao sul do Apalaches. Eles acompanharam essas parcelas de ar nas 72 horas precedentes do

fenômeno até o momento das nevascas. Os autores encontraram cinco classes de trajetórias e associam cada uma delas a quantidade de neve precipitada. Os principais resultados mostraram que nas áreas mais elevadas dos Apalaches o volume de neve é maior quando às trajetórias das massas de ar são provenientes dos Grandes Lagos. No entanto para as áreas menos elevadas esse efeito é menor.

Cuviello (2007) avalia tipos de precipitação de inverno, em Greensboro (Carolina do Norte), e suas relações com os anticiclones e ciclones. Nesse estudo o autor associa a ocorrência de neve aos ciclones extratropicais, no entanto ele diferencia a atuação dos ciclones do tipo A de Miller e do tipo B. As diferenças entre um e outro, segundo Gurka (1995), estão relacionadas ao mecanismo de formação, o primeiro associado à formação típica onde o ar frio avança sobre o ar tropical marítimo e há formação de uma frente fria pelo avanço do ar polar. Enquanto o segundo ocorre pela ondulação de uma frente quente e é chamada de ciclogênese secundária. Os ciclones do tipo A de Miller são responsáveis por 47% das precipitações de inverno e as do tipo B por 28%. Além disso, ele observou que o anticiclone no nordeste dos EUA/leste do Canadá é fonte de advecção de ar frio em 99% dos eventos de chuva congelada, 96% do granizo e 87% dos eventos de neve.

Outro enfoque para análise de padrões de circulação atmosférica associadas à ocorrência do fenômeno neve consiste no uso de técnicas estatísticas multivariadas. Nesse sentido, Dewey (1979), utilizou a análise de discriminante para inúmeros casos de precipitação de neve ocorridos em um período de 10 anos e analisou sete variáveis para determinar a influência do lago Ontário, situado na região do Grandes Lagos, na intensificação da precipitação de neve.

Serreze *et al.* (1997), através de análise de componentes principais realizadas a partir de dados de geopotencial em 500 hPa mostraram que a ocorrência de

neve no centro leste dos EUA está associada a três componentes principais dominantes de circulação de baixa frequência: (1) Padrão de teleconexão Pacífico / América do Norte (*Pacific / North American* - PNA); (2) Padrão de teleconexão Tropical / Hemisfério Norte (*Tropical-Northern Hemisphere* - TNH) e (3) Padrão de teleconexão do Pacífico Leste (*East Pacific* - EP). Nesse estudo, os autores também avaliaram a correlação entre a quantidade de neve precipitada com a temperatura média da máxima e a quantidade precipitação pluvial e encontraram dois regimes genéricos de precipitação de neve: (1) seco e frio ao norte do Meio-Oeste, onde a precipitação nival está fortemente relacionada com a precipitação pluvial; (2) outro em que a neve está mais relacionada com a média da temperatura máxima nos dias de precipitação de chuva.

Wichansky e Harnack (2000) utilizaram análises de correlação simples e múltipla para identificar as principais variáveis de escala sinótica responsáveis pelas tempestades de neve na costa leste dos EUA. Esses eventos estão mais fortemente correlacionados com a advecção de temperatura em 850 hPa ($r = 0,48$), advecção de temperatura potencial equivalente 850 hPa ($r = 0,45$), advecção de temperatura em 250 hPa ($r = 0,43$) e advecção de vorticidade em 300 hPa ($r = 0,41$). Adicionando uma segunda variável, a variância explicada aumenta por um fator de 7%. A importância relativa da dinâmica de ar superior para a quantidade de neve também variou, dependendo do estágio da tempestade. Eles detectaram que a advecção de vorticidade foi aparentemente mais importante no estágio inicial, enquanto que a advecção de temperatura nos baixos e altos níveis troposféricos e a divergência na troposfera superior são melhor correlacionadas ao fim da tempestade.

Moore (2004) mostrou que os processos físicos mais importantes para bandas de precipitação de neve estão associados ao movimento vertical ascendente,

umidade alta o suficiente para produzir cristais de gelo em uma região onde a temperatura esteja entre -13° a -17° °C (zona de formação dendrídica) e instabilidade que aumente o movimento vertical ascendente sobre uma área de mesoescala. Nesse sentido, Moore (2004) apresenta os processos físicos críticos para a formação destas bandas de neve que são os seguintes: Desenvolvimento do TROWAL (*TROugh of Warm air Aloft*); circulação frontogenética de médios níveis; redução de estabilidade (decréscimo da Vorticidade Potencial Equivalente); camada relativamente alta de umidade a noroeste do ciclone extratropical.

Wetzel e Martin (2001) desenvolveram uma metodologia de análise e previsão de neve que leva em consideração cinco variáveis físicas: Movimento ascendente, umidade, instabilidade, eficiência da precipitação e temperatura (determina o tipo de precipitação). Nesse estudo os autores desenvolveram um novo parâmetro chamado “PVQ” onde associam o movimento vertical ascendente, dado pela Divergência do Vetor-Q (DVQ) (HOSKINS *et al.*, 1978), e instabilidade, dada pela Vorticidade Potencial Equivalente Saturada (PV_{es}), que serve para identificar as regiões onde essas variáveis coexistem, para intensificar as bandas de precipitação. Nesse novo parâmetro são utilizados os conceitos de vorticidade potencial e gradiente vertical da temperatura potencial. Em auxílio às análises das variáveis propostas, foram examinados os mapas de várias camadas atmosféricas, onde foram avaliadas a pressão, o geopotencial, a DVQ, temperatura, espessura, razão de mistura e umidade relativa.

Vários estudos de casos indicam o diagnóstico vertical como determinante na ocorrência de neve. Uccellini e Kocin (1987) e Hakim e Uccellini (1991) também usam a teoria quase-geostrófica para estimar o movimento vertical, através da DVQ, em casos de bandas de neve. Esses estudos, em especial, identificam um padrão associado ao jato dual que intensificou a condição de neve por formação de

duas células de movimento ascendente, uma relacionada à circulação térmica direta na região de entrada do jato e outra de circulação indireta gerada pela região da saída do jato.

Melde (1996), utilizando um modelo regional ETA (η), calculou a DVQ em um caso de forte precipitação de neve ao sul e norte de Dakota (EUA) para testar a habilidade em simular a precipitação de neve. Nesse estudo, o autor demonstrou que o movimento vertical ascendente, de escala sinótica que produziu a neve, é associado à bifurcação do jato e que o modelo ETA foi hábil para estimar tanto a precipitação quanto para diagnosticar o movimento vertical através da DVQ.

Outros estudos, como Wesley *et al.* (1995), Wetzel *et al.* (2004) e Kusunoki *et al.* (2004), demonstraram a importância da forçante orográfica na intensificação e distribuição espacial da precipitação nival. Eles afirmam que o bloqueio topográfico força o movimento vertical do ar frio proveniente de norte no Hemisfério Norte (HN) e é muito relevante na previsão quantitativa da neve.

Os padrões de escoamentos atmosféricos característicos de precipitação de neve, referenciados até o momento, mostram diversos padrões sinóticos e dinâmicos próprios ao evento, especialmente em áreas dos EUA. O deslocamento das massas de ar frio na América do Norte são continentais e mantêm as características polares de estabilidade e baixa temperatura e umidade, o que contrastaria a situação sul-americana. Além disso, esses estudos foram realizados principalmente para regiões ao norte de 30°N, exceto aqueles estudos já referenciados que tratam das nevadas no sudeste do EUA.

Alguns aspectos climatológicos muito importantes dizem respeito à distribuição espacial e intrasazonal do fenômeno. Harrington *et al.* (1987), avaliam esses aspectos usando duas estatísticas para diferentes áreas dos EUA: número de meses

e índice de concentração de neve. Além disso, os autores realizaram uma análise harmônica da distribuição anual da média mensal de precipitação nival. Os resultados mostram que o padrão dominante apresenta um máximo de ocorrência de neve em fevereiro. Na região dos Grandes Lagos e Pacífico Noroeste, o máximo ocorre antes desse mês. Já nas Altas Planícies, o máximo ocorre depois de fevereiro ou março. O segundo padrão encontrado está relacionado às áreas onde a temporada de nevadas é curta e o máximo ocorre em fevereiro, como é o caso do sudeste dos EUA, e também às áreas cujas temporadas de nevadas são longas e apresentam dois picos de altas frequências, um entre março e abril e outro entre setembro e outubro. Por meio de compostos os autores identificaram variações supostamente sazonais associadas à posição do Vórtice Circumpolar.

Outro grande interesse científico com relação à ocorrência de neve está na sua variabilidade interanual e sua relação como o fenômeno ENOS. A focalização nesta linha de pesquisa ocorre no sentido de aumentar a previsibilidade sazonal do fenômeno.

Patten *et al.* (2003) desenvolveram um modelo de previsão probabilística de neve para o inverno dos EUA em função do fenômeno ENOS. A partir de uma distribuição de frequência em intervalos de classe, eles encontraram significativo aumento ou decréscimo na frequência de ocorrência de neve fraca, moderada ou forte durante as fases neutra, fria e quente do ENOS, respectivamente. Os resultados foram apresentados para dez regiões dos EUA, conforme mostrado na TAB. 1.3.

TABELA 1.3

Resumo das regiões onde houve aumento (A) ou decréscimo (D) de precipitação nival, considerando as fases extremas do evento ENOS.

Região	Neve Fraca		Neve Moderada		Neve Forte	
	Fria	Quente	Fria	Quente	Fria	Quente
Noroeste	A		A	D	A	D
Oregon-Califórnia		A	A	A	A	
Oeste Interior	D					
Planícies do Norte		A				
Grandes Lagos do Norte			A	D		D
Meio Oeste		A				
Vale de Ohio		A				
Grandes Lagos do Leste	A		A	A		
Corredor Nordeste		D	D	D	D	A
Nova Inglaterra	A		A		D	A

FONTE: Patten *et al.* (2003)

Smith e O'Brien (2001) também avaliaram a variabilidade interanual, associadas ao ENOS, da precipitação de neve nos EUA em três classes distintas: início, meio e final do inverno. Esses autores utilizaram o método dos quantis para avaliar a distribuição sazonal da neve. A distribuição dos quartis similares foram agrupados dentro de regiões geográficas e o comportamento foi avaliado dentro dessas e para cada período do inverno, tendo apresentado os seguintes resultados:

1. No Pacífico Noroeste, ocorre aumento (diminuição) da precipitação de neve durante a fase fria (quente) do ENOS, no início e meio do inverno,

e sobre o norte das Montanhas Rochosas no meio do inverno. Os autores sugerem que essas variações no Pacífico Noroeste podem estar associadas com o Jato Polar mais forte (mais fraco) e temperatura à superfície mais fria (mais quente);

2. Os anos neutros apresentaram diminuição relativa de precipitação de neve, no início do inverno sobre o vale de Ohio e no meio do inverno no Meio-Oeste. As causas para diminuição da neve nas duas fases extremas do ENOS não estão claras, mas podem ser relacionadas à disponibilidade de umidade do Golfo do México;
3. Sobre o nordeste, ocorreu mais neve nas fases quentes que frias, no meio do inverno. O aumento durante as fases quentes pode estar associado com ciclones que seguem mais para o sul e leste que suas trajetórias típicas de inverno;
4. O norte do Texas apresenta maior volume de precipitação nival durante invernos associados as fases quentes do ENOS do que naqueles com fase neutra ou fria; entretanto, o mecanismo responsável por este padrão não está claro;
5. No final do inverno existem padrões coerentes de precipitação de neve no sudoeste de Montana, Wyoming, e norte dos Grandes Lagos. Nas regiões ocidentais de montanhas, o papel da corrente de jato e das anomalias de temperatura de superfície não está claro; entretanto, a diminuição de neve no norte dos Grandes Lagos, durante as fases quentes, pode estar associada com temperaturas de superfície mais elevadas e o deslocamento da região de forte dinâmica do jato para o sul.

Escobar e Aceituno (1998), utilizando técnica de quantis, avaliaram a acumulação de neve no setor central dos Andes do Chile e suas relações com os eventos ENOS. Os resultados mostraram que as precipitações nivais, entre 30° e 35°S, ficaram acima da normalidade em eventos em que a região do Niño 3 apresentou anomalia de TSM acima de 1,0 °C. Por outro lado, quando as anomalias ficaram abaixo de - 0,5 °C foram verificados volumes de neve abaixo da normalidade. No entanto, ao sul de 35°S a influência do ENSO diminuiu.

Masiokas *et al.* (2006), através de técnicas de correlação, também encontraram acumulações maiores de neve na região central dos Andes do Chile e Argentina associadas aos eventos El Niño. No entanto, eles revelam que somente cinco dos dez anos menos nevados coincidem com La Niñas. Eles também avaliaram a relação das circulações de baixos e médios níveis, através de dados de geopotencial em 500 hPa e pressão ao nível médio do mar, e verificaram que os campos de geopotencial revelaram relação com o acúmulo de neve abaixo da média na região. Os autores associaram essa relação a forte atividade de bloqueios no Pacífico Sul.

Além dos padrões sazonais e anuais característicos, associados à variabilidade natural do clima, muitos estudos (*e.g.*, KARL *et al.*, 1993; GROISMAN e EASTERLING, 1993 e LOHMANN, 2004) focam na avaliação de possíveis tendências nas séries climatológicas, especificamente para áreas dos EUA e Canadá, as quais podem estar associadas às mudanças globais.

Masiokas *et al.* (2006) avaliaram as tendências das precipitações nivais na região central dos Andes argentinos e chilenos, no período entre 1951 e 2005. Eles também examinaram a correlação entre nevadas com diversos índices climáticos, identificando que os mesmos estão relacionados da seguinte forma: O volume aumenta

nos El Niños e na fase quente da PDO. No entanto, alguns dos anos mais nivosos não apresentaram esse mesmo padrão.

CAPÍTULO 2

MATERIAIS E MÉTODOS

Este estudo foi realizado em três etapas, a primeira trata de uma avaliação sinótica e dinâmica dos casos de precipitação nival nos Estado do RS e SC para identificar os padrões de escoamento atmosférico responsáveis pelas nevasdas e suas abrangências típicas. A segunda, avalia as frequências e evolução de ocorrência do fenômeno na última metade do século XX em SC e RS, seus aspectos mensais e relações com os eventos ENOS. Especificamente para a cidade de São Joaquim (SC), localizada em 28°18'00'' de latitude sul, 49°56'00'' de longitude oeste e altitude de 1376 m, avalia-se a evolução dessas frequências de ocorrência de neve, considerando-se classes de padrões de escoamento atmosférico identificados na primeira fase do estudo. Por fim, o estudo trata da elaboração de um índice diagnóstico característico para casos de nevada em São Joaquim, aqui chamado “Índice N”.

A seguir são descritos os materiais utilizados, os métodos envolvidos em cada uma das etapas do estudo e por fim os recursos computacionais. A metodologia referente à construção do Índice N será discutida no capítulo de resultados.

2.1 Fonte de dados

Neste estudo foram utilizados os dados de ocorrência de neve das estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e da Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de SC (EPAGRI), reportadas nos horários sinóticos, para o período 1948 - 2004. Ressalta-se que essas são as únicas informações sobre as nevascas disponíveis nas séries de dados climatológicos. Infelizmente, a quantidade ou horário das nevascas não são relatados nessa rede de dados. As estações meteorológicas do RS e SC e respectivas mesorregiões, que reportaram o fenômeno nesse período, são apresentadas na TAB. 2.1.

TABELA 2.1

Estações meteorológicas que registraram nevascas no RS e SC entre 1948 e 2004.

Cidades	Mesorregião - RS	Cidades	Mesorregião - SC
Bagé	Sudoeste	Abelardo Luz	Oeste
Bento Gonçalves	Nordeste	Caçador	Oeste
Bom Jesus	Nordeste	Campos Novos	Oeste
Cambará	Nordeste	Curitibanos	Serrana
Caxias do Sul	Nordeste	Fraiburgo	Oeste
Encruzilhada	Sudeste	Lages	Serrana
Iraí	Noroeste	Lebon Regis	Oeste
Lagoa Vermelha	Nordeste	Major Vieira	Norte
Passo Fundo	Noroeste	Matos Costa	Norte
Porto Alegre	Metropolitana POA	Ponte Serrada	Oeste
Santa Maria	Centro Ocidental	Porto União	Norte
São Luiz Gonzaga	Noroeste	São Joaquim	Serrana
Santa Vitória do	Sudeste	São Miguel do	Oeste
Torres	Metropolitana POA	Videira	Oeste
		Xanxerê	Oeste

As FIG. 2.1 e 2.2 mostram a localização de cada uma das estações meteorológicas utilizadas neste estudo, nelas percebe-se que a maioria desses sítios estão nas áreas mais elevadas da Serra Geral nos estados do RS e SC. No entanto, é notável o registro de nevasdas inclusive na região Metropolitana de Porto Alegre.



FIGURA 2.1 – Mapa do Rio Grande do Sul e estações meteorológicas que registraram nevasdas nesse estado no período 1948-2004.

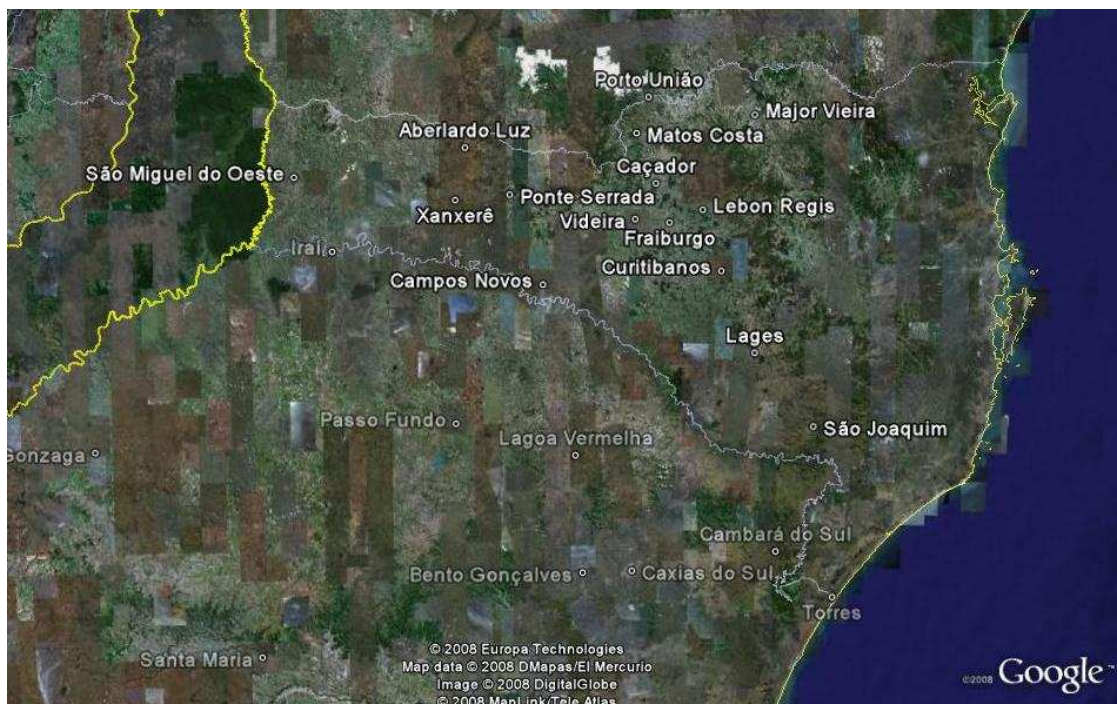


FIGURA 2.2 – Mapa de Santa Catarina e estações meteorológicas que registraram nevadas nesse estado no período 1948-2004.

O conjunto de dados do projeto reanálise do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) / *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) dos EUA, foi utilizado para o estudo dos padrões de circulação e na elaboração do Índice N. Esses dados possuem distribuição global e resolução horizontal de $2,5^\circ$ (em latitude e de espaçamento) e as variáveis utilizadas são as seguintes: pressão ao nível médio do mar; geopotencial em vários níveis; ventos na baixa, média e alta troposfera; temperatura em vários níveis; umidade relativa e umidade específica. Uma descrição completa desse conjunto de dados é apresentada em Kalnay *et al.* (1996) e Kistler *et al.* (2001). As variáveis derivadas de convergência de umidade, divergência do vetor Q e advecção de temperatura foram calculados a partir desses mesmos dados. No Anexo A faz-se uma breve descrição dessas variáveis e trata-se da formulação matemática envolvida em cada um desses diagnósticos.

Imagens do Satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite-8* (GOES-8), referentes aos dias 11, 12 e 13 de julho de 2000, foram utilizadas em estudo de caso de três dias consecutivos de nevadas nos estados do RS e SC.

Para a determinação dos períodos de El Niño, La Niña e Neutralidade climática foi utilizado o calendário por estação, elaborado através de uma média móvel de três meses dos dados de anomalias de TSM para as região do Niño 3 e 4 (5°N – 5°S, 120°W – 170°W) e com limites de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ para *Oceanic Niño Index* (ONI), disponibilizados pelo *Climate Prediction Center* (CPC) em http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

2.2 Determinação dos padrões de escoamento característicos da neve no RS e SC

2.2.1 Uma Avaliação sinótica e dinâmica

O termo sinótico reflete a visão geral de um conjunto. Em meteorologia costuma-se fazer avaliação sinótica para identificar qualitativamente os padrões de circulação responsáveis pelos eventos de tempo. Aqui essa avaliação foi realizada primeiramente por meio de um estudo de caso de três dias consecutivos de nevadas em diversas cidades do RS e SC. Nesse estudo analisam-se imagens do satélite GOES-8 e os campos meteorológicos diários como, por exemplo, da Pressão ao Nível Médio do Mar (P), Altura Geopotencial (Z) em 500 hPa e Linhas de Corrente (LC) em 250 hPa, conforme mostrados nas FIG. 2.3a-c, obtidos a partir da reanálise do NCEP/NCAR.

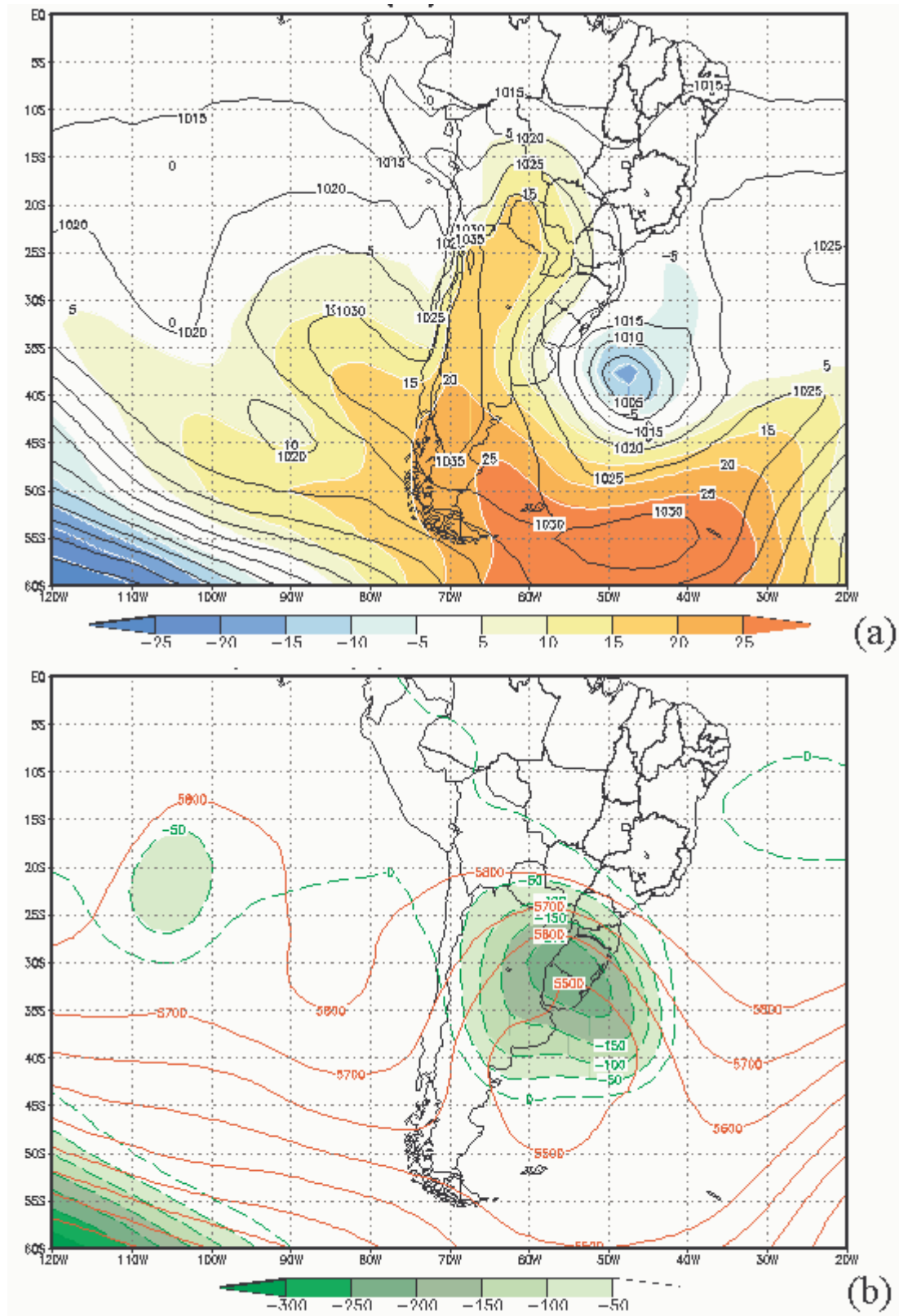


FIGURA 2.3 – Média diária (linhas cheias) e anomalia (áreas coloridas) de (a) P e de (b) Z em 500 mb. O campo (c) mostra a média diária de LC e Corrente de Jato (CJ) em 250 mb.

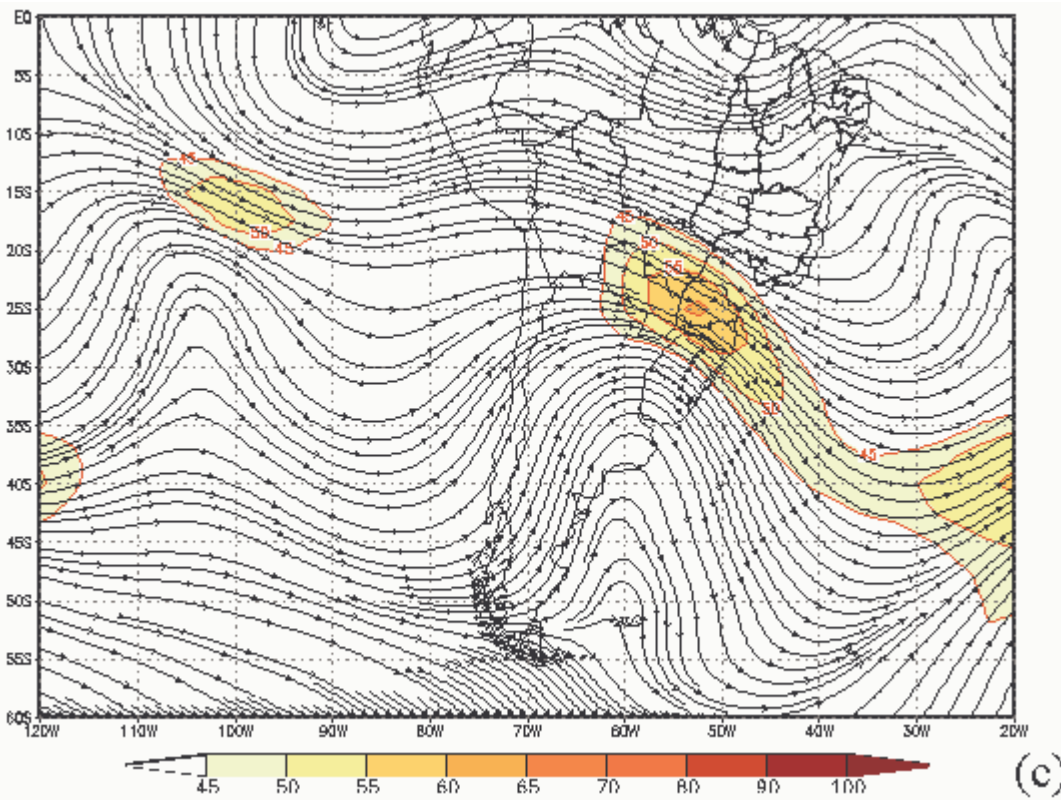


FIGURA 2.3 – (continuação).

Além desses, foram utilizados os campos diagnósticos de Temperatura (T), Divergência do Vetor Q (DVQ), Umidade Relativa (UR) e Velocidade do Vento (V) obtidos do mesmo conjunto de dados, em vários níveis da atmosfera. Essas análises foram realizadas para área que se estende do equador até a latitude de 60°S e entre 120°W e 20°W, ou seja, para grande parte do Oceano Pacífico, toda a América do Sul e parte do Oceano Atlântico. Os mesmos permitiram fazer uma análise empírica dos sistemas reinantes por ocasião das nevasdas e suas intensidades.

Já nessa avaliação preliminar ficou claro a existência de mais de um padrão de circulação atmosférica responsável por nevasdas. Assim, foram realizadas as análises sinóticas dos 218 casos de neve ocorridos no período 1948 - 2004. Essa análise, realizada caso a caso, seguiu a mesma metodologia do estudo para os dias 11, 12 e 13 de julho de 2000, exceto a avaliação das imagens de satélite. Ressalta-se que

cada dia em que houve precipitação nival, em qualquer uma das estações meteorológicas estudadas, é um caso. Posteriormente, os mesmos foram agrupados por critérios de semelhança nos padrões de escoamentos atmosféricos. Nessa classificação considerou-se primeiramente a posição, em superfície, dos centros dos anticiclones transientes e dos ciclones extratropicais, associados aos eventos de neve, essas posições foram priorizadas por determinarem o escoamento, de baixos níveis, característico em caso de nevada. Ainda, subdividiu-se as classes quanto à posição média das frentes frias associadas a esses ciclones, essa subdivisão foi realizada para verificar a influência das frentes frias em casos de nevada. Para cada uma das classes foram elaborados os compostos dos campos de P, Z em 500 hPa, LC em 250 hPa, T em 700 e 850 hPa e UR em 925 hPa. Esses compostos nada mais são que os campos médios espaciais dos diversos casos de cada classe, considerando os quatro horários de cada dia em questão.

Nesta etapa do estudo buscou-se o conhecimento dos padrões de circulação atmosféricos, ou seja, a identificação dos sistemas meteorológicos e suas intensidades quando da ocorrência de neve. Esse conhecimento facilitou a escolha das variáveis mais adequadas para a construção do Índice N.

2.2.2 Determinação da abrangência das nevas

A área de estudo, apresentada na seção 1.4, é composta de treze mesorregiões dos estados do RS e SC. Nove delas apresentaram nevas no período 1948 - 2004. Muitas vezes as nevas ocorreram em apenas uma das estações meteorológicas, mostradas na TAB. 2.1. E, em outras ocasiões elas atingiram mais de

uma mesorregião. Assim, verificou-se para os eventos de precipitação nival, ou dias de registro do fenômeno, qual a abrangência espacial de cada evento. A partir disso, identificou-se oito áreas apresentadas na TAB. 2.2. Para cada uma dessas áreas foi atribuída um letra de **A** a **H**. Das áreas **A** a **F** aumentou-se o número de mesorregiões, ou seja, áreas cada vez mais amplas em termos de abrangência do fenômeno neve. Como alguns desses eventos ocorreram somente em localidades das áreas **G** ou **H**, as mesmas foram classificadas em separado.

TABELA 2.2

Áreas do RS e SC determinadas para o estudo da abrangência das nevadas.

Identificador da área	Mesorregiões de SC e RS
A	Serrana Nordeste
B	Serrana Oeste (acima de 850 m) Nordeste Noroeste (acima de 850 m)
C	Serrana Oeste Nordeste Noroeste
D	Norte Oeste Serrana Nordeste
E	Norte Oeste Serrana Nordeste Noroeste Centro Ocidental Sudeste
F	Serrana Oeste Nordeste Noroeste Metropolitana de POA Sudoeste
G	Sudeste
H	Norte

Para cada área calculou-se as proporções de nevadas (PRN) ocorridas em cada uma das sete classes encontradas neste estudo, como mostra a equação (2.1):

$$PRN = \frac{NA}{NC} * 100 \quad (\%) \quad (2.1)$$

onde, NA é o número total de nevadas ocorridas em uma determinada área, considerando uma das sete classe, e NC é o número total de nevadas na mesma classe.

2.3 O estudo da variabilidade temporal da ocorrência de neve

A investigação sobre a frequência de ocorrência de neve começou pela determinação das frequências mensais (*fm*). Para o cálculo dessas frequências determinou-se o número de casos de nevadas registradas na área em estudo em um determinado mês (NCM), onde cada caso equivale a um dia de registro de precipitação de neve em qualquer uma das estações em estudo. NTC é o número total de nevadas em cada um dos meses do período de abril a setembro. A frequência mensal é dada pela razão expressa na equação (2.2):

$$fm = \frac{NCM}{NTC} * 100 \quad (\%) \quad (2.2)$$

A variabilidade interanual da precipitação de neve e sua relação com ENOS foi determinada através da análise de frequência da neve, mês a mês, focalizando

as fases desse fenômeno (*fm_enso*). Para tal, separou-se os casos de neve em cada uma das fases do ENOS utilizando o calendário por estação do ano do *Climate Prediction Center* (CPC) e determinou-se o número de casos de nevada em um determinado mês em cada fase (NCM_ENOS). Foram calculadas as frequências mensais em cada um dos eventos utilizando a equação (2.3):

$$fm_enso = \frac{NCM_ENOS}{NCM} * 100 \quad (\%) \quad (2.3)$$

Para cada uma das classes de escoamentos atmosféricos encontrados na primeira parte deste estudo foram avaliadas as ocorrências de neve. Esse enfoque, no entanto, só foi possível para cidade de São Joaquim (SC) que possui casos de neve suficientemente elevado (145), permitindo a subdivisão nas sete classes encontradas. Essas frequências foram avaliadas por meio de diagrama de blocos, elaborado com passo de cinco anos, ou seja, cada bloco refere-se a média de número de dias de nevada para esse período e que é denotado pelo valor central do bloco. Os extremos dos blocos referem-se ao desvio padrão (σ_classe) desse número de nevadas em cinco anos, calculados pela equação (2.4). Os limites das hastes referem-se aos extremos da série, ou seja, o número máximo e mínimo de dias de nevada em São Joaquim. Essa análise viabilizou a comparação das frequências de nevadas ao longo da última metade de século XX.

$$\sigma_classe = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (2.4)$$

onde, x_i é o número de nevasdas registrada em uma classe em cada ano, \bar{x} é o número médio de nevasdas em cada cinco anos e N é igual a cinco anos.

2.4 Recursos computacionais

Os cálculos estatísticos foram realizados a partir do software STATISTICA® que é um programa integrado para gerenciar análise estatística e bases de dados.

O cálculo e visualização dos campos diagnósticos, utilizando os dados da reanálise do *National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) em pontos de grade, foi viabilizado através do software *Grid Analysis and Display System* (GrADS) desenvolvido pelo *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies* (COLA). Tratando-se de visualização, este é um *software* amplamente utilizado na pesquisa meteorológica mundial. Uma das vantagens do GrADS é sua distribuição gratuita e o uso em vários sistemas computacionais, neste trabalho o mesmo foi usado em uma plataforma LINUX. Além disso, o Índice N foi elaborado usando rotinas desse software, que permitiu a realização dos cálculos.

CAPÍTULO 3

RESULTADOS

Os resultados apresentados referem-se aos três pontos principais deste estudo: O padrão de circulação atmosférica nos eventos, as frequências de ocorrência e a construção de um índice diagnóstico que permita identificar a condição de neve e que possa ser aplicado a modelos de PNT para melhorar o prognóstico desse fenômeno no sul do Brasil.

A determinação dos padrões de circulação atmosférica característica dos casos de nevadas no sul do Brasil é abordado por um estudo de caso e, em seguida, é realizada uma climatologia dinâmica e sinótica de 218 casos de nevadas em SC e RS, os quais são agrupados em sete classes distintas. Além disso, identifica-se as áreas de ocorrência de neve para cada uma dessas classes.

A ocorrência de neve em SC e RS foi investigada considerando-se sua frequência e relações como os eventos El Niño, La Niña e Neutralidade Climática. Além disso, discute-se a evolução dessas frequências ao longo desse século e sua relação com a PDO. Logo em seguida, o estudo focaliza as nevadas ocorridas em São Joaquim, local com maior ocorrência de neve entre os sítios estudados.

Por fim, apresenta-se a construção de um índice diagnóstico que identifica a condição de neve utilizando a saída de modelos numéricos de previsão de tempo, e que pode ser aplicado como uma ferramenta adicional para previsão do fenômeno.

3.1 Padrões de circulação atmosférica associada à precipitação de neve no sul do Brasil

Uma primeira investigação sobre os padrões de circulação atmosférica dominante, em eventos de precipitação de neve no sul do Brasil, foi realizada por um estudo sinótico e dinâmico de três dias consecutivos com nevada nos Estados do RS e SC. Tal estudo, apresentado a seguir, esclareceu questões tais como a existência ou não de padrões característicos de circulação atmosférica à ocorrência de neve. A experiência operacional pessoal apontava nesse sentido, mas os estudos já existentes para a região não explicavam todos os eventos observados, tanto quanto aos padrões atmosféricos nos campos de P quanto às informações dos níveis superiores da atmosfera.

3.1.1 Os eventos nos dias 11 a 13 de julho de 2000

Entre os dias 11 e 13 de julho de 2000 ocorreu precipitação nival em algumas localidades do RS e SC, conforme mostrado na FIG. 3.1. Esse período foi escolhido para análise meteorológica mais detalhada considerando a persistência e a grande área coberta pela precipitação de neve. Nessa ocasião, oito das onze mesorregiões do RS e SC registraram precipitação nival. Além disso, as melhores técnicas utilizadas na construção das reanálises são aplicadas em períodos mais recentes, que inclui o ano de 2000. Esse melhor desempenho das reanálises se deve

especialmente a melhoria da base de dados utilizados na inicialização dos modelos, não só por apresentarem um número maior de estações meteorológicas nessa base, como também a inserção dos dados inferidos por satélites de sensoriamento ambiental (KISTLER *et al.*, 2001).

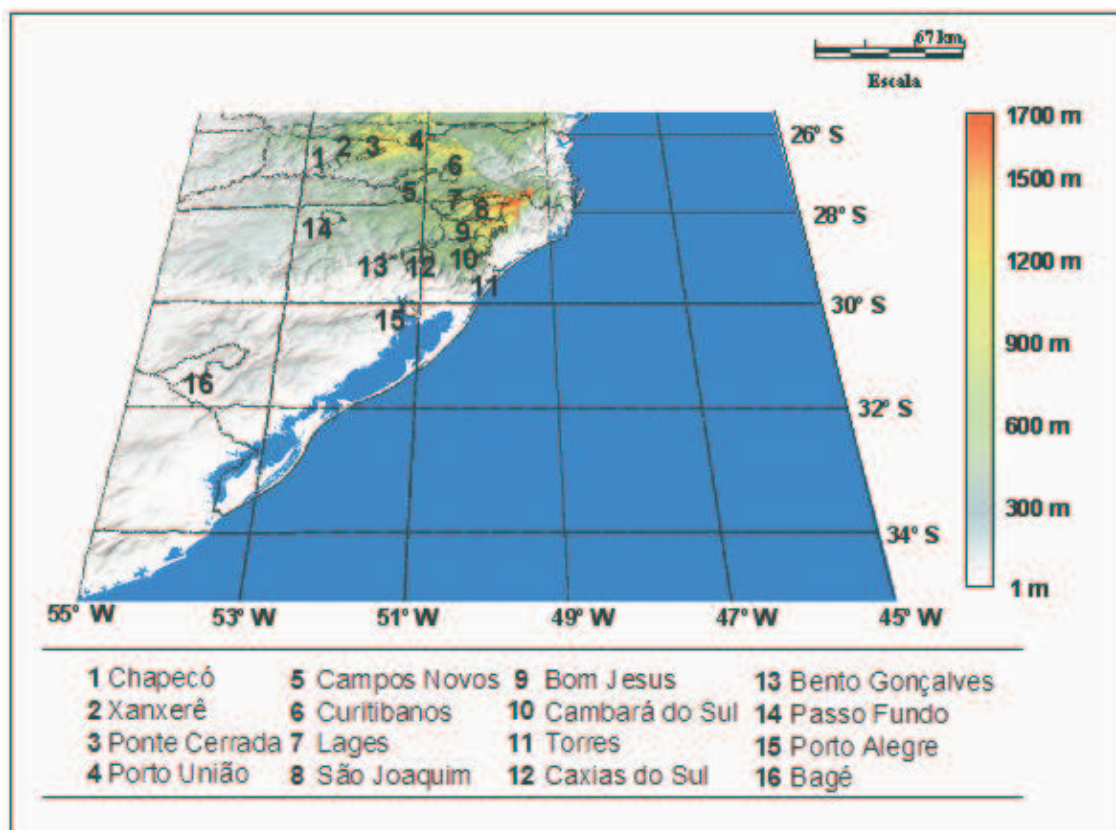


FIGURA 3.1 – Mapa altimétrico de SC e centro-leste do RS (altitude determinada pela escala de cores no lado direito) e localidades (determinada pelos números no painel inferior) onde nevou entre 11 e 13 de julho de 2000.

É necessária a exploração tri-dimensional da atmosfera para uma melhor determinação do padrão de circulação atmosférica e identificação dos sistemas meteorológicos reinantes em um dado momento. Nesse sentido, esses padrões são detalhados pelo exame de alguns campos diagnósticos, descritos no Anexo A, em vários níveis isobáricos. Além da P, outros campos meteorológicos são avaliados em outros cinco níveis: 1000, 850, 700, 500 e 200 hPa.

A partir de então se descreve as principais características de circulação atmosféricas, encontradas entre 11 e 13 de julho de 2000, comparando-as aquelas descritas na bibliografia consultada.

3.1.1.a O caso do dia 11 de julho de 2000

A imagem do satélite GOES das 09:00 TMG, FIG. 3.2a, mostra uma grande área de nebulosidade sobre grande parte das regiões Sul, Sudeste e Centro-oeste do Brasil. De acordo com os campos de P, FIG. 3.2b, e Z em 500 hPa, FIG. 3.2c, percebe-se que a nebulosidade está associada com a formação de um ciclone extratropical situado em 33°S e 48°W e à formação de uma frente fria entre os estados SC e São Paulo (SP). O anticiclone transiente que acompanhava esse sistema apresentou deslocamento marítimo, mesmo assim ele estava muito intenso com até 1045 hPa de pressão, em seu centro sobre a Argentina. As anomalias de pressão observadas neste centro superaram os 25 hPa (FIG. 3.2b). Esse anticiclone, por sua natureza extrema, foi responsável por queda brusca de temperatura, pois o mesmo apresentou circulação de ventos provenientes da região sub-polar (FIG. 3.3a). Mas se esse anticiclone foi o responsável por essa queda acentuada da temperatura, certamente não foi pela precipitação. Neste sentido, é o ciclone ou a própria banda frontal que desempenha papel fundamental na ocorrência de precipitação de neve.

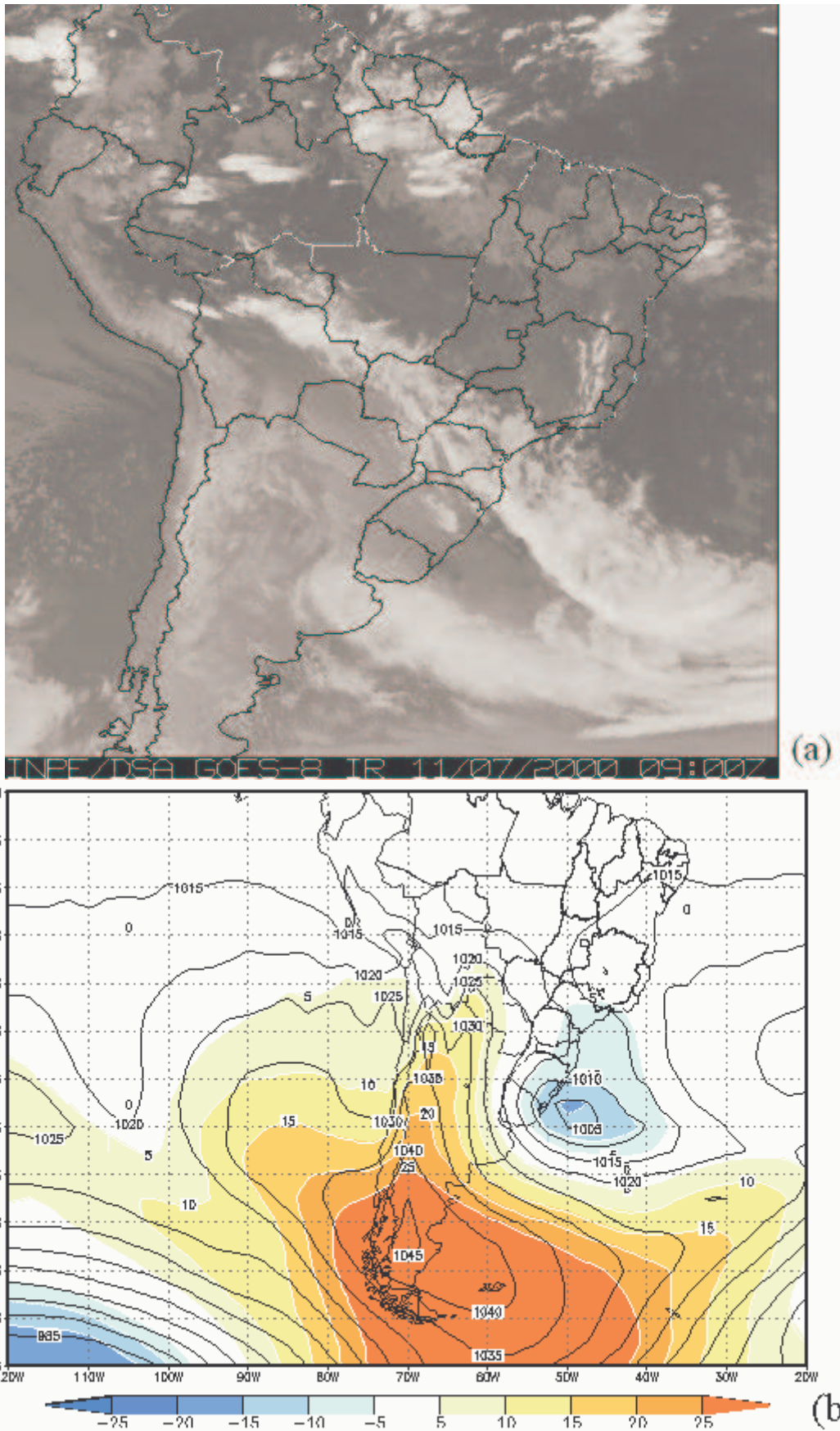


FIGURA 3.2 – (a) Imagem do satélite GOES-12 das 09:00 TMG e média diária (linha cheia) e anomalia (áreas colorida) da (b) P (hPa) e (c) de Z (mgp) em 500 hPa, para o dia 11 de julho de 2000.

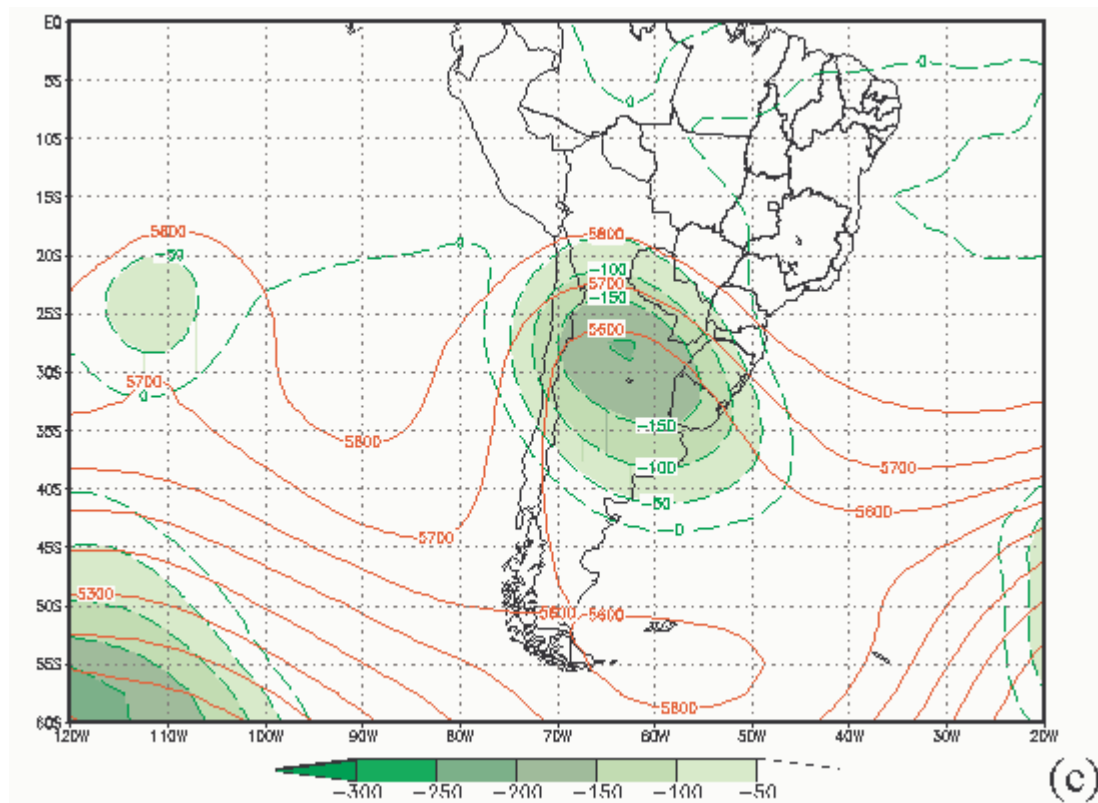


FIGURA 3.2 – (Cotinuação).

Os padrões de circulação nos baixos, médios e altos níveis da atmosfera, dados pelo campo de LC e Corrente de Jato (CJ), bem como a estimativa do movimento vertical, dada pelo campo de DVQ, FIG. 3.3, mostram que o movimento vertical associado a região de alta pressão é subsidente. Por outro lado, nas áreas próximas ao ciclone e nas áreas de convergência frontal há movimento vertical ascendente, em escala sinótica, responsável pela formação de nebulosidade. Percebe-se que o ciclone está presente em todos os níveis atmosféricos e que o movimento vertical ascendente, DVQ negativo, ocorre especialmente no setor equatorial do ciclone, tanto no nível de 700 quanto de 500 hPa. A sudoeste do mesmo, o movimento vertical acontece especialmente nos níveis mais baixos. Nesse primeiro dia, a neve foi registrada em Caçador e Lebon Régis, cidades localizadas no meio-oeste de SC.

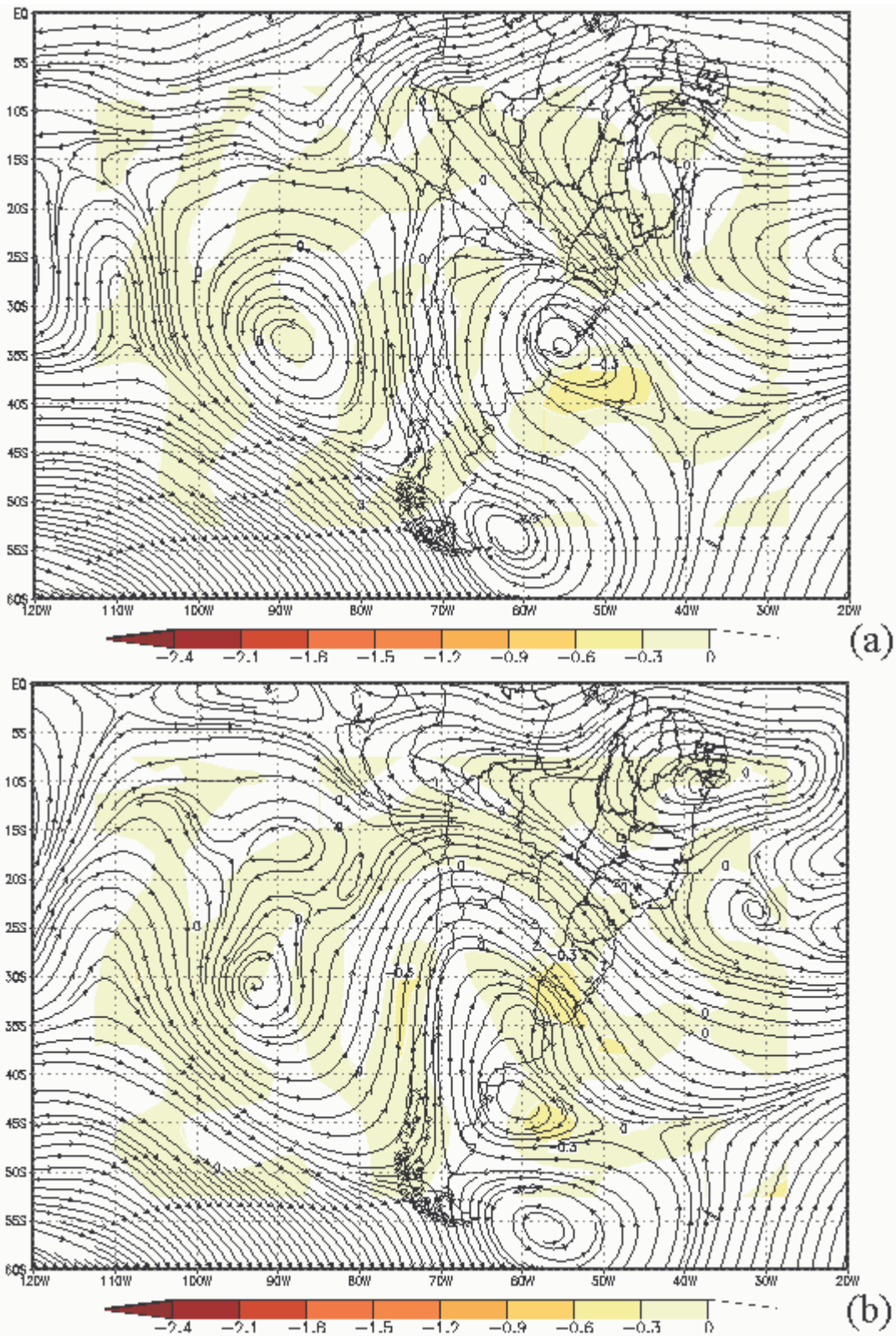


FIGURA 3.3 – Média diária da DVQ (áreas coloridas) e LC em (a) 700 hPa e (b) 500 hPa, e (c) CJ (áreas coloridas) e LC em 200 hPa para o dia 11 de julho de 2000. Os valores nas legendas de (a) e (b) estão em $\times 10^{-17} \text{ m s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ e de (c) estão em m s^{-1} .

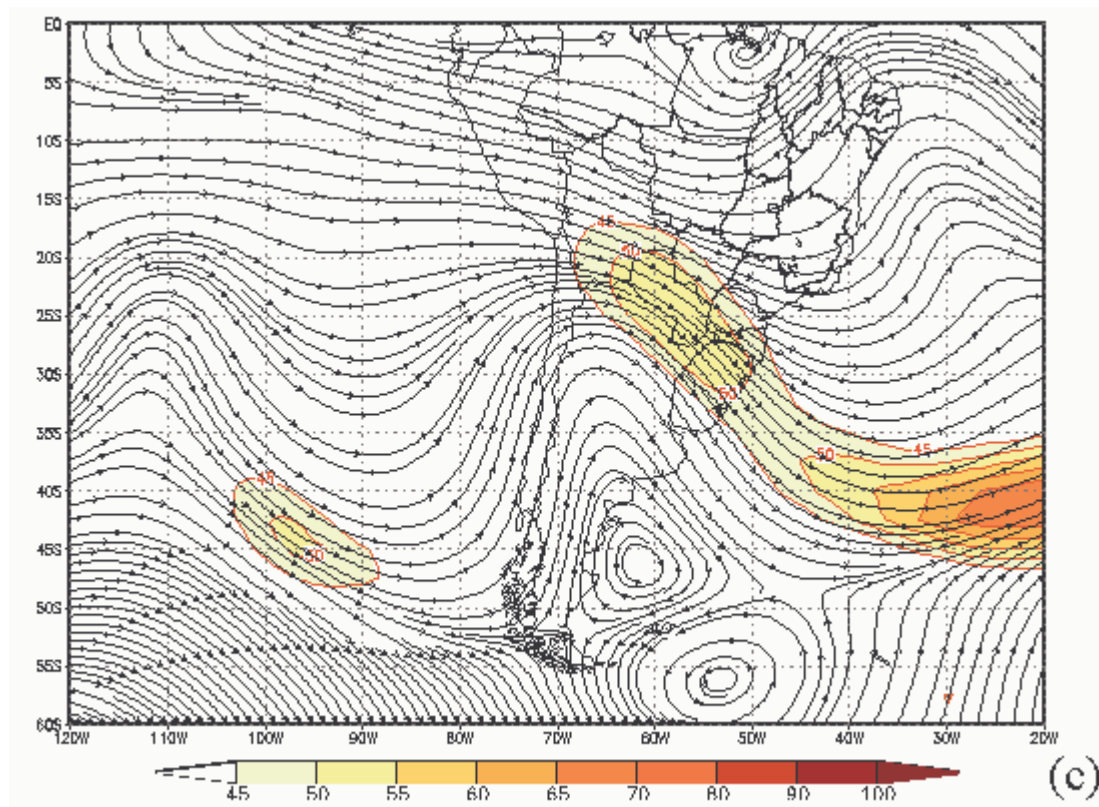


FIGURA 3.3 – (Continuação).

Percebe-se pelo exame das FIG. 3.4a-d que ocorreram altos índices de UR, no nível de 850 hPa, associados à formação da banda frontal e que a T apresentou padrão de declínio no decorrer do dia. A temperatura na área de ocorrência de neve só passou a ser negativa, para este nível da atmosfera, a partir das 18 TMG, demonstrando que o fenômeno ocorreu apenas no período noturno. Esses campos mostram claramente que a massa de ar frio já havia atingido a área oeste dos estados da Região Sul, mas a área mais a leste ainda estava sobre o domínio de temperaturas acima de 0°C em 850 hPa, portanto com menor condição para a precipitação de neve.

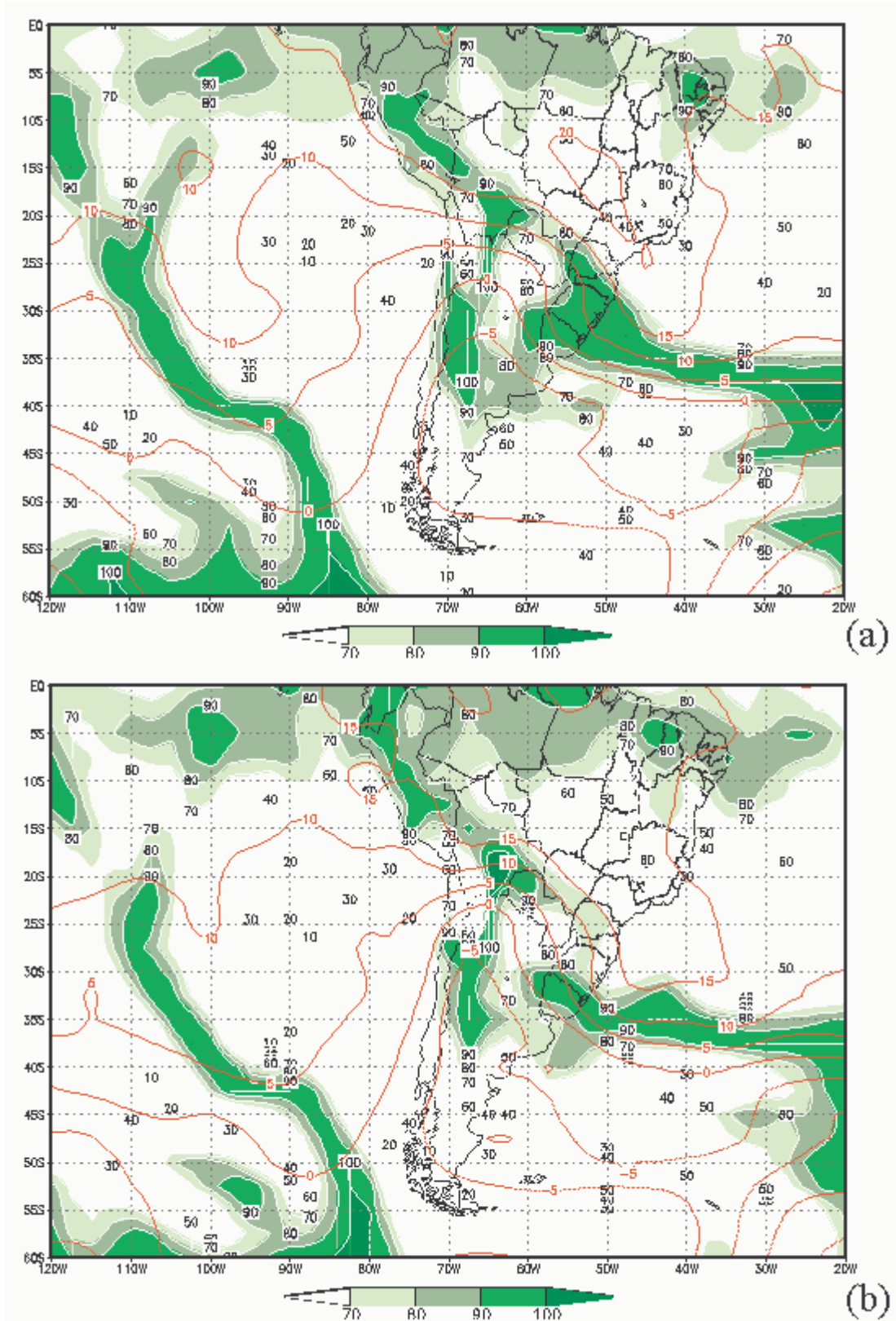


FIGURA 3.4 – T (°C) (isolinhas) e UR (%) (áreas coloridas) do ar, em 850 hPa, para os horários das (a) 00, (b) 06, (c) 12 e (d) 18 TMG do dia 11 de julho de 2000.

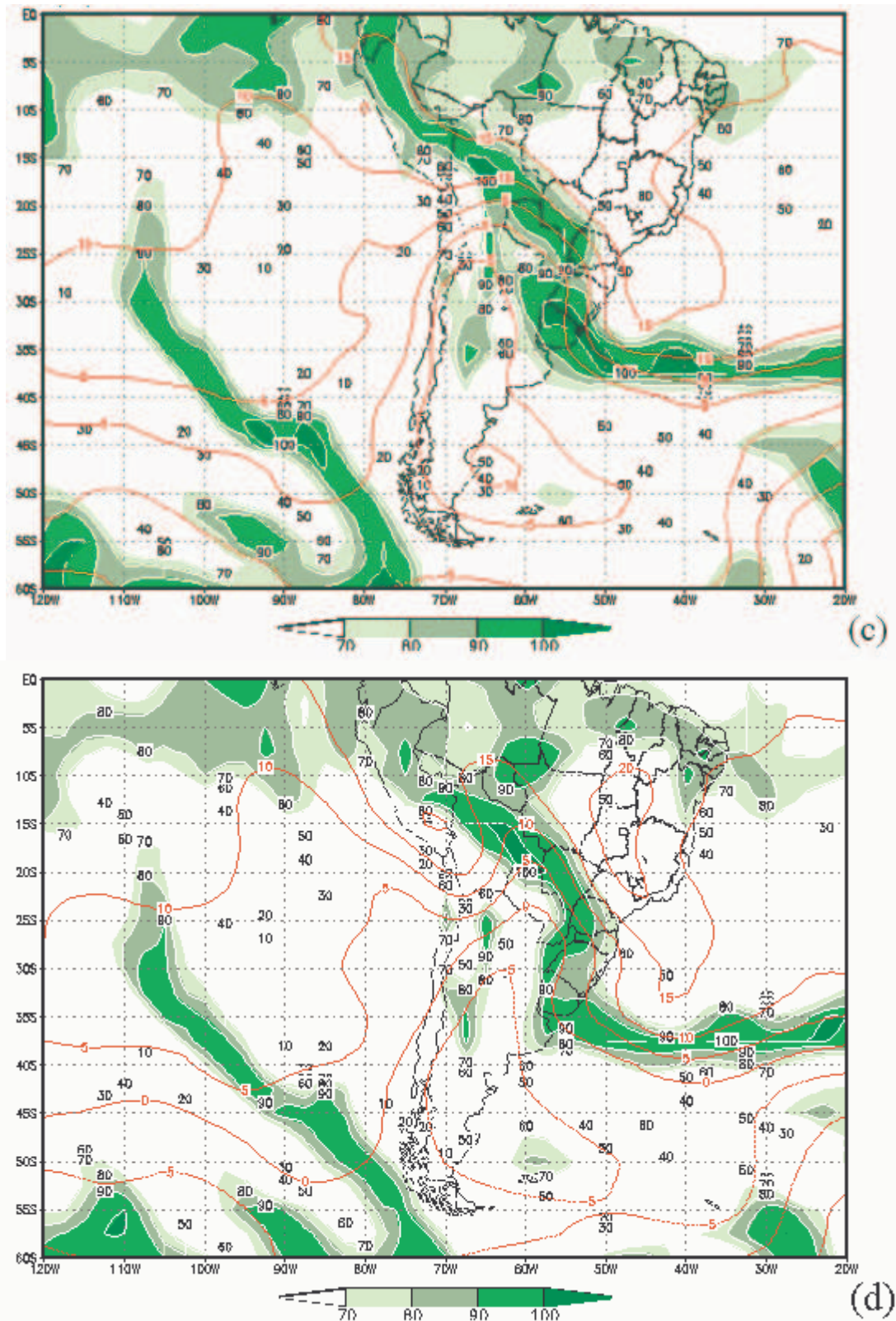


FIGURA 3.4 – (Continuação).

A situação descrita acima mostra claramente o papel importante do anticiclone transiente, juntamente com o processo ciclogênico no leste da Região Sul,

por reduzir bruscamente as temperaturas, e o papel essencial de um mecanismo que gere o movimento vertical ascendente em áreas com alta umidade relativa. Nesse caso, em particular, a neve registrada nas localidades de Caçador e Lebon Régis estavam associadas à banda frontal que pode ser reconhecida na imagem de satélite (FIG 3.2a).

3.1.1.b O caso do dia 12 de julho de 2000

Quinze municípios dos estados do RS e SC experimentaram um dia gelado e com ocorrência de neve em 12 de julho de 2000. Esta atingiu a área Serrana, Oeste e Norte de SC, o Nordeste, Noroeste, Sudoeste do RS e ainda a Região Metropolitana de Porto Alegre.

O anticiclone transiente, FIG. 3.5b, já se deslocava para o Oceano Atlântico com centro em 45°W/50°S. No entanto, uma “bolha” de alta pressão continental avançou pelo flanco oeste do continente e continuou a baixar as temperaturas até latitudes tropicais, causando o fenômeno conhecido como “friagem” (SERRA e RASTIBONA apud OLIVEIRA *et al.*, 2004).

O ciclone extratropical permaneceu quase na mesma região, mas um pouco mais intenso com centro de 1.008 hPa em superfície. A anomalia de Z, em 500 hPa, esteve em torno de 200 mgp negativos, FIG. 3.5c, localizado a oeste do ciclone em superfície, o que mostra que o sistema ainda não havia alcançado a sua fase madura. A presença do ciclone, nessa posição, favoreceu a entrada do ar polar a oeste, por fortes ventos de sul e sudoeste, nesta área, que foram observados em todos os níveis da atmosfera (FIG. 3.6a-c).

A banda frontal vista na FIG. 3.5a já se encontrava sobre o estado de SP. Nesse caso, fica claro que a atuação da frente fria não foi responsável pelo mecanismo gerador da neve. A própria região da alta continental, que avançou pelo o oeste do continente, poderia gerar alguma nebulosidade baixa associada à instabilidade condicional. Mas, provavelmente, não o suficiente para causar a neve, pois esse tipo de instabilidade, em geral, está relacionado à nuvens do tipo *cumulus humilis*, ou nuvens de “bom tempo” (VIANELLO, 1991).

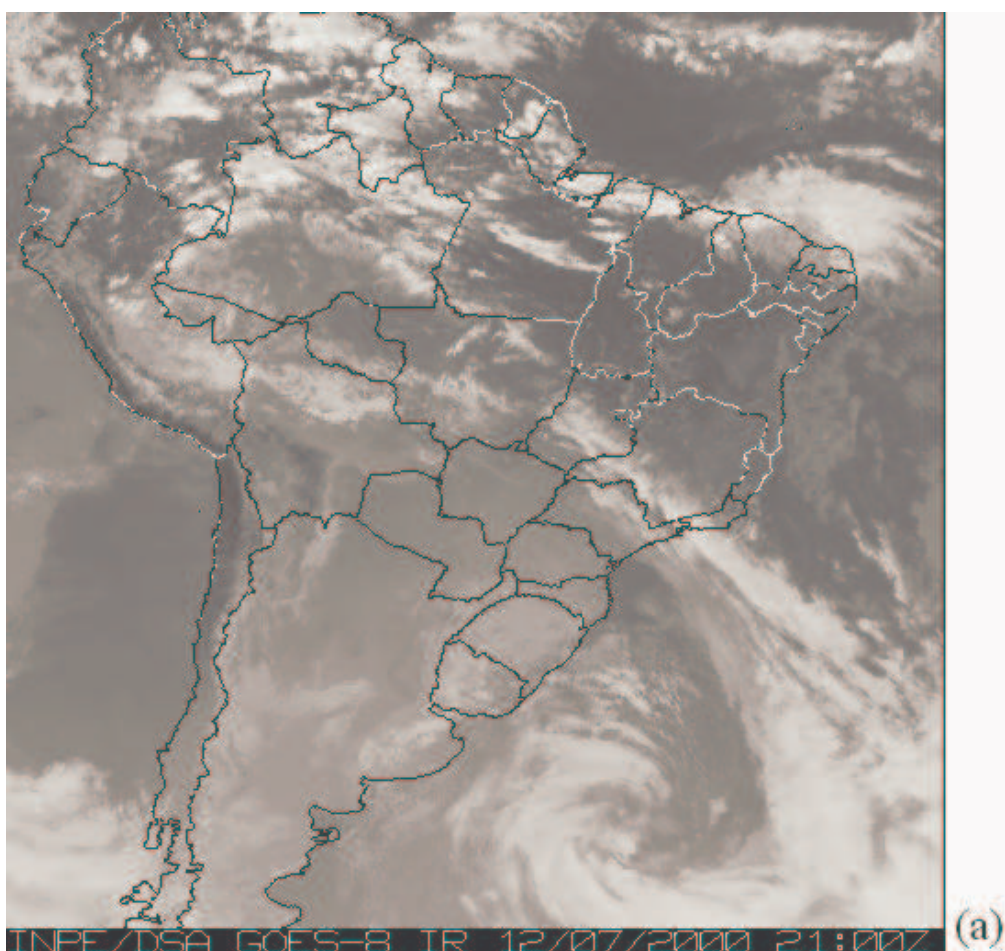


FIGURA 3.5 – (a) Imagem do satélite GOES-12 das 21:00 TMG e média diária (linha cheia) e anomalia (áreas coloridas) da (b) P (hPa) e de (c) Z (mgp) em 500 hPa, para o dia 12 de julho de 2000.

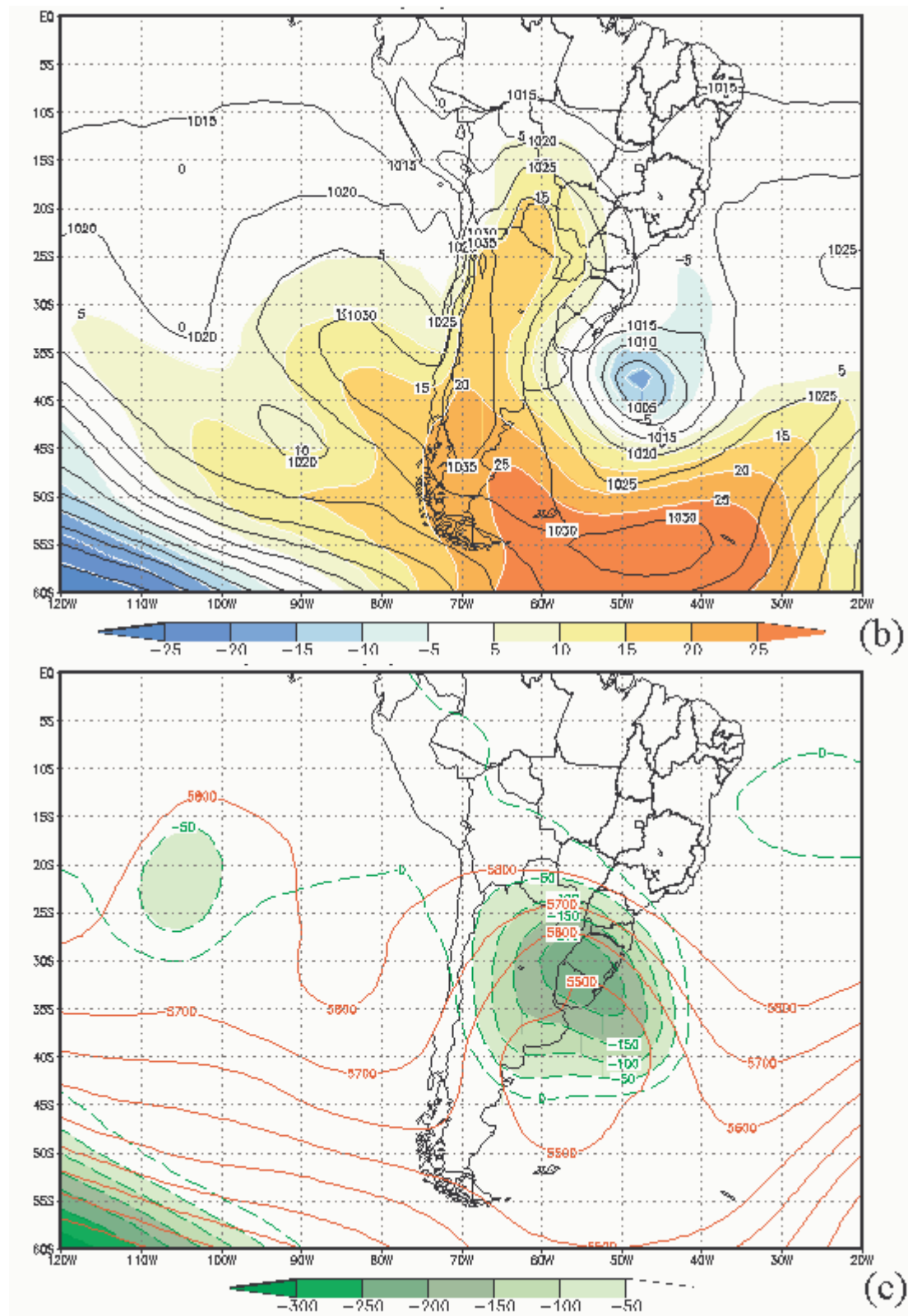


FIGURA 3.5 – (Continuação).

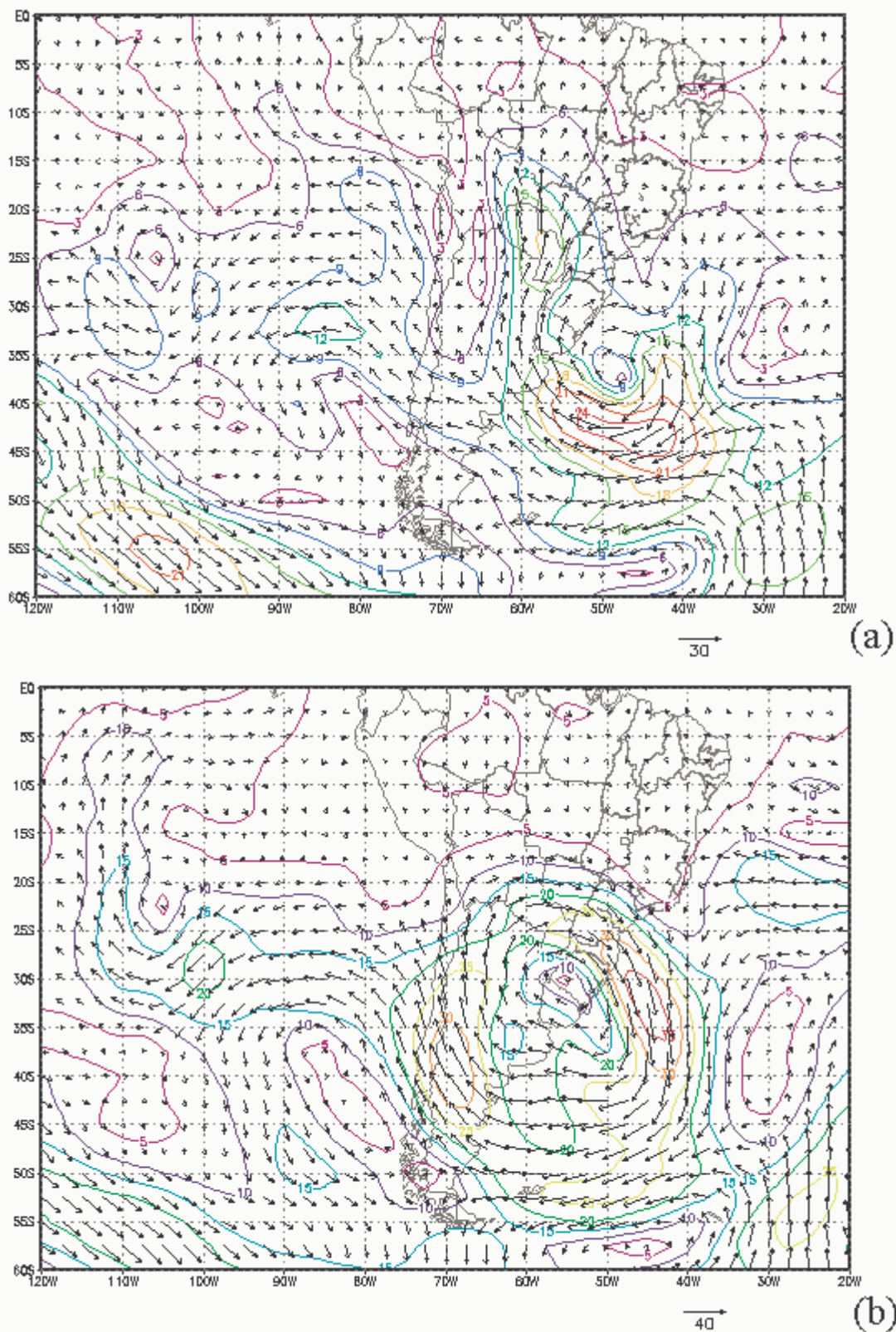


FIGURA 3.6 – Anomalia da direção (vetor) e velocidade (linhas cheias) do vento em (a) 850, (b) 500 e (c) 200 hPa do dia 12 de julho de 2000. A escala (m s^{-1}) dos vetores está no canto inferior direito.

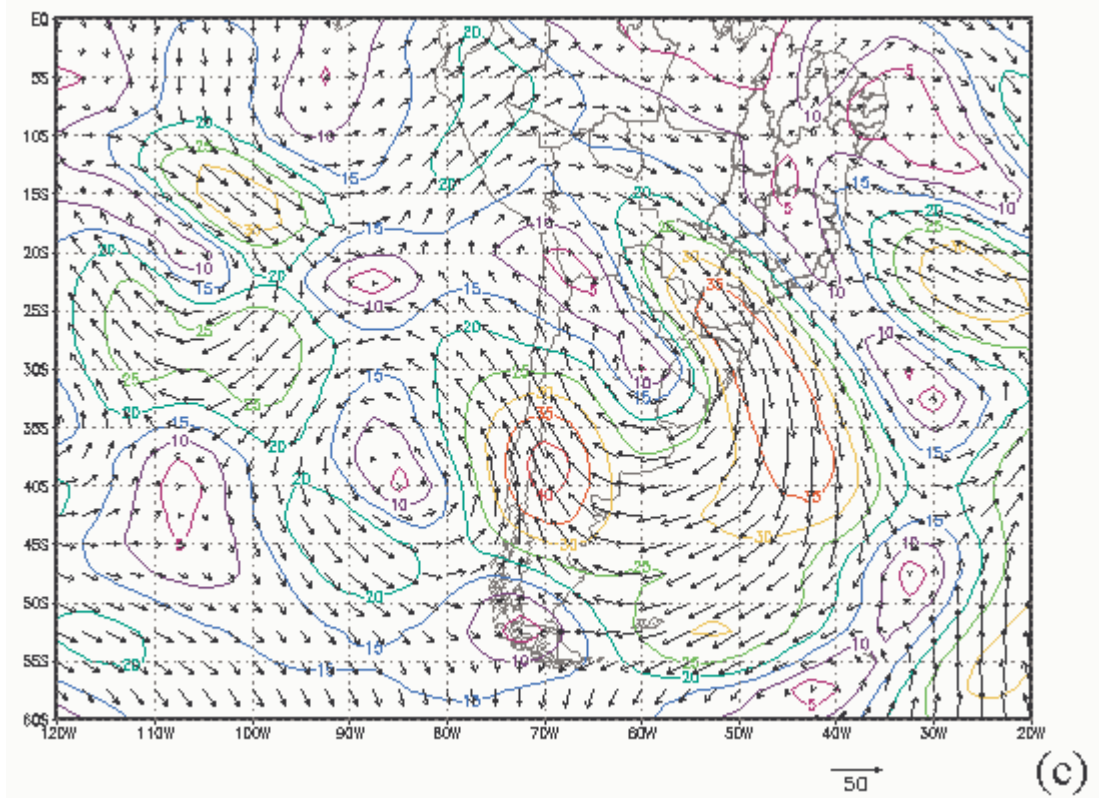


FIGURA 3.6 – (Continuação).

A investigação avançou para identificar o papel do ciclone extratropical na formação de nebulosidade e precipitação de neve, durante este caso. A hipótese era de que o próprio ciclone seria capaz de gerar movimento vertical de escala sinótica e mesoescala sobre as áreas em estudo (FIG. 3.7). A DVQ, FIG. 3.7a-b, mostra que o movimento vertical ocorre tanto na área do sistema frontal, setor nordeste do ciclone extratropical, como também no lado sudoeste do mesmo, embora ele seja evidentemente mais intenso no lado equatorial.

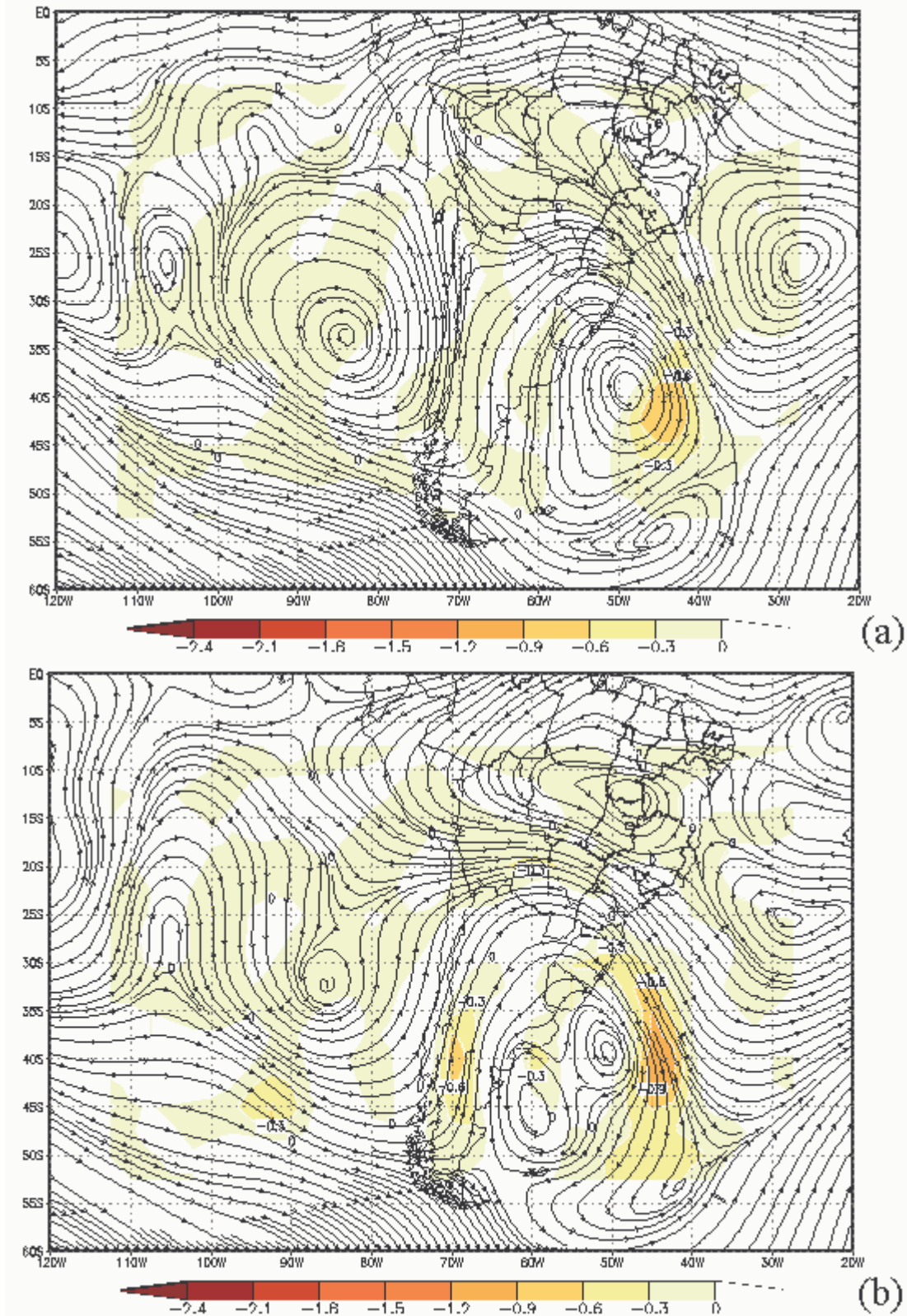


FIGURA 3.7 – Média diária da DVQ (áreas coloridas) e LC em (a) 700 hPa e (b) 500 hPa, e (c) CJ (áreas coloridas) e LC em 200 hPa para o dia 12 de julho de 2000. Os valores nas legendas de (a) e (b) estão em $\times 10^{-17} \text{ m s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ e de (c) estão em m s^{-1} .

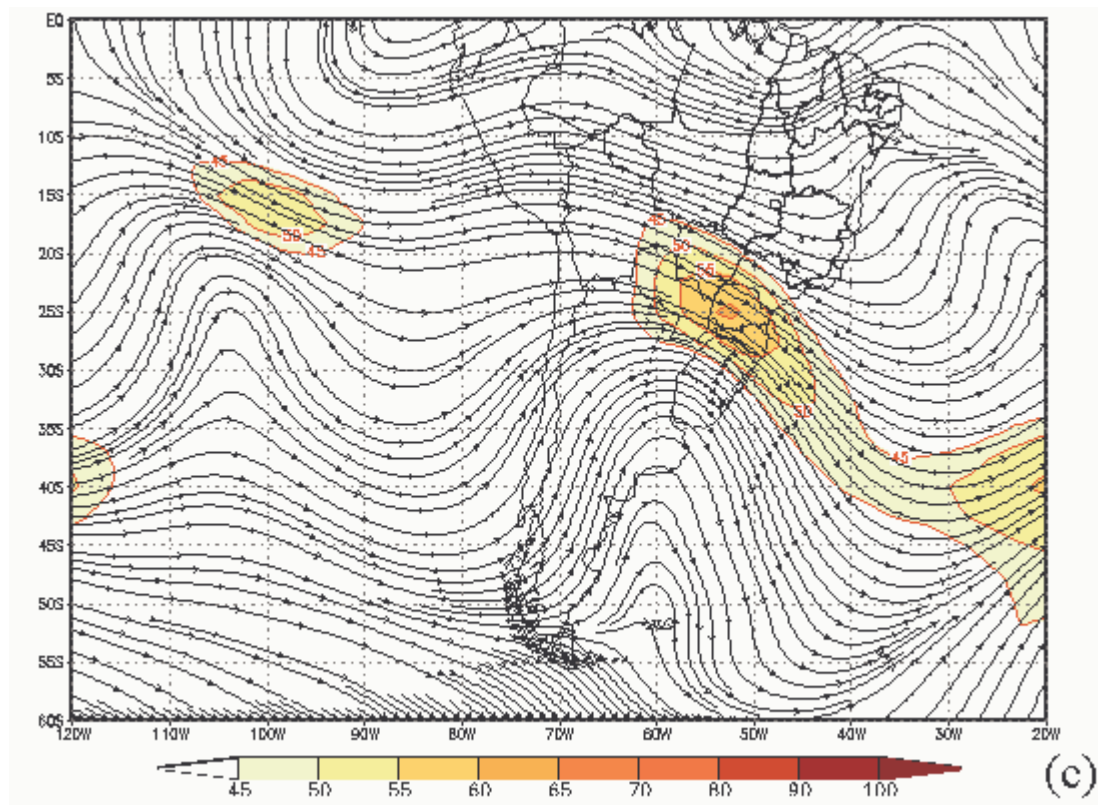


FIGURA 3.7 – (Continuação).

Dos quinze municípios que registraram neve no dia 12, dez localizam-se nas mesorregiões Nordeste do RS, Serrana e setor oriental do Oeste de SC. Por isso, passaremos a refinar a análise em uma área pequena, cerca de 55.000 km². Essa área está limitada entre os paralelos 27°S e 29,1°S e os meridianos 52°W e 49,8°W, conforme mostra a FIG. 3.8, para onde se calculou a média da DVQ para vários níveis da atmosfera, a fim de identificar o perfil vertical médio.

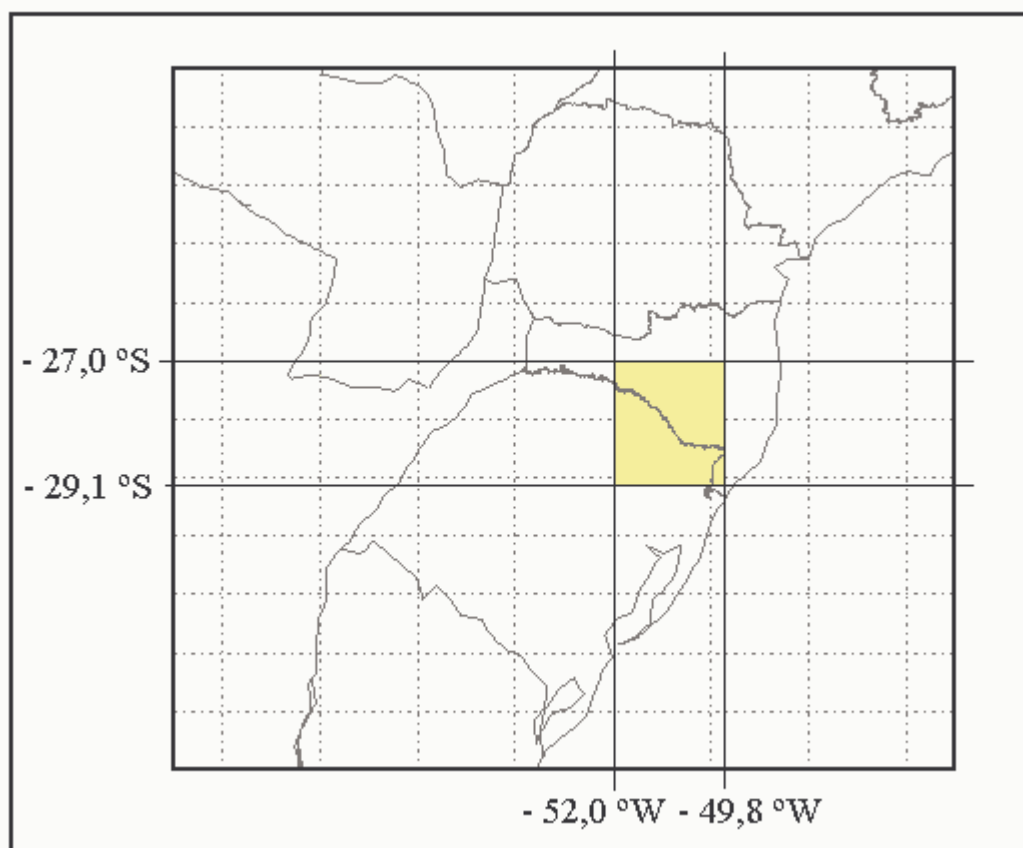


FIGURA 3.8 – Área utilizada para o cálculo da média da DVQ.

Percebe-se pelo exame das FIG. 3.9a-d, que o movimento vertical ascendente foi mais intenso entre 00 e 06 TMG e ocorreu predominantemente entre a baixa e média troposfera. Nesses horários, a formação de nebulosidade gerada por movimento vertical foi mais propícia. No entanto, não dispomos em nossa análise do período exato da ocorrência de neve para esta comparação.

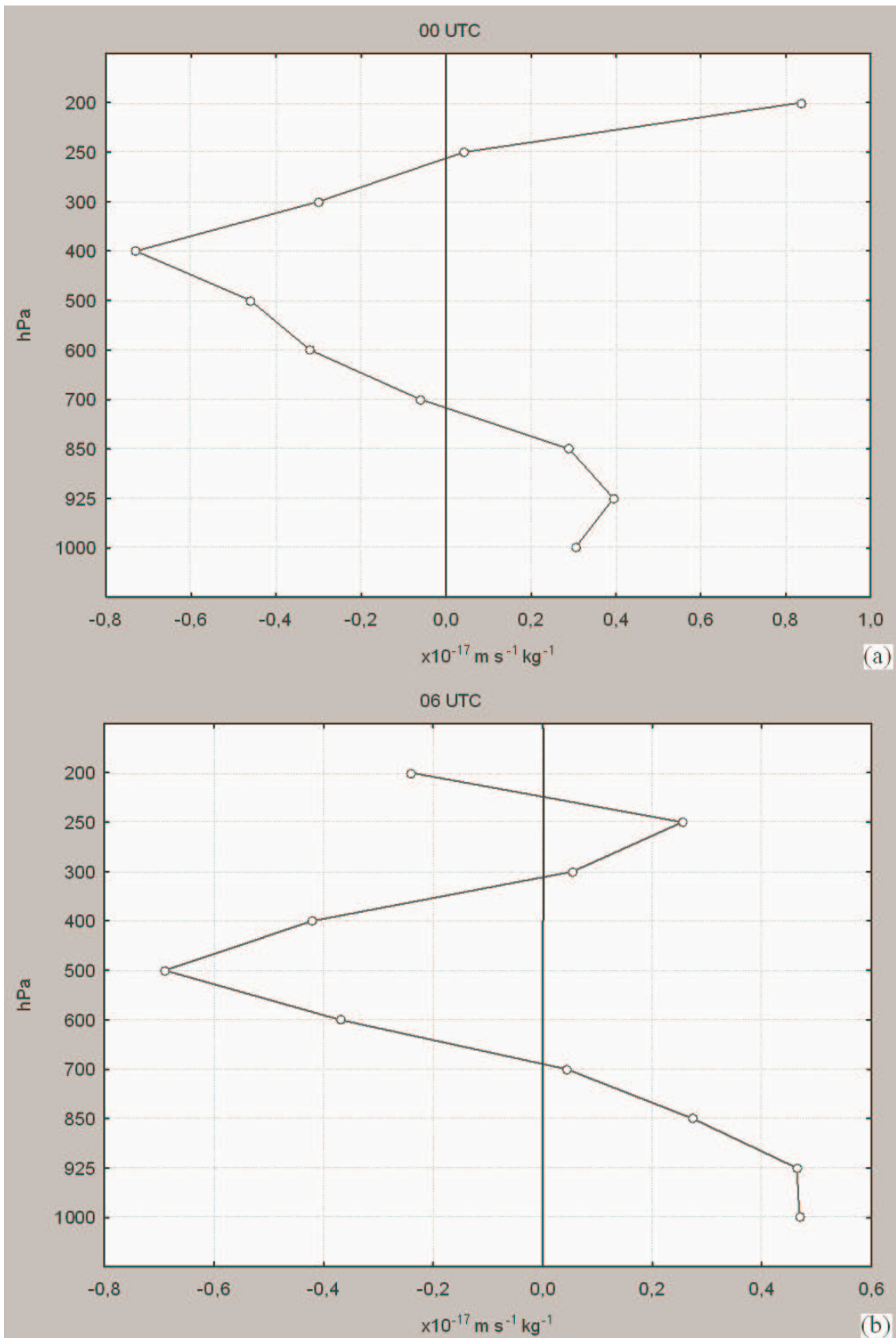


FIGURA 3.9 – Perfil vertical da DVQ para os horários das (a) 00, (b) 06, (c) 12 e (d) 18 TMG em 12 de julho de 2000. Os valores negativos (positivos) representam movimento vertical ascendente (descendente).

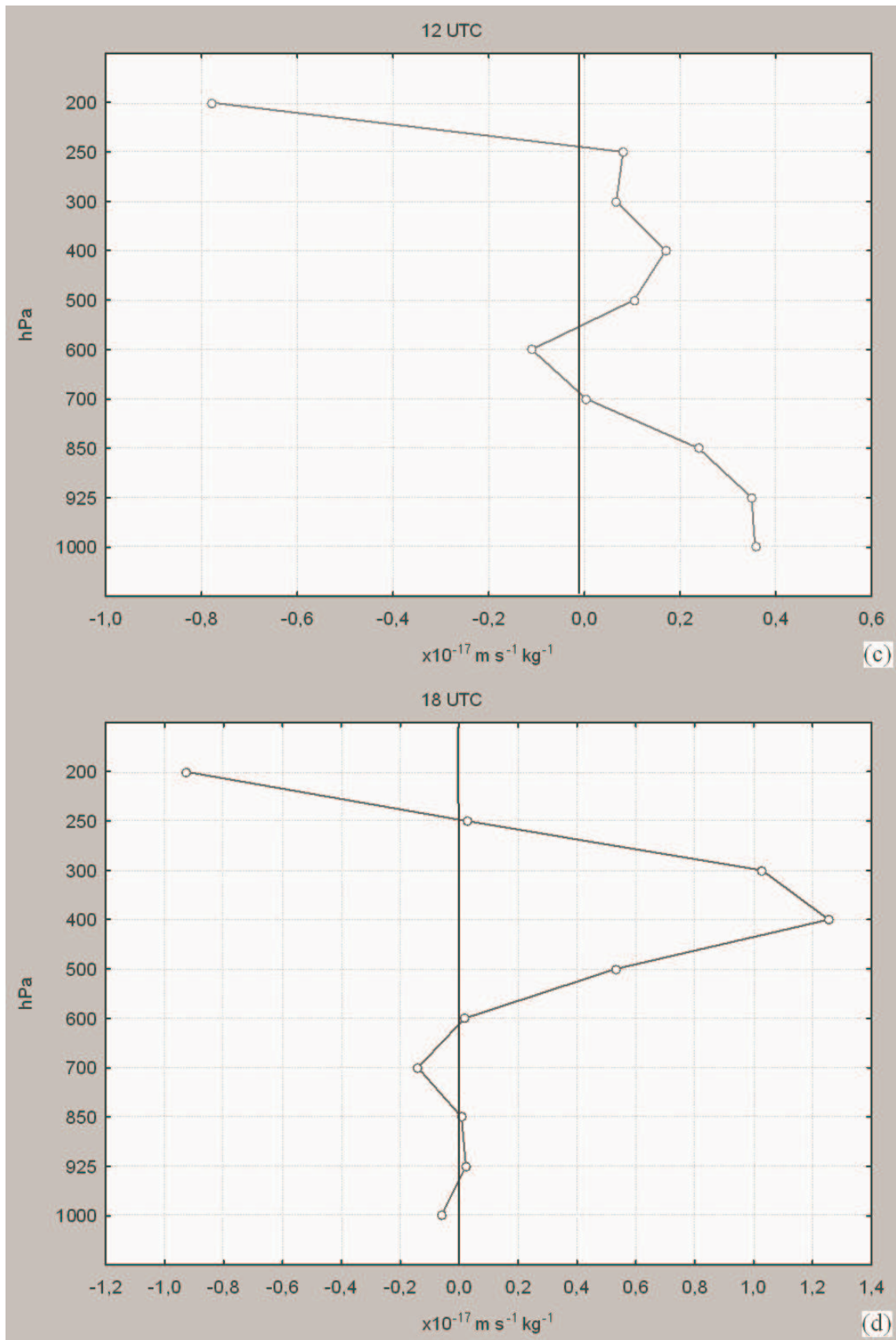


FIGURA 3.9 – (Continuação).

Através dos campos médios e de anomalia da T, FIG. 3.10a-b, percebe-se que no dia 12 a massa de ar frio já havia invadido boa parte do continente sul-americano e que as temperaturas, em 850 hPa, estavam abaixo de 0 °C para toda a área onde ocorrera neve. Os campos de anomalias de T mostram que os valores estavam mais de 11 °C abaixo da normal para aquele dia do ano. Em 700 hPa, as temperaturas apresentavam valores abaixo dos 3 °C negativos. O perfil de T média na área da FIG. 3.8, apresentado na FIG. 3.10c, mostra valores negativos desde os baixos níveis da atmosfera e que, nos níveis onde o movimento vertical é ascendente, a temperatura variou entre - 5 °C e - 20 °C.

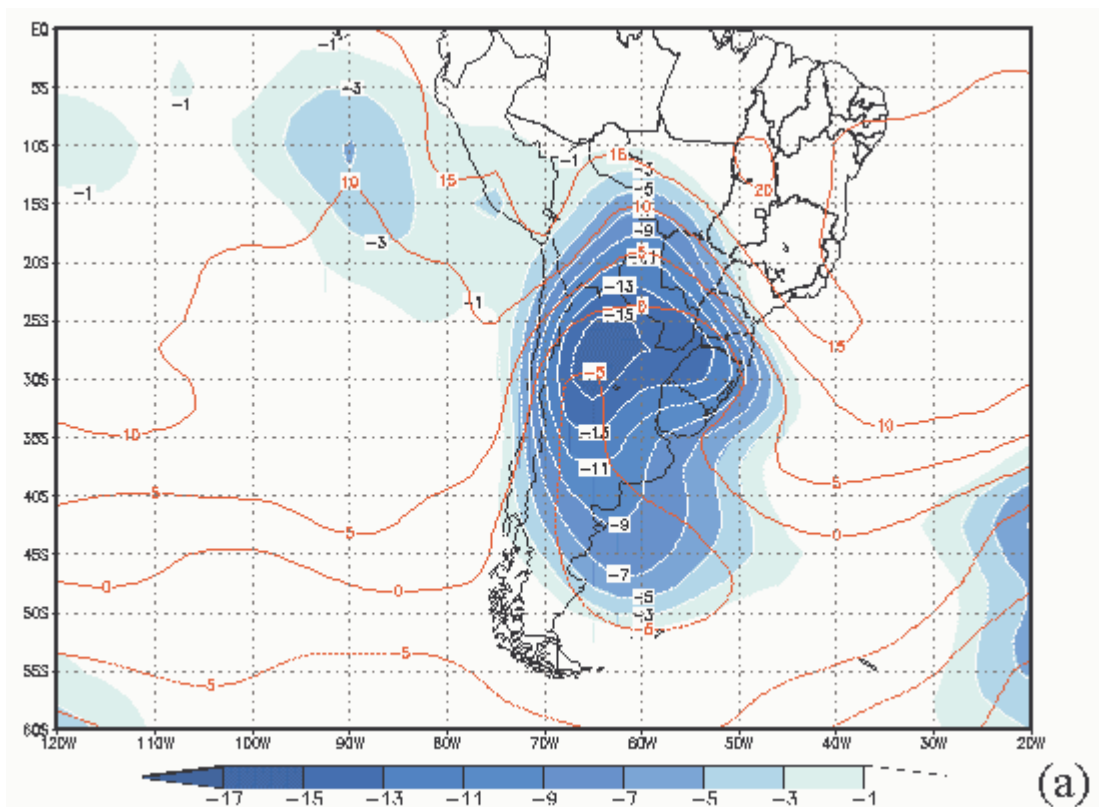


FIGURA 3.10 – Média diária (linha cheia) e anomalia (áreas coloridas) de T para (a) 850 e (b) 700 hPa e (c) perfil vertical de T para o dia 12 de julho de 2000.

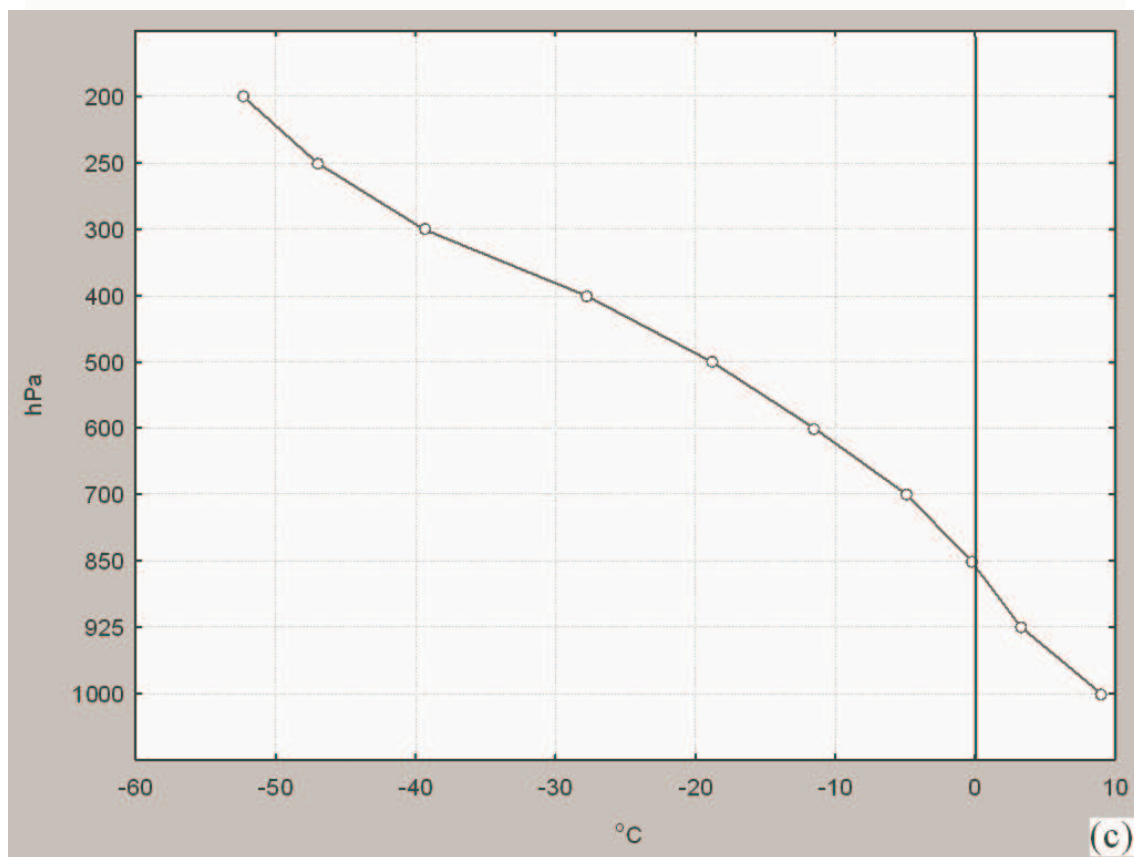
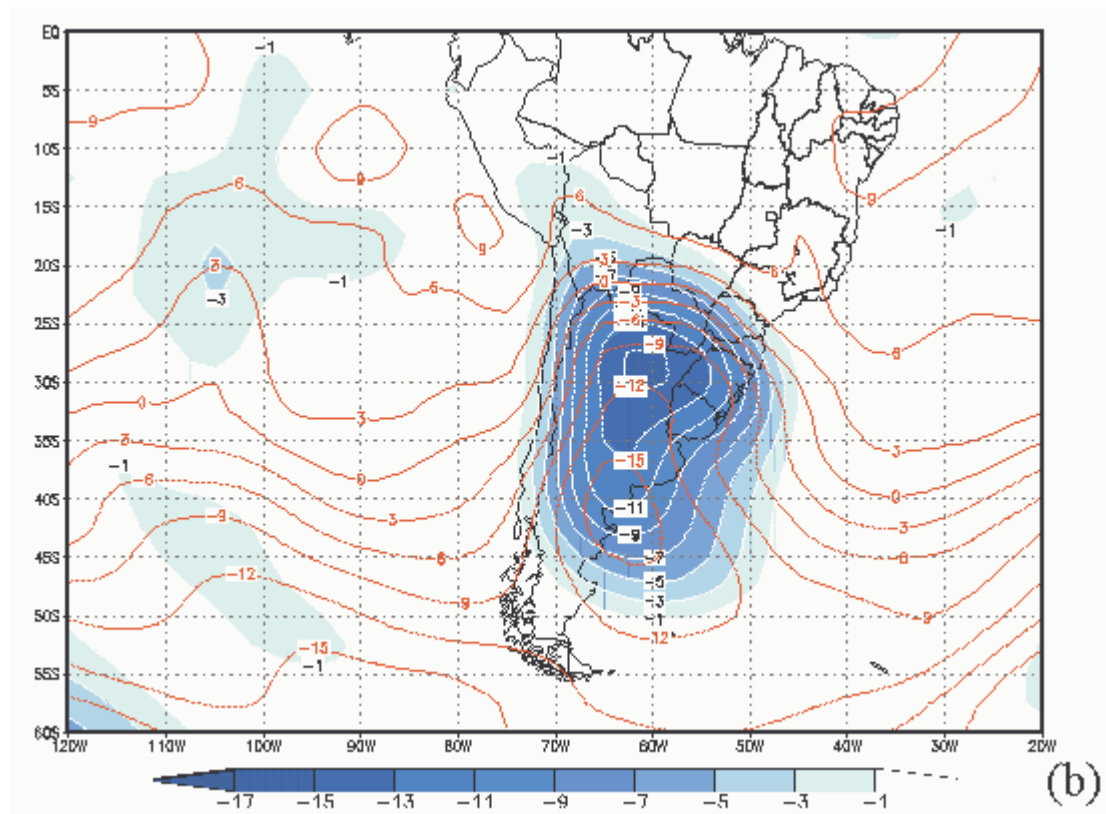


FIGURA 3.10 – (Continuação).

O dia 12 de julho apresentou altos índices de umidade relativa, acima de 80 %, no setor oeste do ciclone extratropical, onde a predominância é de ventos de sudoeste que saem da região oceânica e chegam às áreas de ocorrência da neve. Os campos horários mostram que, mesmo em baixos níveis, as áreas apresentavam temperaturas abaixo de zero durante todo o período (FIG. 3.11).

A análise do dia 12 de julho de 2000 mostra que o mecanismo responsável pela formação de nuvens e conseqüente ocorrência de neve estava associada tanto com o anticiclone móvel, como Souza (1997) sugere, com também fortemente ligada à presença do ciclone extratropical que induziu o movimento vertical de escala sinótica, auxiliando na advecção de frio, feita pelos ventos de sudoeste, e que também desempenhou papel relevante no aumento de umidade no seu flanco oeste.

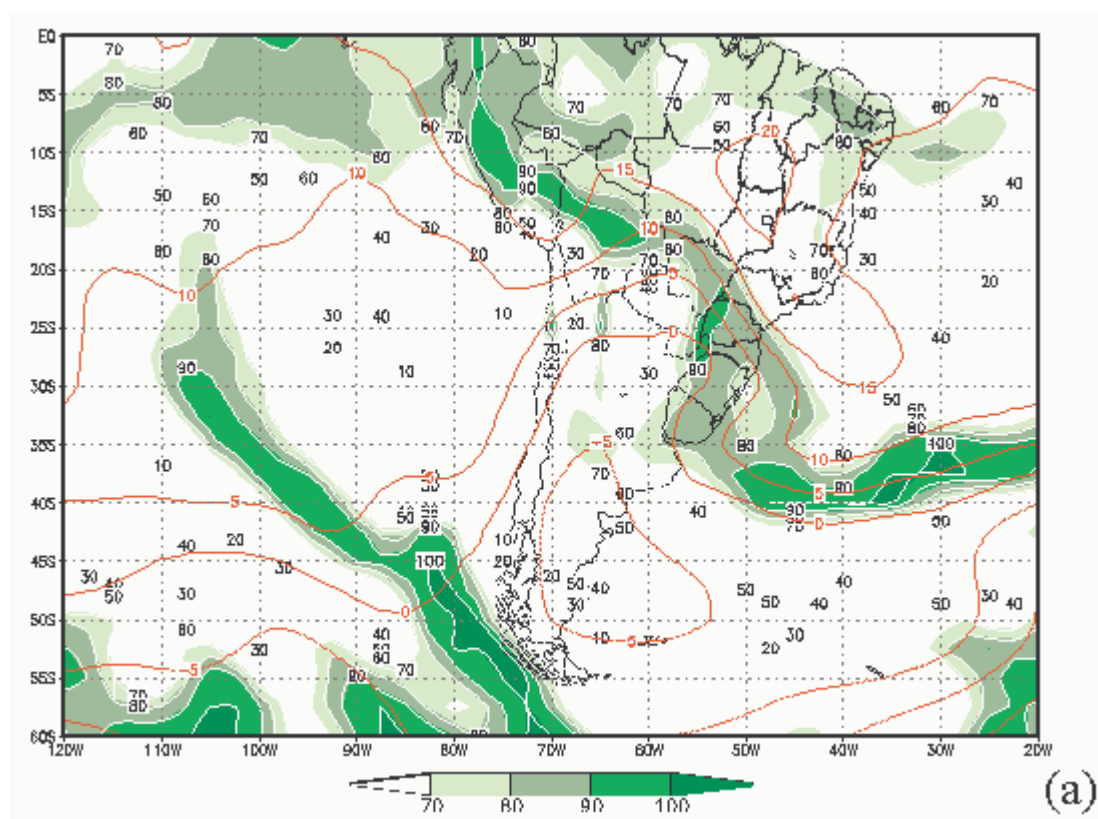


FIGURA 3.11 – T (°C) (isolinhas) e UR (%) (áreas coloridas) do ar, em 850 hPa, para os horários das (a) 00, (b) 06, (c) 12 e (d) 18 TMG do dia 12 de julho de 2000.

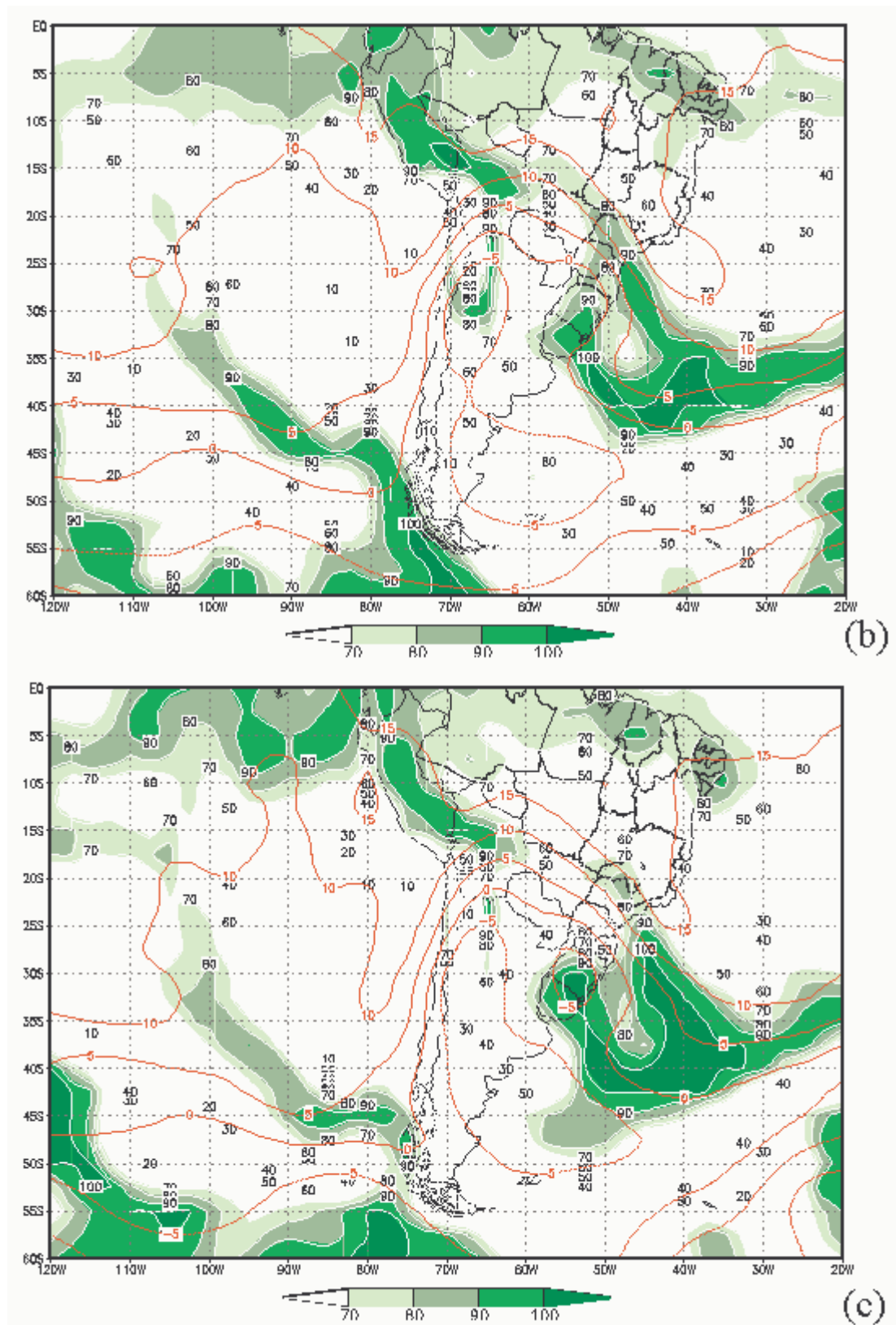


FIGURA 3.11 – (Continuação).

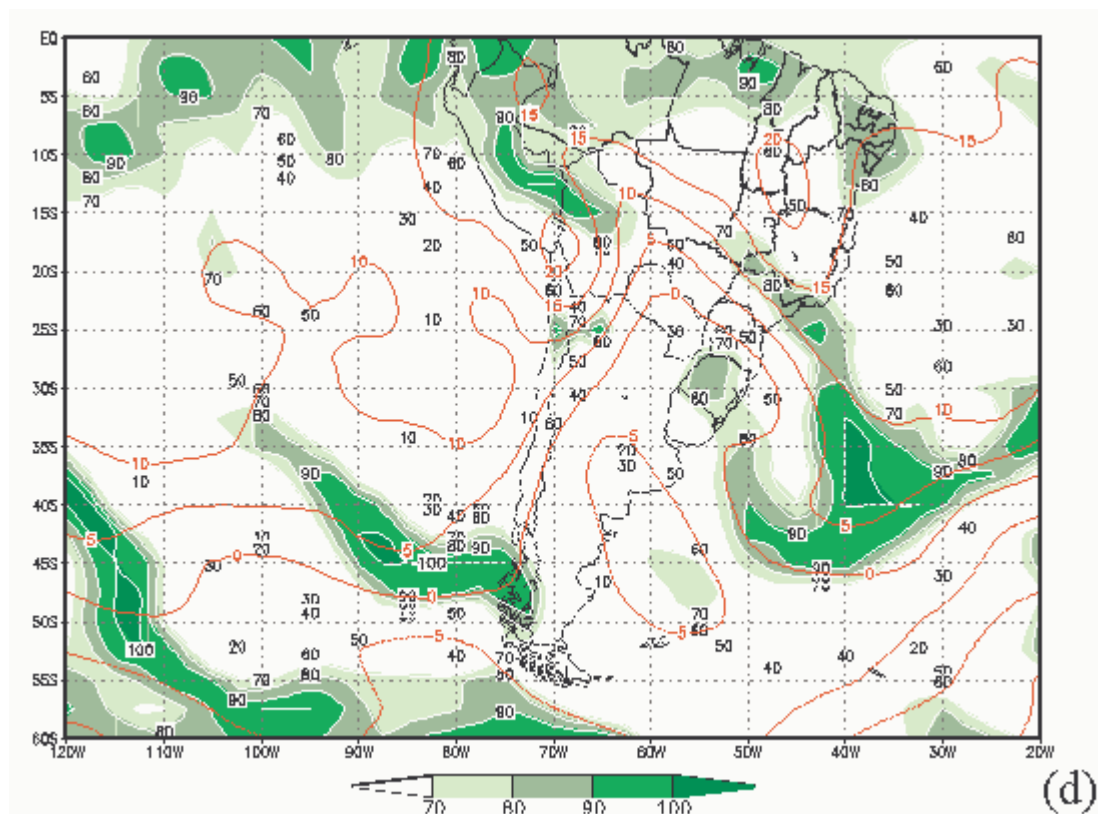


FIGURA 3.11 – (Continuação).

3.1.1.c O caso do dia 13 de julho de 2000

No dia 13 a neve voltou a ocorrer, desta vez a área atingida abrangeu mais o Estado do RS, não só as áreas mais elevadas do Estado, mas também áreas da mesorregião Metropolitana de Porto Alegre, o que é um evento raro. Em SC nevou apenas em São Joaquim. Através das FIG. 3.12a-c, observa-se que o ciclone extratropical deslocou-se para o sul com centro em 43°S/45°W, os valores de pressão no centro do ciclone intensificaram e atingiram os 995 hPa, esse sistema apresenta anomalia de Z em 500 hPa na mesma localização da baixa pressão em superfície, o que demonstra que o sistema chegou a sua fase madura. O anticiclone continental, com

valores de pressão de 1035 hPa, avançou sobre toda a Região Sul, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. A imagem de satélite mostra que a frente fria está localizada entre os Estado do Rio de Janeiro (RJ) e Espírito Santo (ES) (FIG. 3.12a).

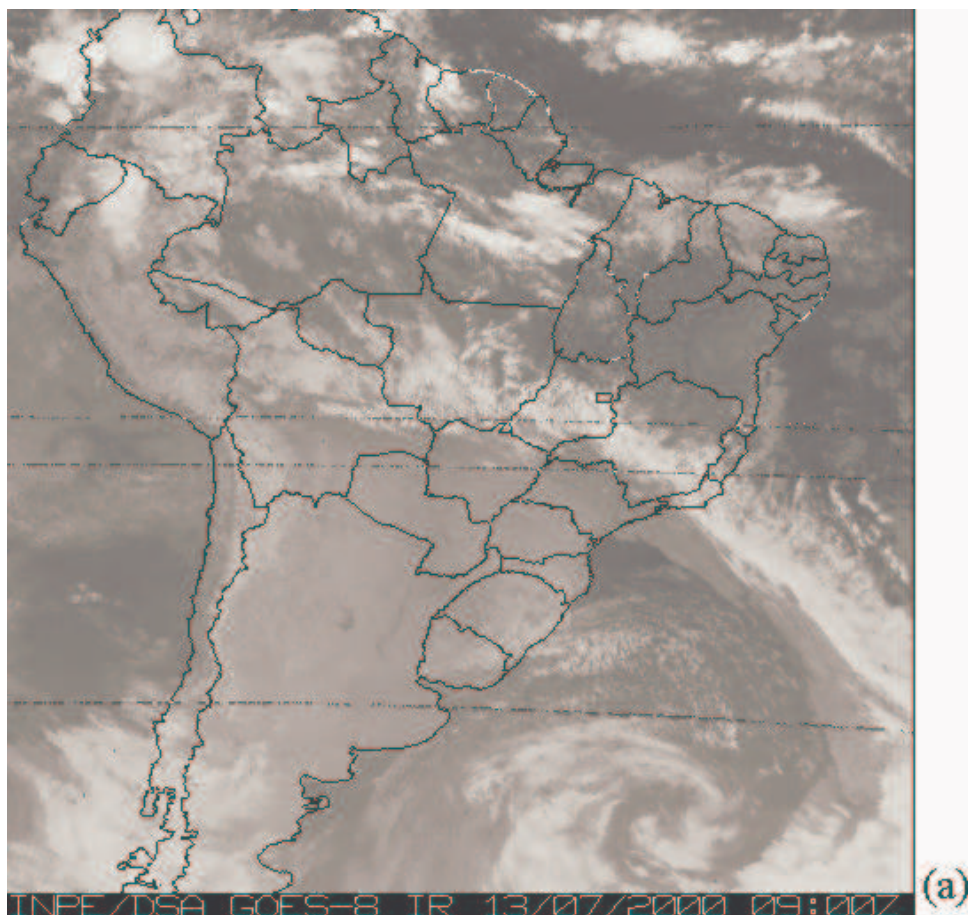


FIGURA 3.12 - (a) Imagem do satélite GOES-12 das 09:00 TMG e média diária (linha cheia) e anomalia (áreas coloridas) da (b) P (hPa) e de (c) Z (mcp) em 500 hPa, para o dia 13 de julho de 2000.

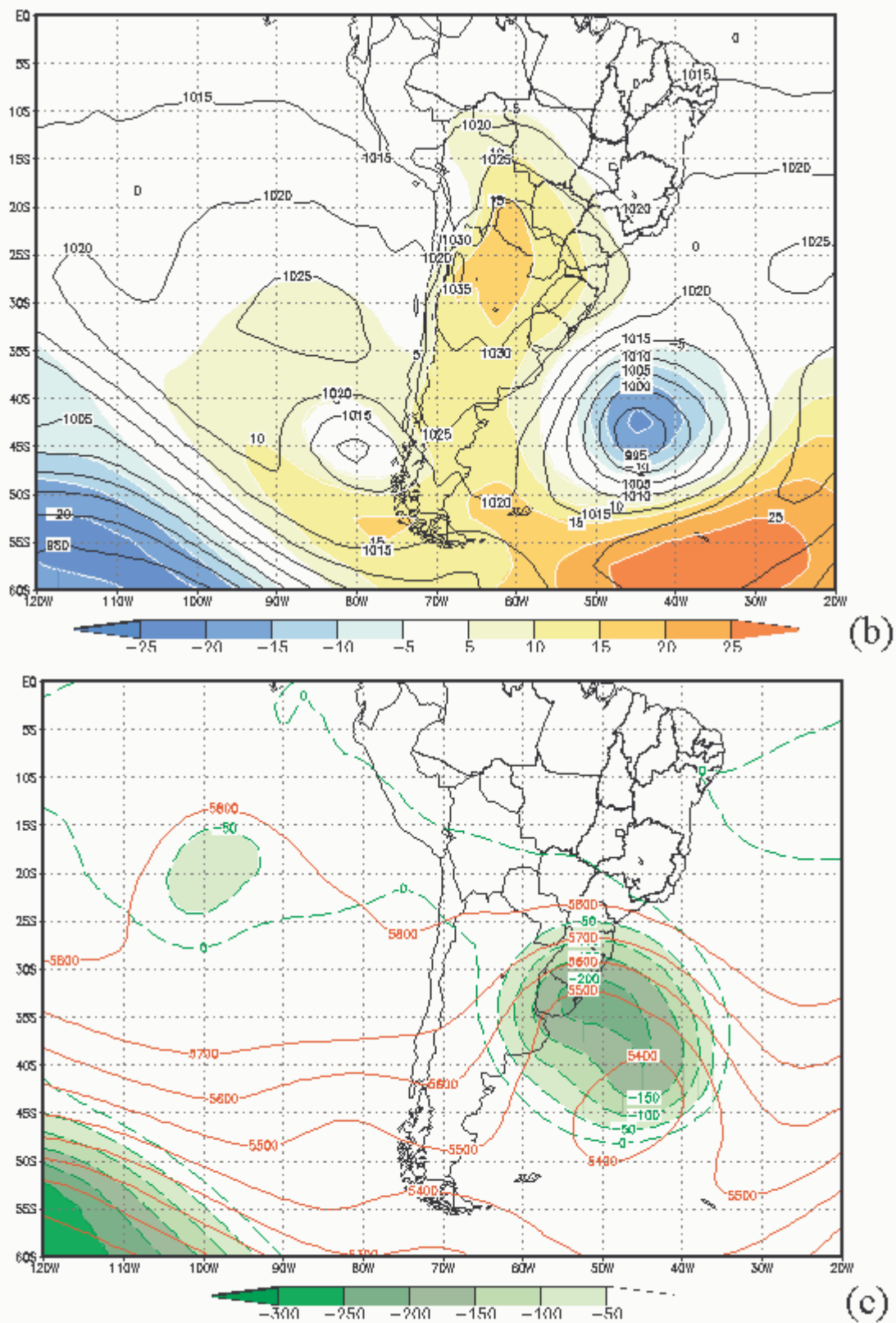


FIGURA 3.12 - (Continuação).

As FIG. 3.13a-c mostram que o movimento vertical, associado ao setor oeste do ciclone extratropical, deslocou-se para o sul concentrando-se na área leste do

RS, especialmente nos níveis de 700 e 500 hPa. Esse caso é muito similar ao do dia anterior, exceto pela localização do ciclone que estava mais ao sul.

O perfil vertical do valor médio da DVQ (média espacial para área da FIG. 3.8) mostra que o movimento vertical foi positivo na maior parte do dia 13. Conforme apresentado na FIG. 3.14, apenas os horários das 00 e 06 TMG apresentaram valores negativos de DVQ, movimento ascendente, principalmente nos níveis mais baixos da atmosfera em torno de 700 hPa. Como esta análise é realizada para uma área localizada principalmente na região Serrana de SC e Nordeste do RS, este resultado é coerente, pois o movimento vertical ascendente foi mais significativo nas áreas do sul e leste do RS como já mostrado.

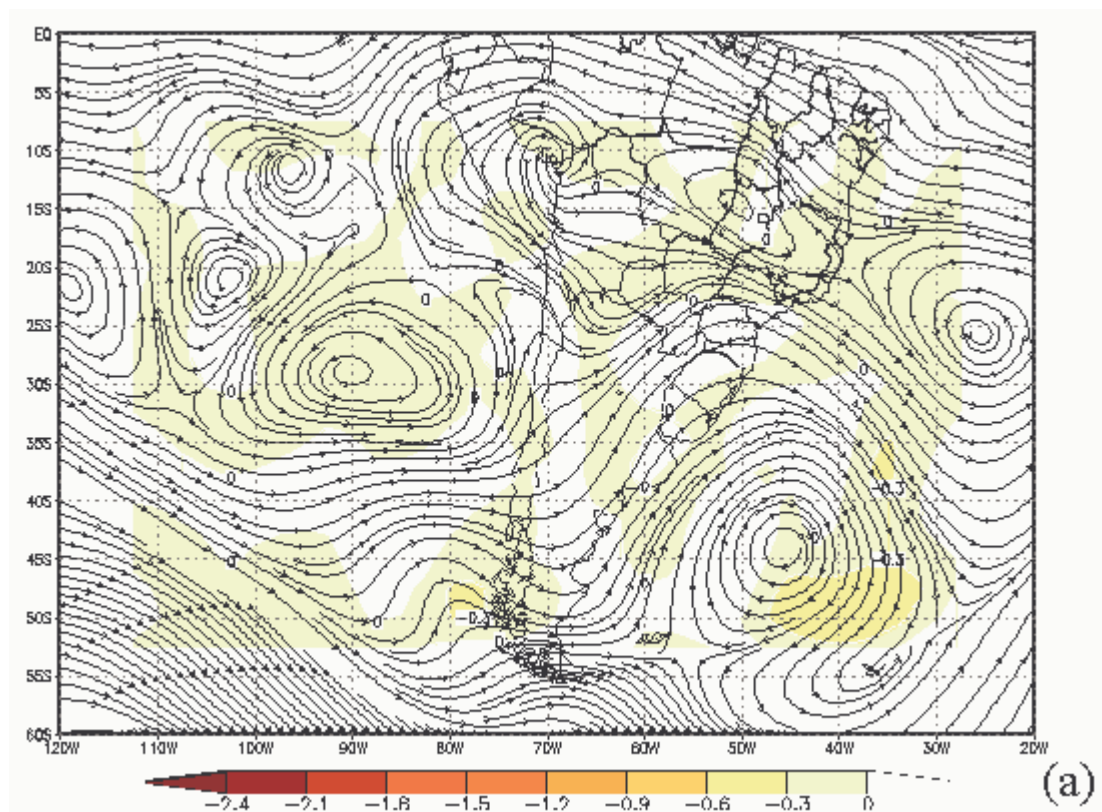


FIGURA 3.13 – Média diária da DVQ (áreas coloridas) e LC em (a) 700 hPa e (b) 500 hPa, e (c) CJ (áreas coloridas) e LC em 200 hPa para o dia 13 de julho de 2000. Os valores nas legendas de (a) e (b) estão em $\times 10^{-17} \text{ m s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ e de (c) estão em m s^{-1} .

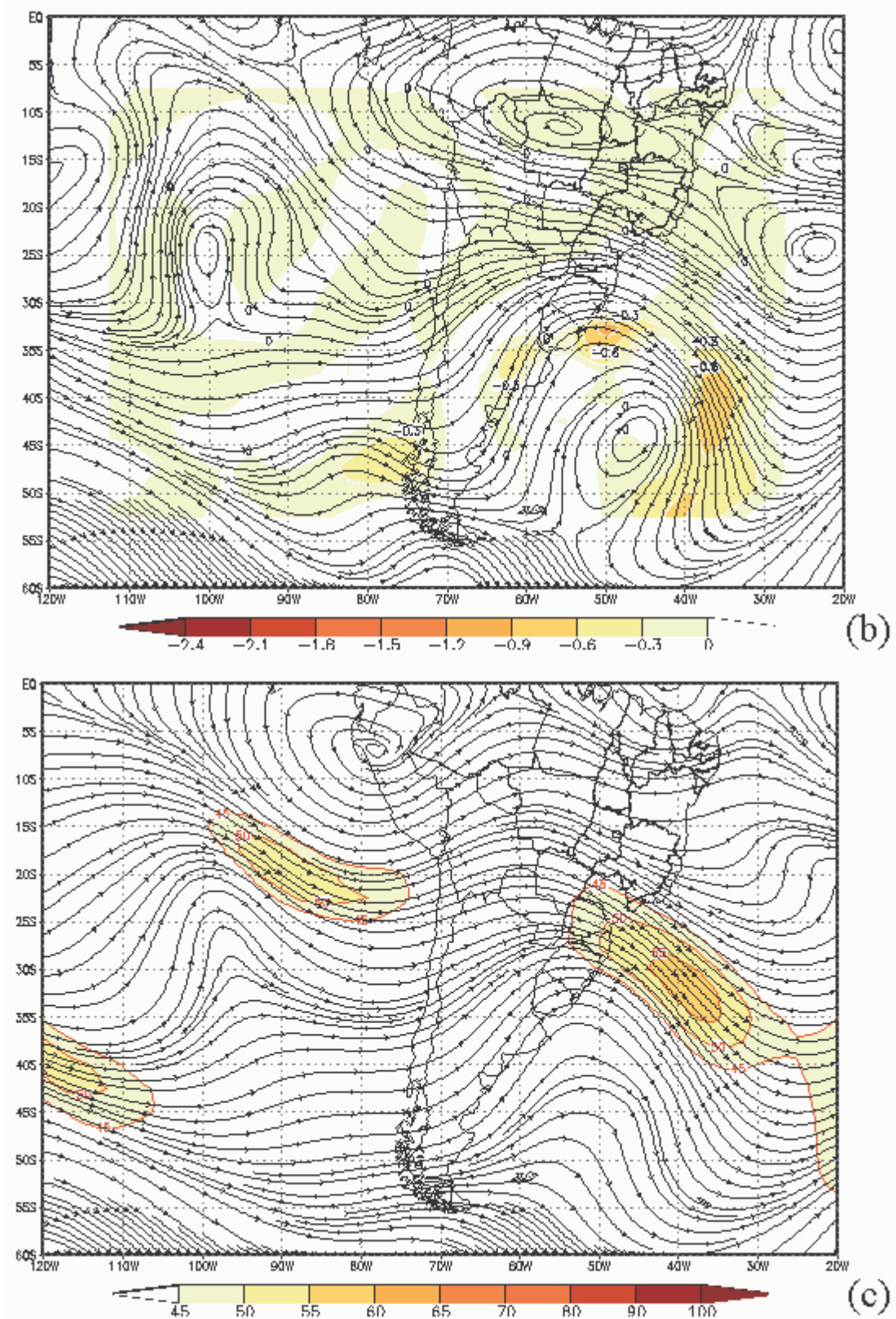


FIGURA 3.13 – (Continuação).

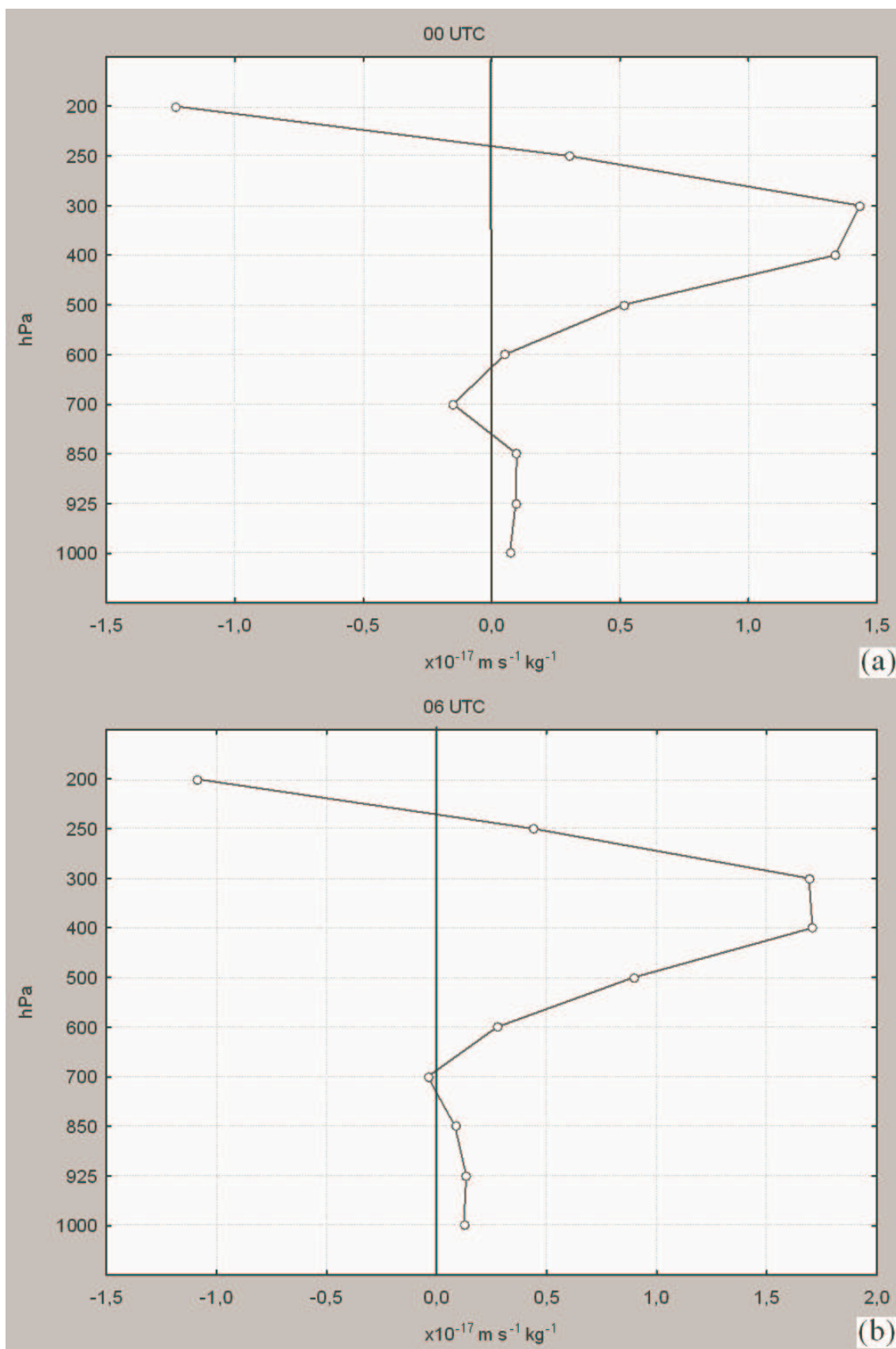


FIGURA 3.14 – Perfil Vertical da DVQ para os horários das (a) 00, (b) 06, (c) 12 e (d) 18 TMG em 13 de julho de 2000. Os valores negativos (positivos) representam movimento vertical ascendente (descendente).

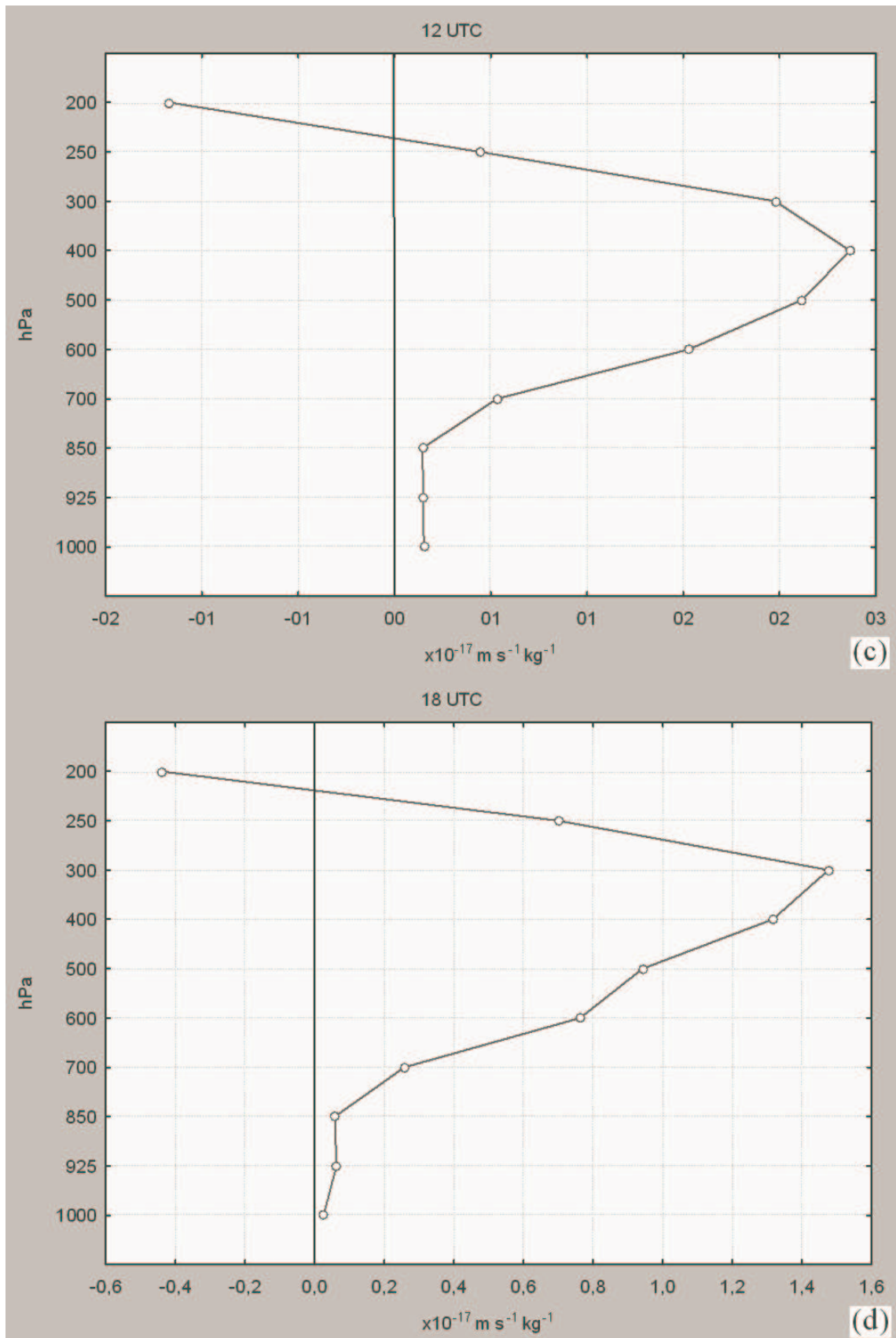


FIGURA 3.14 – (Continuação).

Percebe-se nas FIG. 3.15a-c que as temperaturas apresentavam valores negativos em todo o Estado de SC e RS. Lembramos que os valores do gráfico da FIG. 3.15c foram obtidos a partir da média espacial para a área especificada na FIG. 3.8.

A situação de nevada neste dia, inclusive em áreas litorâneas do RS, está ligada às temperaturas extremamente baixas para a região. Essas temperaturas foram alcançadas devido à permanência do ciclone extratropical sobre o Oceano Atlântico, na costa do RS, que propiciou a incursão do ar frio polar durante três dias consecutivos. Além disso, esse mesmo ciclone gerou movimento vertical ascendente nos baixos níveis da atmosfera, FIG. 3.13a-b, que contribuiu para a formação de nebulosidade e conseqüente nevada.

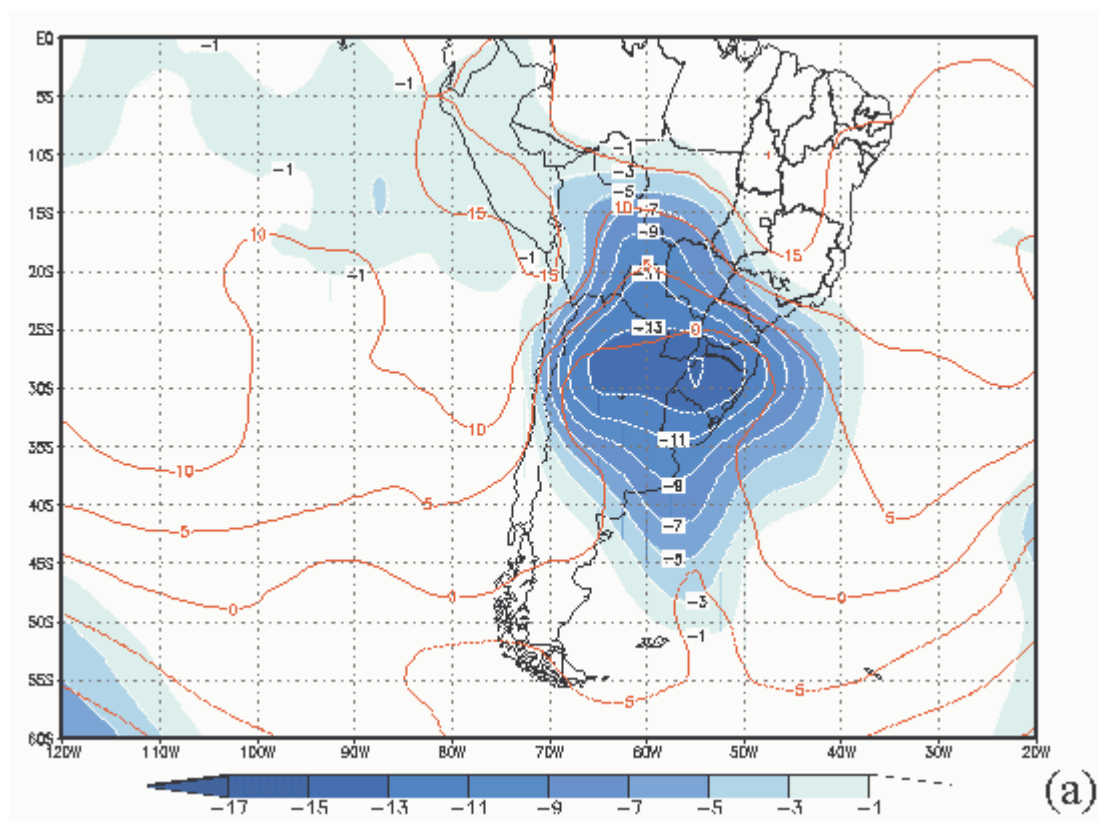


FIGURA 3.15 – Média diária (linha cheia) e anomalia (áreas coloridas) de T para (a) 850 e (b) 700 hPa e (c) perfil vertical de T para o dia 13 de julho de 2000.

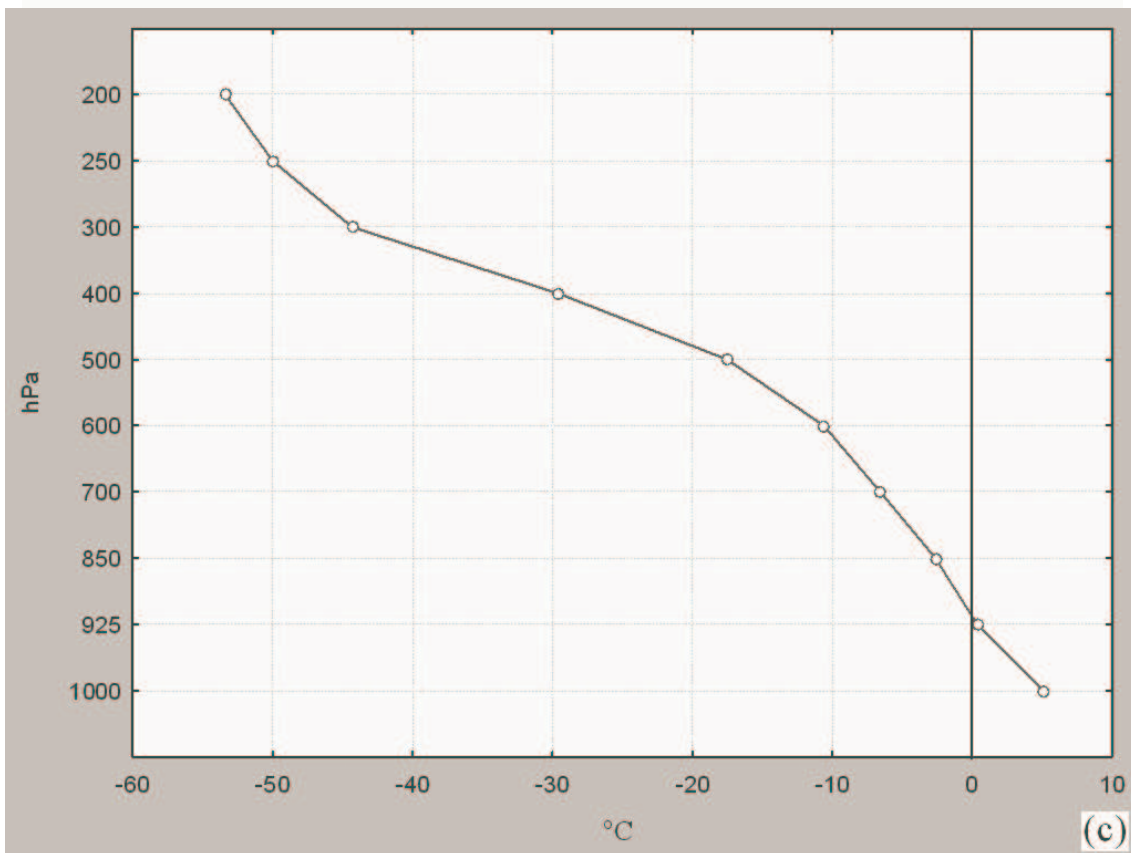
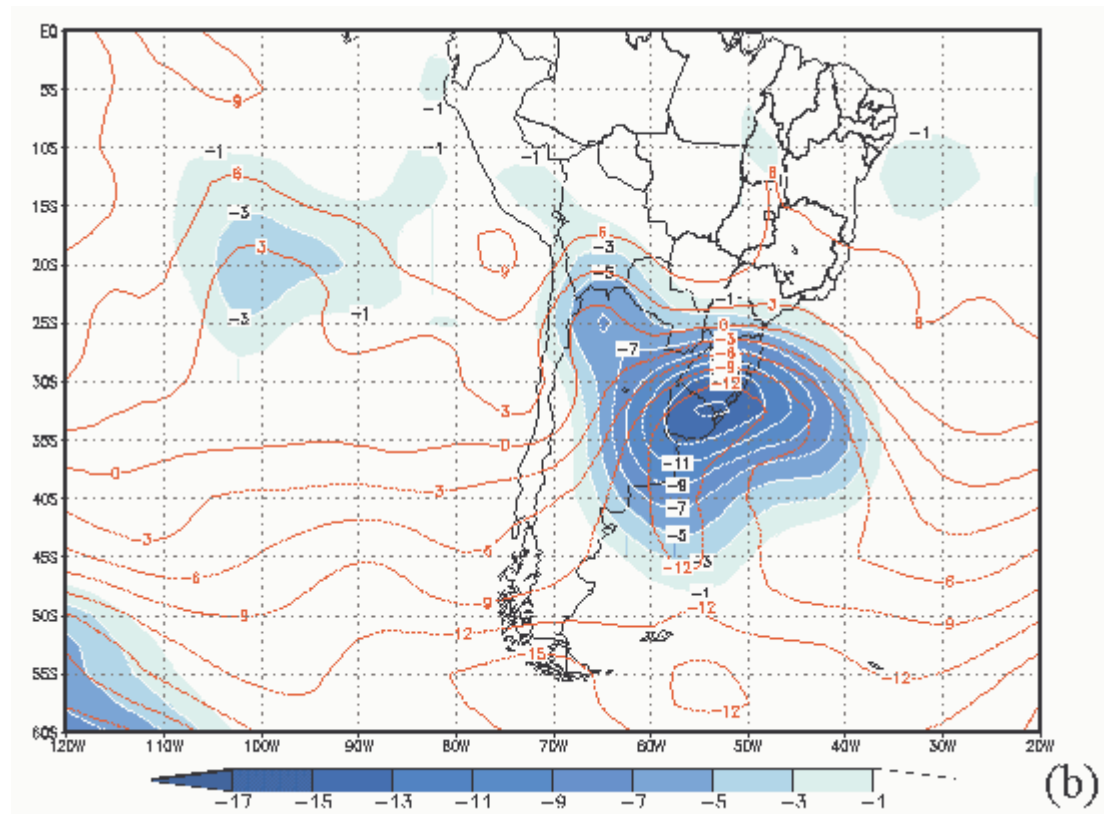


FIGURA 3.15 – (Continuação).

3.1.1.d Resumo do estudo de caso dos dias 11 a 13 de julho de 2000

Os casos apresentados mostram claramente que existe mais de um padrão para a ocorrência de precipitação nival nos estados da Região Sul do Brasil. No primeiro deles, no dia 11 de julho de 2000, a neve ocorreu por ocasião da passagem da frente fria quando a região da rampa frontal foi responsável pela ocorrência de precipitação. Nesta situação ficou claro a necessidade do mecanismo de queda brusca de temperatura e com isoterma abaixo de 0 °C já nos níveis inferiores da atmosfera. Por outro lado, este caso mostra que a abrangência do fenômeno neve fica restrito as áreas localizadas a oeste da região, pois o frio ainda não havia atingido as demais áreas.

Um segundo padrão ocorreu no dia 12 de julho de 2000 quando a frente fria já tinha se deslocado para norte, o ar frio invadiu toda a Região Sul e o mecanismo responsável pela instabilidade estava associado à presença do ciclone extratropical, que causou movimento vertical ascendente, advecção negativa de temperatura e advecção de umidade proveniente do Oceano Atlântico. Neste caso, a área abrangida pelo fenômeno foi maior, atingindo quinze cidades tanto do RS quanto de SC, inclusive áreas da região Metropolitana de Porto Alegre.

No terceiro caso, o do dia 13 de julho de 2000, o mecanismo de formação das bandas de precipitação nival também estava associado à presença do ciclone extratropical, pelos mesmos fatores citados acima. A posição do ciclone foi também importante na determinação das áreas de abrangência, que desta vez ficou restrita a localidades do RS e a São Joaquim, SC.

Existe portanto, um padrão de ocorrência de neve associado à passagem frontal e outro ao ciclone extratropical, ambos dependentes da intensidade do anticiclone que acompanham esses sistemas. No entanto, a posição do ciclone extratropical é essencial para determinar a abrangência geográfica do fenômeno.

O estudo desses casos já aponta para um avanço no conhecimento dos processos de precipitação nival no Brasil. Os poucos trabalhos para essa região, como os Satyamurti *et al.* (1990) e Souza (2002), associam a precipitação de neve apenas ao deslocamento dos anticiclones polares e comentam sobre a existência de ciclones extratropicais. Esta tese, entretanto, mostra que a presença do ciclone desempenha papel fundamental na produção de nebulosidade e precipitação de neve associada e na intensificação da advecção negativa de temperatura. Pezza e Ambrizzi (2005) num estudo sobre ondas de frio intenso na AS também enfatizam a importância do ciclone no processo de resfriamento da atmosfera pela intensificação da advecção fria.

Esta análise foi restrita a um período de três dias de ocorrência de neve. Torna-se necessário, então verificar uma série de eventos dessa natureza para determinar os mecanismos essenciais para tal ocorrência, o que será apresentado nas próximas seções deste capítulo.

3.1.2 Climatologia sinótica e dinâmica dos eventos de neve no sul do Brasil

A seguir apresenta-se a climatologia sinótica dos 218 casos de neve, ocorridos entre 1948 e 2004, suas respectivas classes e padrões de circulação atmosférica associados, encontrados empiricamente. Em seguida, serão discutidas as

relações entre essas circulações e a área de abrangência do fenômeno. Por fim, faz-se uma comparação entre esses padrões e aqueles encontrados na literatura.

Esta etapa do trabalho consiste na avaliação das posições e intensidades dos sistemas meteorológicos, que atuavam por ocasião do registro do fenômeno neve, e no agrupamento dos casos em classes pela similaridade apresentada no padrão sinótico. É evidente que este tipo de análise sinótica pode ser trivial em estudo de caso, como o apresentado anteriormente. No entanto, quando se trata de um estudo climatológico esta metodologia pode tornar-se complexa, especialmente por seu caráter multidimensional e por tratar-se de um número elevado de eventos. Devido a essa complexidade avaliou-se cada um dos casos através dos parâmetros empíricos mostrados na TAB. 3.1. Examinando essa tabela optamos em classificar os casos de neve a partir dos campos de P, pois os mesmos apresentaram um padrão mais freqüente e facilmente identificável. Foram encontrados sete padrões característicos de escoamento associados aos campos de P. Com relação aos médios e altos níveis da atmosfera, avaliados através dos campos de Z em 500 hPa e LC em 250 hPa, em geral, foi identificado um padrão característico associado a aqueles apresentados na P. No entanto, não eram tão recorrentes, ou seja, os campos dos níveis superiores da atmosfera não apresentaram um único padrão associado a aqueles dos baixos níveis. Isso sugere que a ocorrência da neve pode estar mais fortemente ligada à dinâmica de baixos níveis atmosféricos.

TABELA 3.1

Parâmetros empíricos avaliados na identificação de padrões atmosféricos associados às nevasdas no RS e SC.

Caso	Anticiclone			Ciclone			Isoterma 0°	Z e LC	UR	Identificação das frentes frias
	Intensidade	Posição	Fase	Intensidade	Posição	Fase	850 hPa	500 e 250 hPa	925 hPa	

3.1.2.a A primeira classe de eventos de neve

O primeiro padrão reúne 97 casos e é o mais freqüente (47% dos casos estudados). Conforme se percebe na FIG. 3.16a, nesse padrão o anticiclone apresenta deslocamento continental, em geral a frente fria já está sobre o RJ e um segundo cavado associado ao setor oeste e noroeste do ciclone extratropical, o que poderia ser chamada de frente fria secundária, apresenta-se em deslocamento pelo leste do RS. Os campos de médios e altos níveis, FIG. 3.16b-c, demonstram que os ciclones extratropicais apresentam-se frequentemente em fase de intensificação, denotada pela advecção de vorticidade negativa, característica da estrutura baroclínica do sistema (SUTICLIFF, 1947). A presença do jato subtropical observado na FIG. 3.16c intensifica ainda mais o ciclone. Ainda, nesses níveis da atmosfera também se observa o predomínio de

escoamento de sul, o que propicia a advecção negativa de temperaturas nas áreas a oeste da Região Sul. O campo médio de umidade relativa, FIG. 3.16d, denota um canal principal de umidade associado à frente fria no RJ e um canal secundário com um máximo localizado nas mesorregiões Oeste e Serrana de SC e Nordeste do RS. Com relação às temperaturas em 700 hPa, FIG 3.16e, observa-se valores médios negativos em praticamente toda a Região Sul, já as T em 850 hPa, FIG. 3.16f, são negativas somente nas mesorregiões Sudoeste e Sudeste do RS. Ressalta-se que todos os campos apresentados nesta seção, inclusive esse de T, refere-se à média diária dos 97 dias de neve ocorridos nesta primeira classe. Essas médias são aritméticas e calculadas em cada ponto de grade considerando os quatro horários do dia e todos os casos da referida classe. Assim, provavelmente em 850 hPa tenha valores negativos em grande parte dos dias estudados. Caso contrário, a T média diária não seria tão baixa.

Esse primeiro padrão é muito similar aquele identificado por Souza (2002), onde o anticiclone transiente continental é responsável por 52% das nevadas nas serras catarinense e gaúcha. Embora esse autor refira-se somente ao padrão de P, é notável que esse é o mais “capaz” de gerar neve nas áreas estudadas. Ressalta-se aqui o importante papel do ciclone extratropical, bem como a estrutura baroclínica encontrada no presente estudo, o que indica que os sistemas de alta e baixa, em geral, estavam em estágio de intensificação. Além desse primeiro padrão, já evidenciado por Souza (2002), foram encontrados outros seis, que serão descritos a seguir.

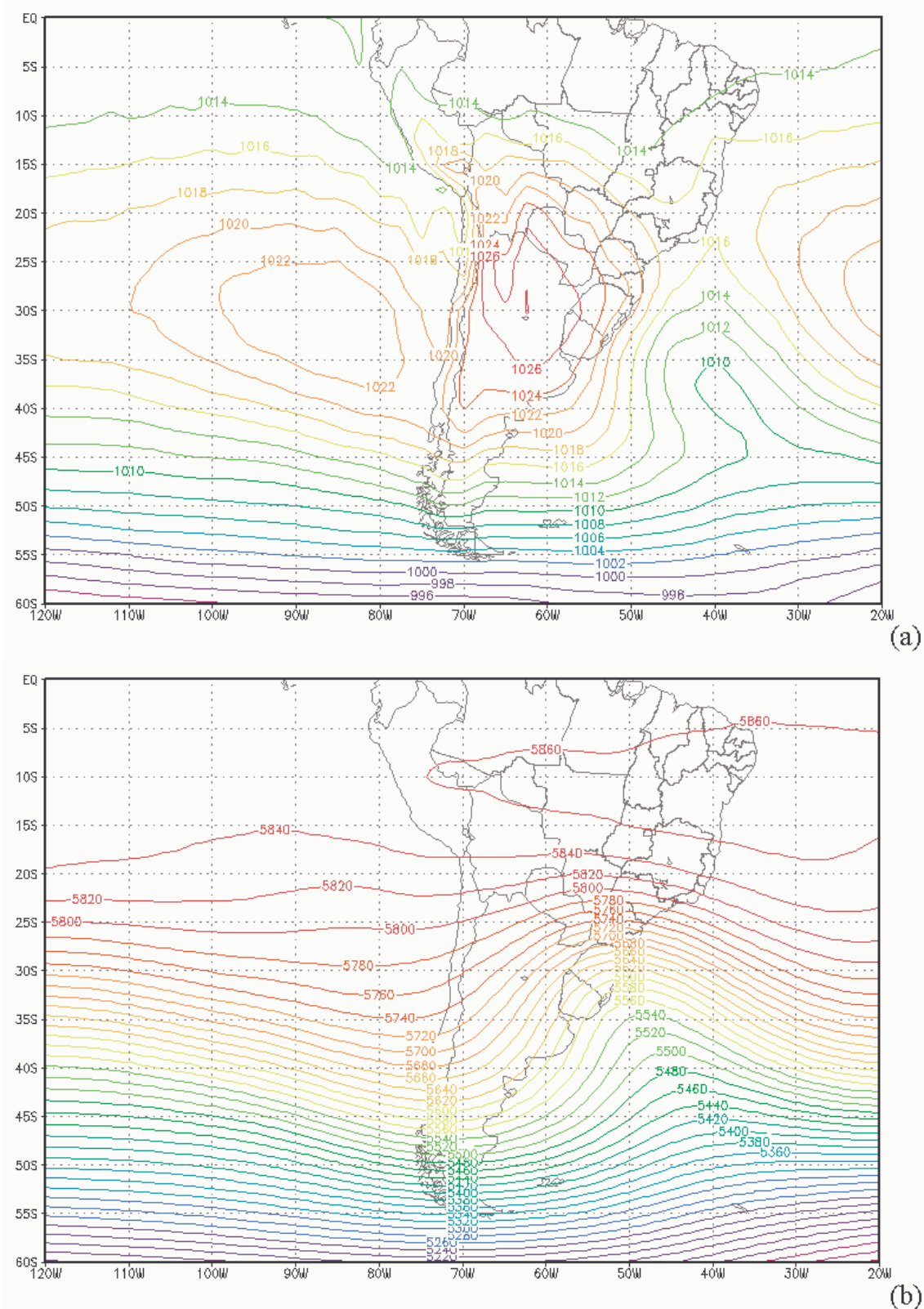


FIGURA 3.16 – (a) P (hPa), (b) Z (m) em 500 hPa, (c) CJ (m s^{-1}) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T ($^{\circ}\text{C}$) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Esses campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 97 casos de neve, referentes a primeira classe identificada empiricamente.

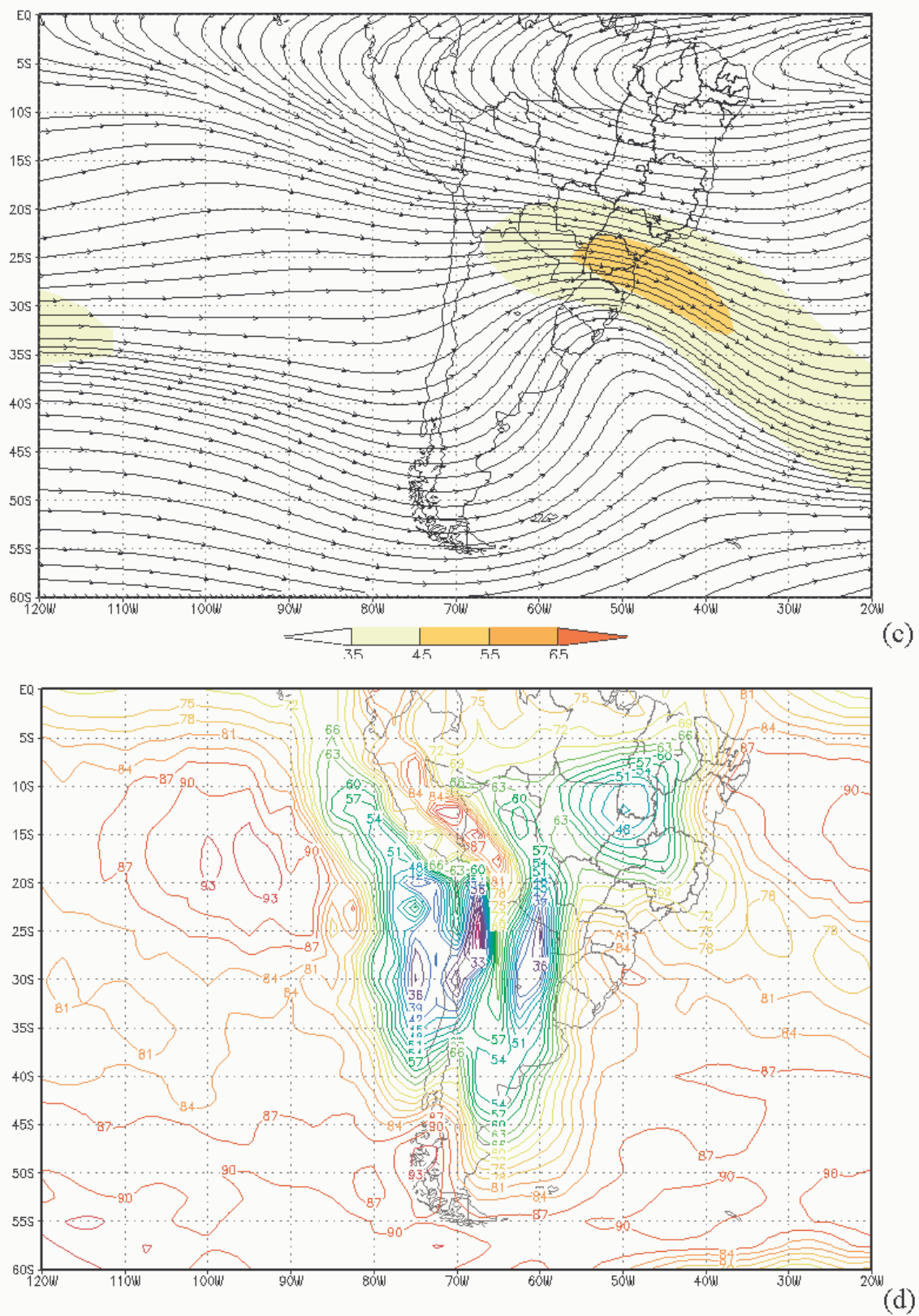


FIGURA 3.16 – (Continuação).

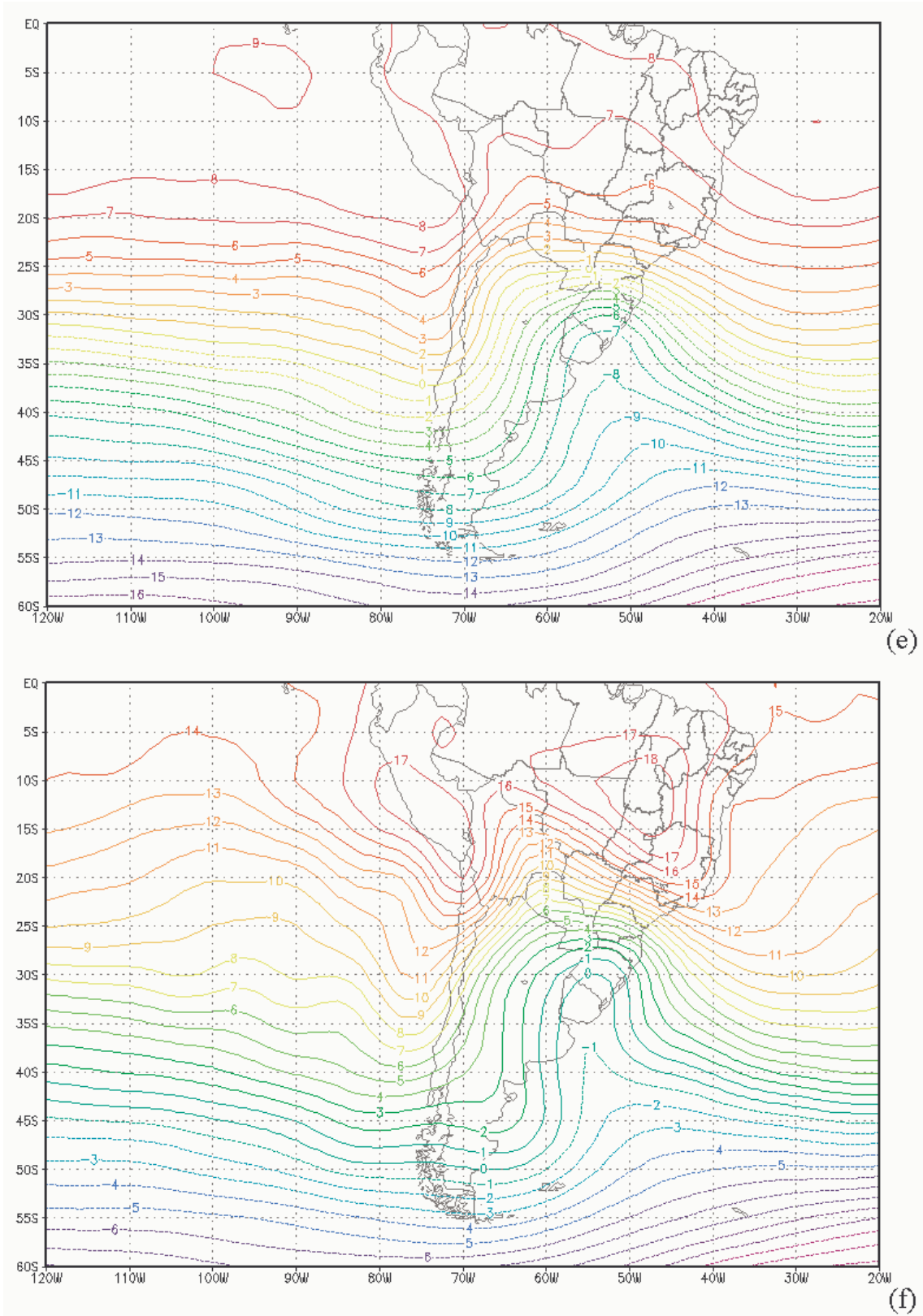


FIGURA 3.16 – (Continuação).

3.1.2.b A segunda classe de eventos de neve

A segunda classe de escoamento atmosférico responsável pela precipitação nival é a apresentada nas FIG. 3.17a-f. Nesta classe foram registrados 34 casos, ou dias, de neve nos Estados do RS e SC (17% dos casos em estudo).

Esse padrão é muito similar ao primeiro, as diferenças mais marcantes estão relacionadas a intensidade e ao deslocamento do sistema de alta pressão que se apresenta mais ao sul. O anticiclone é aproximadamente 4 hPa, em média, mais intenso que no primeiro caso. Já os ciclones têm a mesma intensidade, embora estejam 5 graus de longitude mais para leste, ou seja, um pouco mais distante do continente (FIG. 3.17a). Esse sistema também está em fase de intensificação, mostrada por sua estrutura baroclínica e presença do jato subtropical, que pode ser confirmada quando se analisam os campos de escoamento dos baixos aos altos níveis (FIG. 3.17a e 3.17c). Nesse segundo padrão é evidente que a velocidade do vento é mais intensa que no primeiro, devido ao maior gradiente de pressão. Assim, as advecções de frio e umidade, proveniente do oceano, são mais efetivas. E, talvez, por isso mesmo, a neve atinja latitudes menores. Os campos de temperatura média, tanto para os níveis de 850 hPa quanto para 700 hPa, FIG. 3.17c e 3.17f, também não diferem muito da primeira classe. As temperaturas em 700 hPa são negativas para todo o RS e SC e em 850 hPa as áreas negativas restringem-se ao centro e sul do RS, como no caso anterior. De acordo com a FIG. 3.17d, a umidade relativa mais elevada, sobre áreas do RS e SC, também como no caso anterior, está relacionada ao flanco oeste do ciclone extratropical, e também pode estar associada ao deslocamento de uma frente fria secundária.

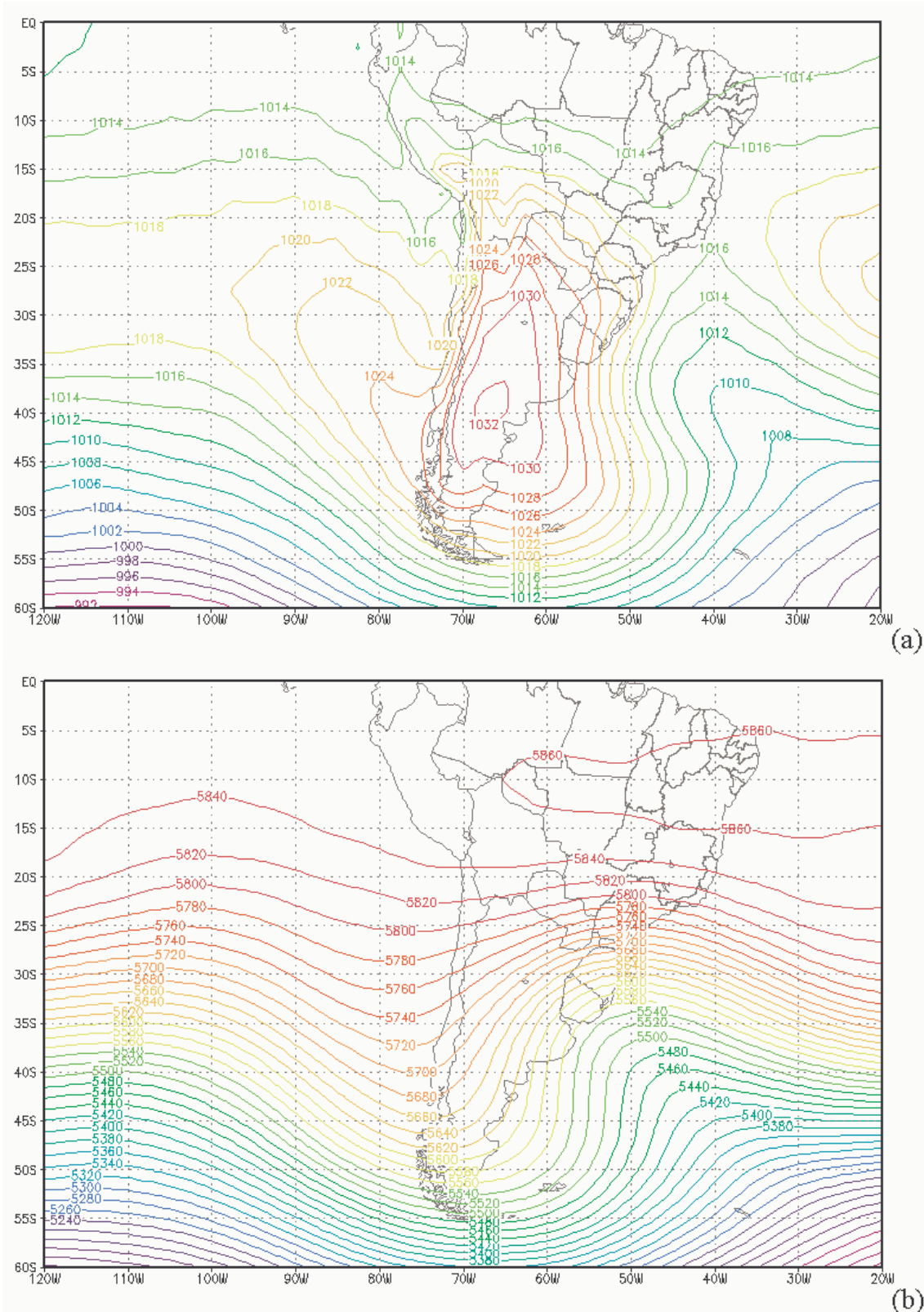


FIGURA 3.17 – (a) P (hPa), (b) Z (m) em 500 hPa, (c) CJ (m s^{-1}) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T ($^{\circ}\text{C}$) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Esses campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 34 casos de neve, referentes a segunda classe identificada empiricamente.

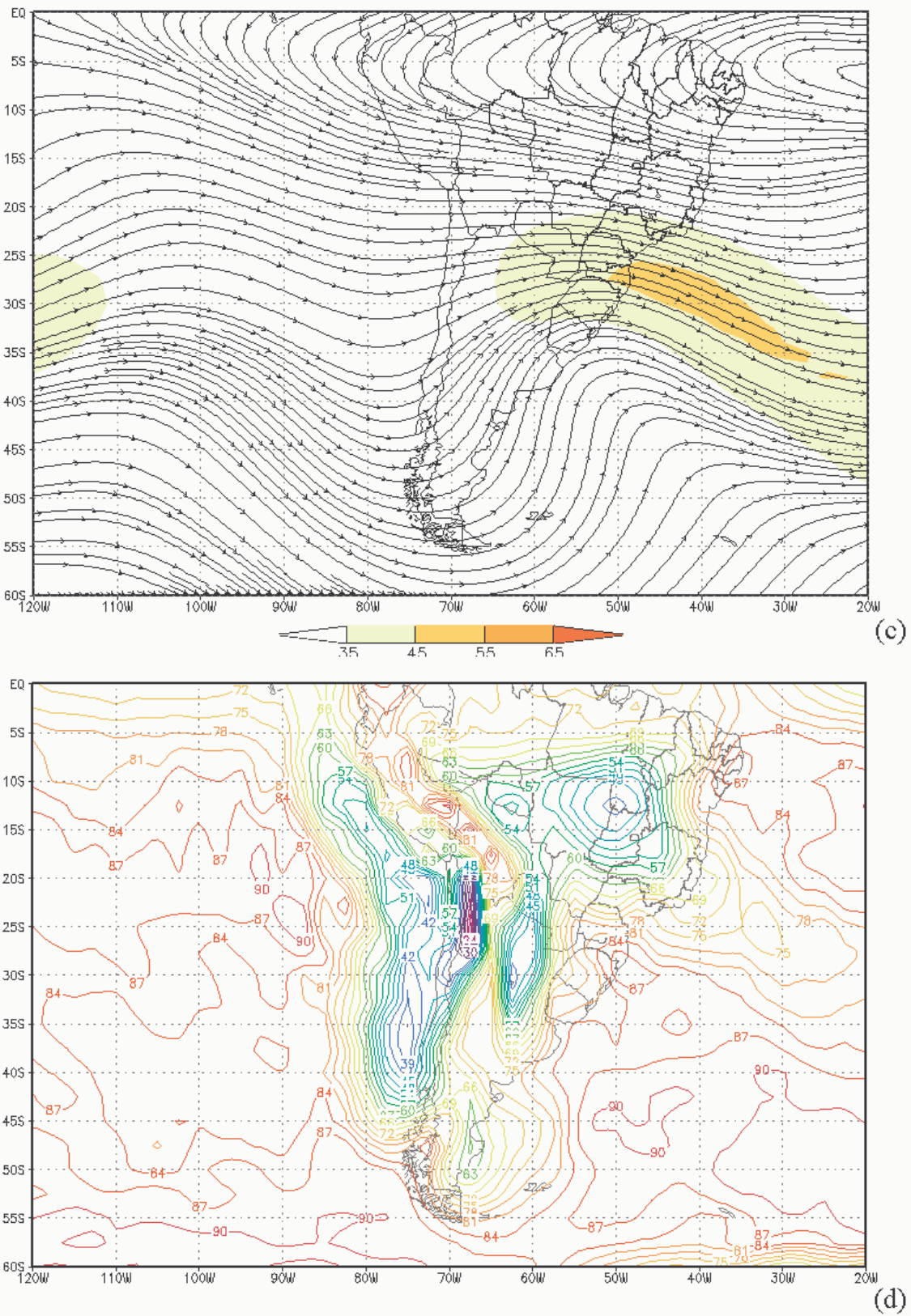


FIGURA 3.17 – (Continuação).

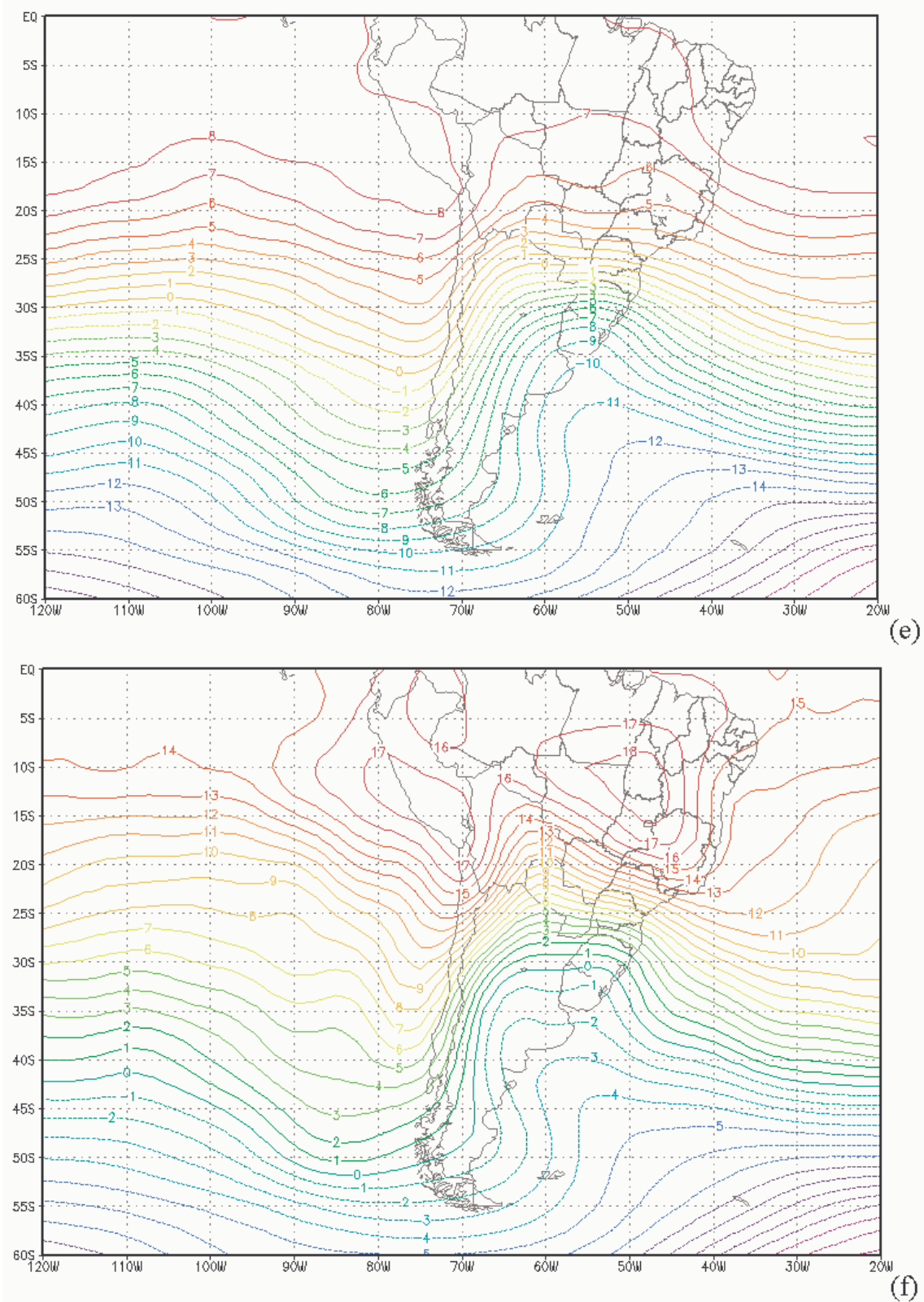


FIGURA 3.17 – (Continuação).

3.1.2.c A terceira classe de eventos de neve

O terceiro padrão, mostrado nas FIG. 3.18a-f, ocorreu em 18 dias (9% dos casos). Esse padrão está associado ao deslocamento marítimo da alta, nesse caso ela perde intensidade ao chegar ao Oceano Atlântico, mesmo assim uma “bolha fria” continua no norte da Argentina e setor oeste da Região Sul do Brasil (FIG. 3.18a). Um ciclone desprendido é observado no litoral, entre SC e RS, o qual é responsável pela advecção de umidade necessária à formação de nebulosidade e conseqüente neve, deixando o flanco oeste do mesmo com altos índices, acima de 80% de umidade (FIG. 3.18d). As temperaturas são mais baixas que nos padrões anteriores, pelo menos no nível de 700 hPa (FIG. 3.18e). O mesmo não acontece com o nível de 850 hPa, que em média continua com temperaturas positivas e mais elevadas que nos padrões anteriores (FIG. 3.18f). Isso certamente torna a atmosfera mais instável, uma vez que a taxa de variação vertical de temperatura da atmosfera está mais pronunciada e, portanto, intensifica o movimento vertical ascendente. A fase desse tipo de ciclone, ao contrário dos padrões anteriores, já é de dissipação, denotado por sua estrutura barotrópica. Isso pode ser verificado no escoamento atmosférico dos baixos aos altos níveis, que apresentam o ciclone em superfície centrado aproximadamente na mesma longitude e latitude que o cavado da onda em altitude (FIG. 3.18a e 3.18c). Esse padrão está frequentemente associado a casos onde a neve acontece em mais de um dia ou depois da entrada de uma massa de ar frio muito intenso.

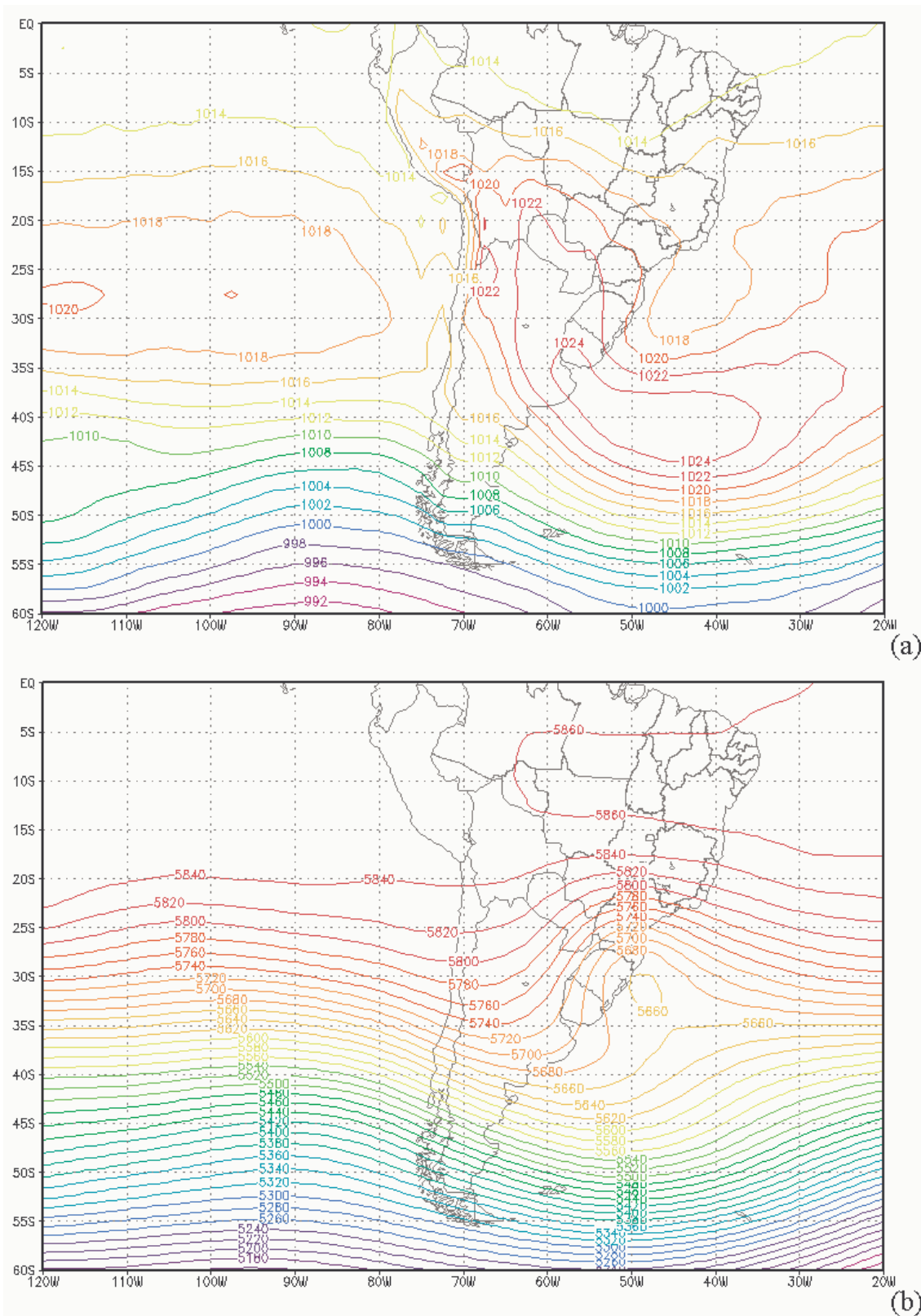


FIGURA 3.18 – (a) P (hPa), (b) Z (mgp) em 500 hPa, (c) CJ ($m s^{-1}$) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T ($^{\circ}C$) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Esses campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 18 casos de neve, referentes a terceira classe identificada empiricamente.

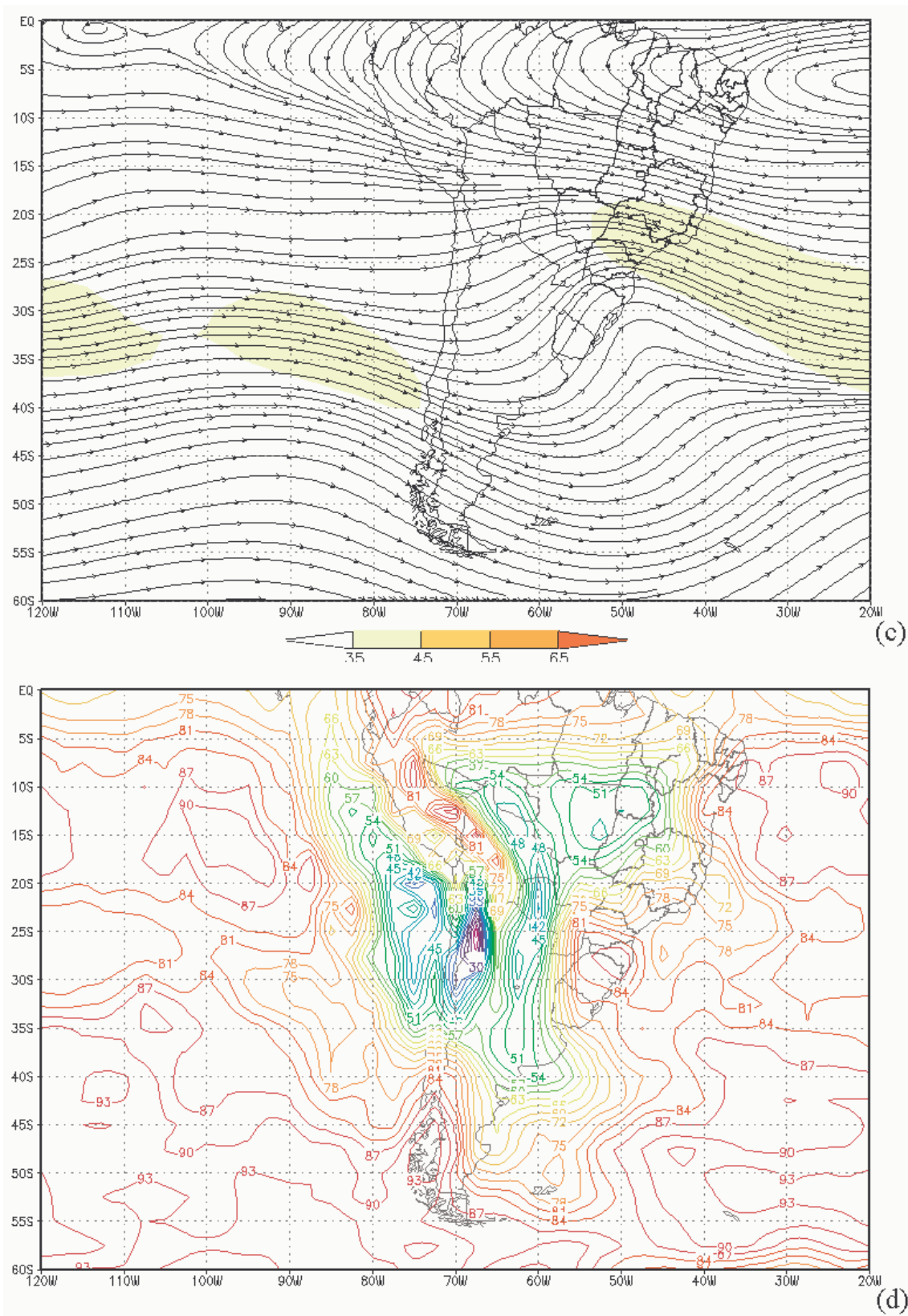


FIGURA 3.18 – (Continuação).

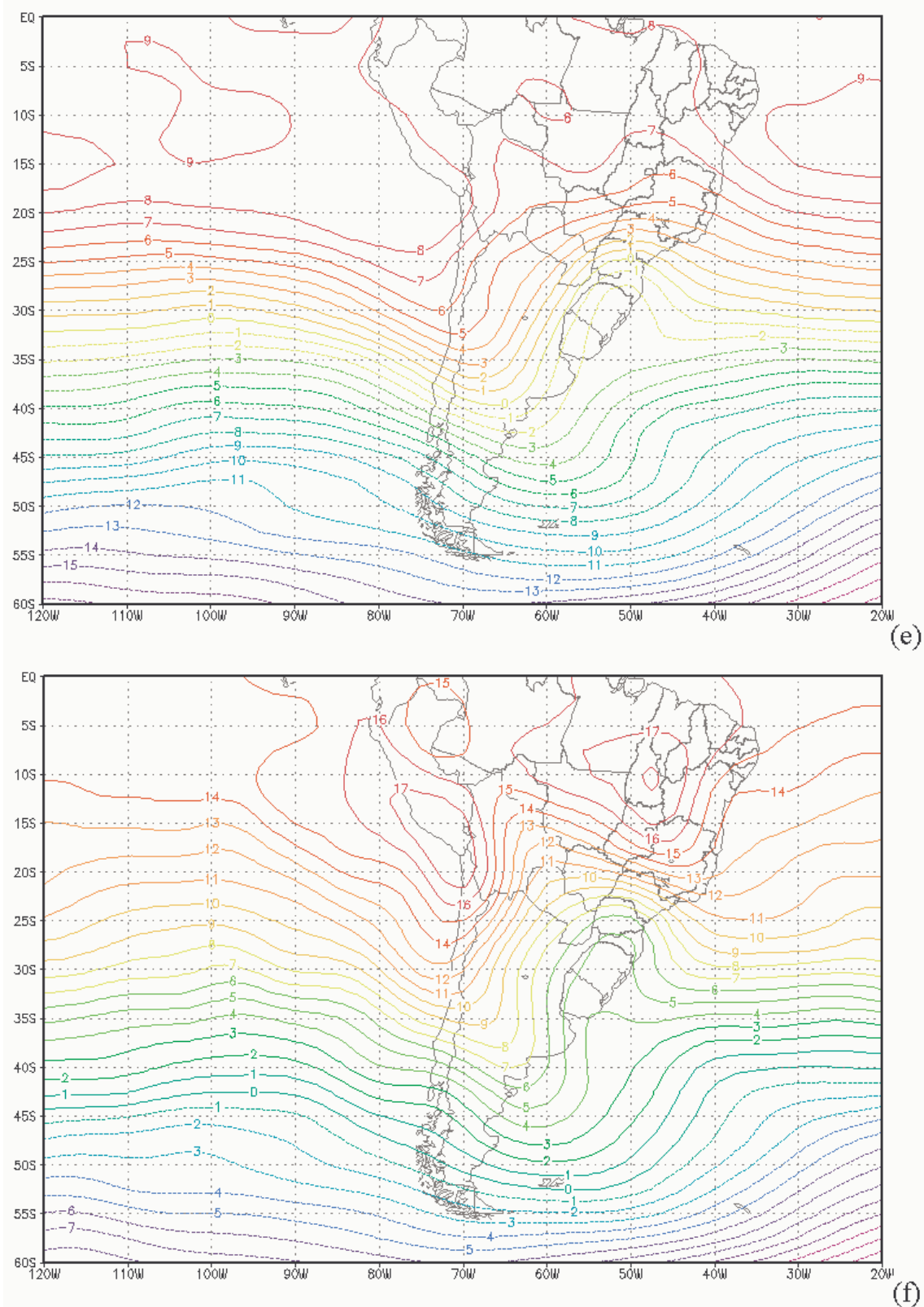


FIGURA 3.18 – (Continuação).

3.1.2.d A quarta classe de eventos de neve

A quarta classe é apresentada pelas FIG. 3.19a-d, este padrão ocorreu em 16 dias (8% dos casos). Este caso refere-se a quebra de uma alta de bloqueio, localizada no Oceano Pacífico em torno de 85°W e 35°S. O bloqueio fica estacionário por no mínimo cinco dias (FUENTES, 1997) e quando se desloca ocasiona um brusco declínio de temperatura no centro e sul da América do Sul. Nessa ocasião que ocorre o padrão de escoamento associado à neve. A própria frente fria é nesse caso responsável pelo mecanismo da chuva, mas o frio provém desse anticiclone que ainda está sobre o Oceano Pacífico (já propiciando forte declínio de temperatura no centro e sul da América do Sul pela amplitude do seu escoamento). A advecção fria ocorre especialmente nos baixos níveis da atmosfera, e as temperaturas mínimas médias em 700 hPa são negativas, especialmente no RS (FIG. 3.19e). De acordo com a FIG. 3.19f, em 850 hPa as temperaturas médias desses casos são positivas. No entanto, são próximas de zero, o que indica que em alguns momentos dos dias em estudo a temperatura esteve abaixo de zero. Por outro lado, é um padrão em que o frio na Região Sul não é tão intenso quanto nos casos anteriores. A umidade relativa nesse quarto padrão mostra que a região mais úmida está associada à banda frontal, a qual é certamente responsável pela precipitação. Esse padrão diferencia-se dos anteriores especialmente porque neste caso está associado a presença de uma frente fria, enquanto naqueles a neve está associada ao flanco oeste do ciclone extratropical. Outro fator que distingue este padrão dos anteriores é a posição do anticiclone, ainda sobre o Oceano Pacífico. A sua amplitude e localização propiciaram condições de forte advecção fria, especialmente nos baixos níveis da atmosfera, como mostra o campo de P, apresentado

na FIG. 3.19a. Já os campos de Z e LC, FIG. 3.19b e 3.19c, que analisam a atmosfera nos médios e altos níveis, mostram que o escoamento é predominante de noroeste e que de fato não estava advectando ar frio.

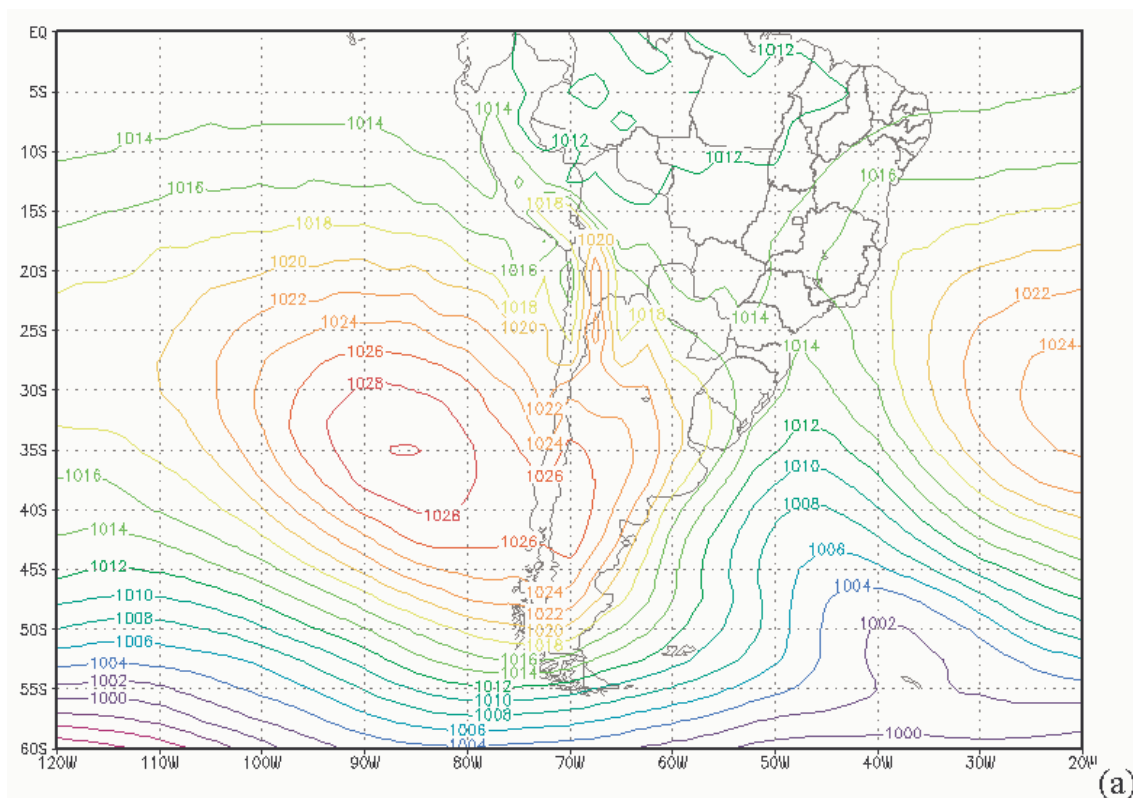


FIGURA 3.19 – (a) P (hPa), (b) Z (mgp) em 500 hPa, (c) CJ (m s^{-1}) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T ($^{\circ}\text{C}$) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Esses campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 16 casos de neve, referentes a quarta classe identificada empiricamente.

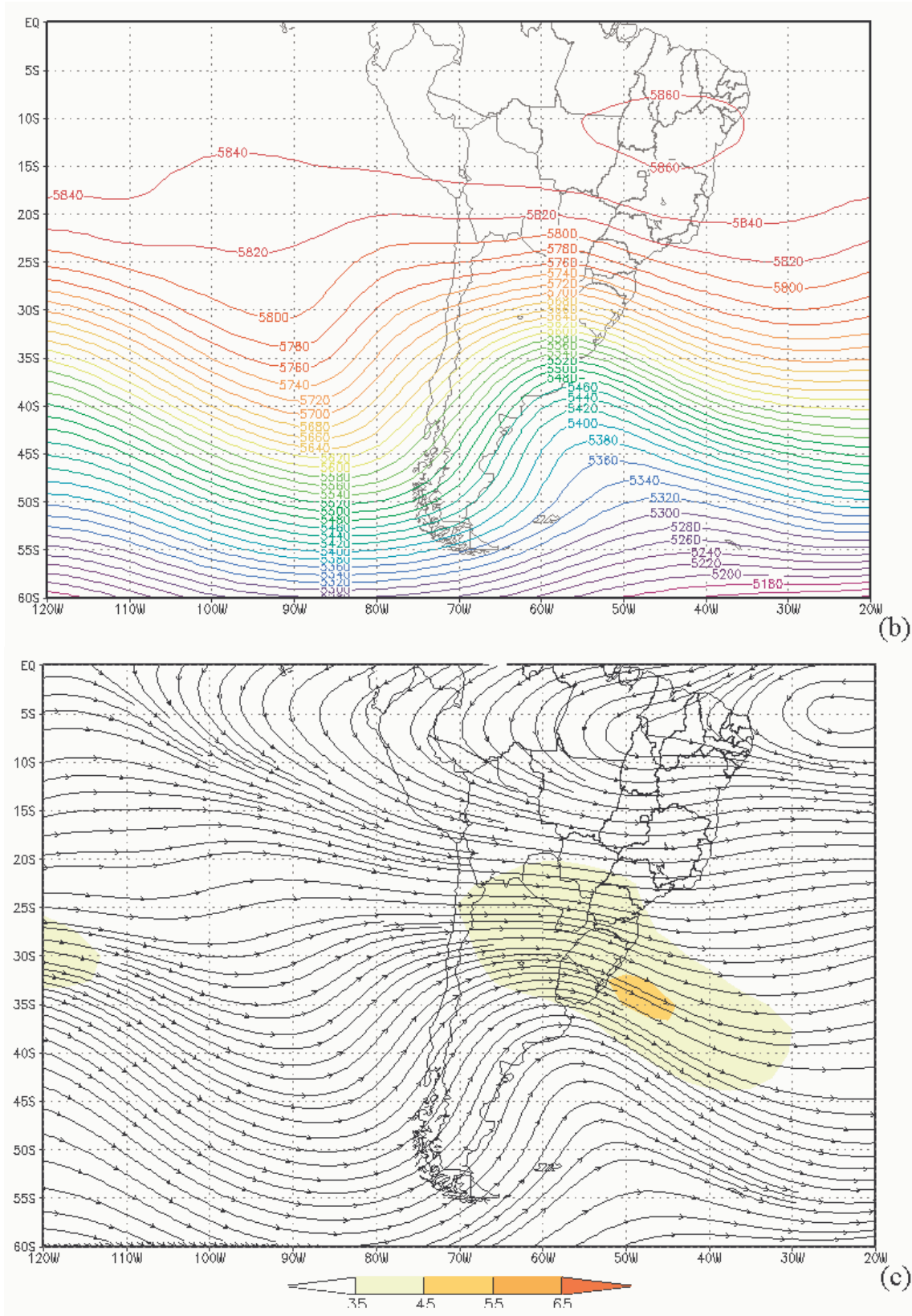


FIGURA 3.19 – (Continuação).

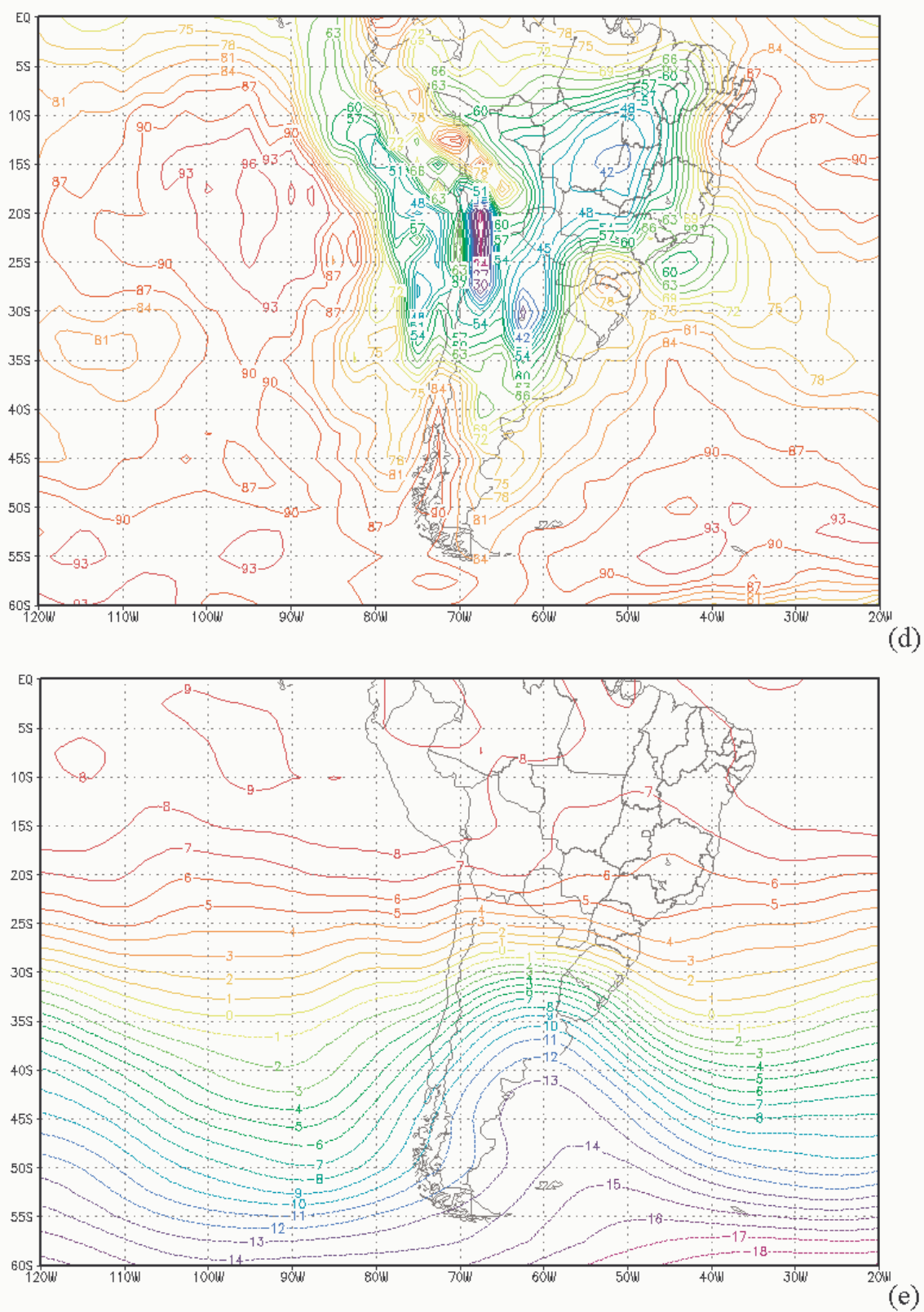


FIGURA 3.19 – (Continuação).

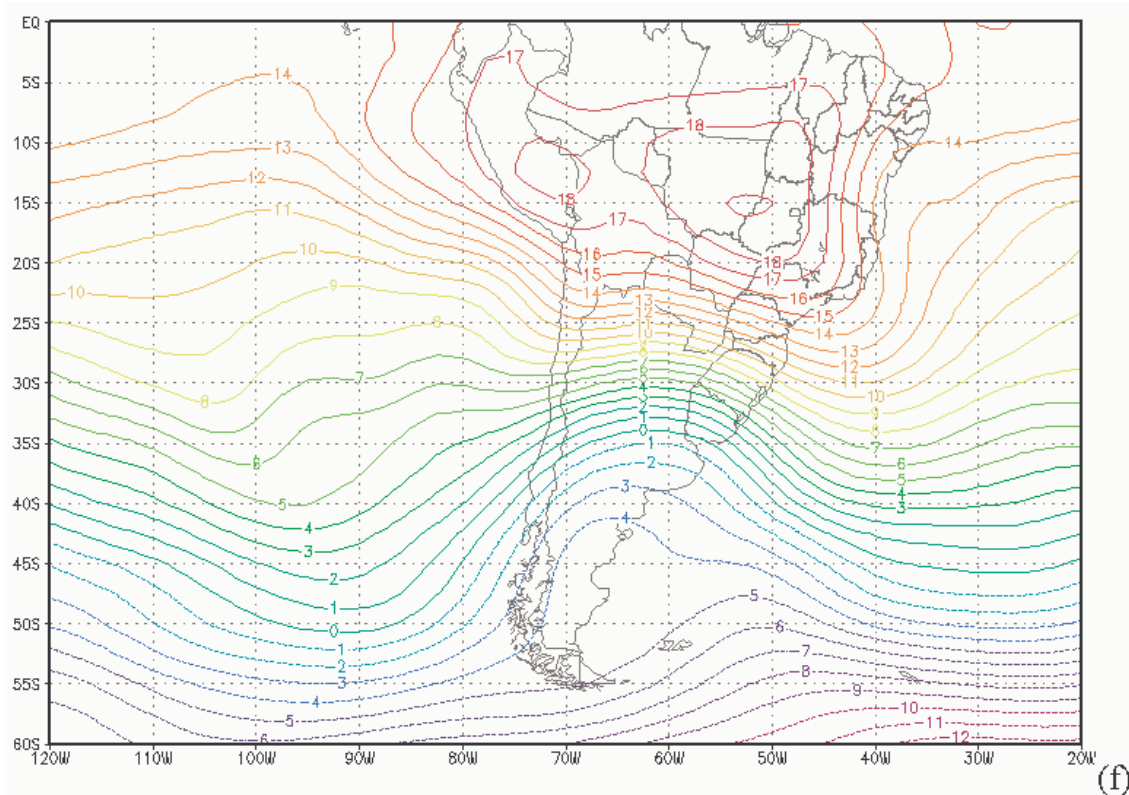


FIGURA 3.19 – (Continuação).

3.1.2.e A quinta classe de eventos de neve

A circulação apresentada no quinto padrão é claramente distinta dos anteriores. Neste, o anticiclone está em deslocamento para Oceano Atlântico, conforme o campo de P da FIG. 3.20a, praticamente sobre a região onde nevou. Percebe-se que neste caso o próprio escoamento oceânico gerado no flanco leste do anticiclone pode ser responsável pelos altos índices de umidade, acima de 80%, e a conseqüente precipitação nival (FIG. 3.20d). Além desse escoamento, o sistema de alta pressão apresenta um cavado de baixos níveis no centro e norte da Região Sul, o que também pode favorecer o movimento vertical ascendente. A posição desse sistema ocasiona forte declínio de temperatura, por advecção fria, no seu flanco leste onde os campos de T mostram

valores muito baixos e negativos, especialmente no nível de 700 hPa (FIG. 3.20e). Esse padrão não é freqüente, ocorre em somente 7% dos casos e equivale a 15 dias de observações. Nesta classe, a estrutura vertical da atmosfera também é baroclínica e pode ser verificada quando se compara os campos de P, Z em 500 hPa e LC em 250 hPa (FIG. 3.20a-c).

Esta quinta classe, da mesma forma que a primeira, é similar àquela encontrada por Souza (2002), pois os dois casos tratam de deslocamentos continentais de anticiclones. Em um primeiro instante, as duas classes podem ser diferenciadas pela posição dos anticiclones. A primeira apresenta o anticiclone ainda sobre o centro da Argentina, enquanto na quinta classe o sistema já atua com seu centro sobre a Região do Plata.

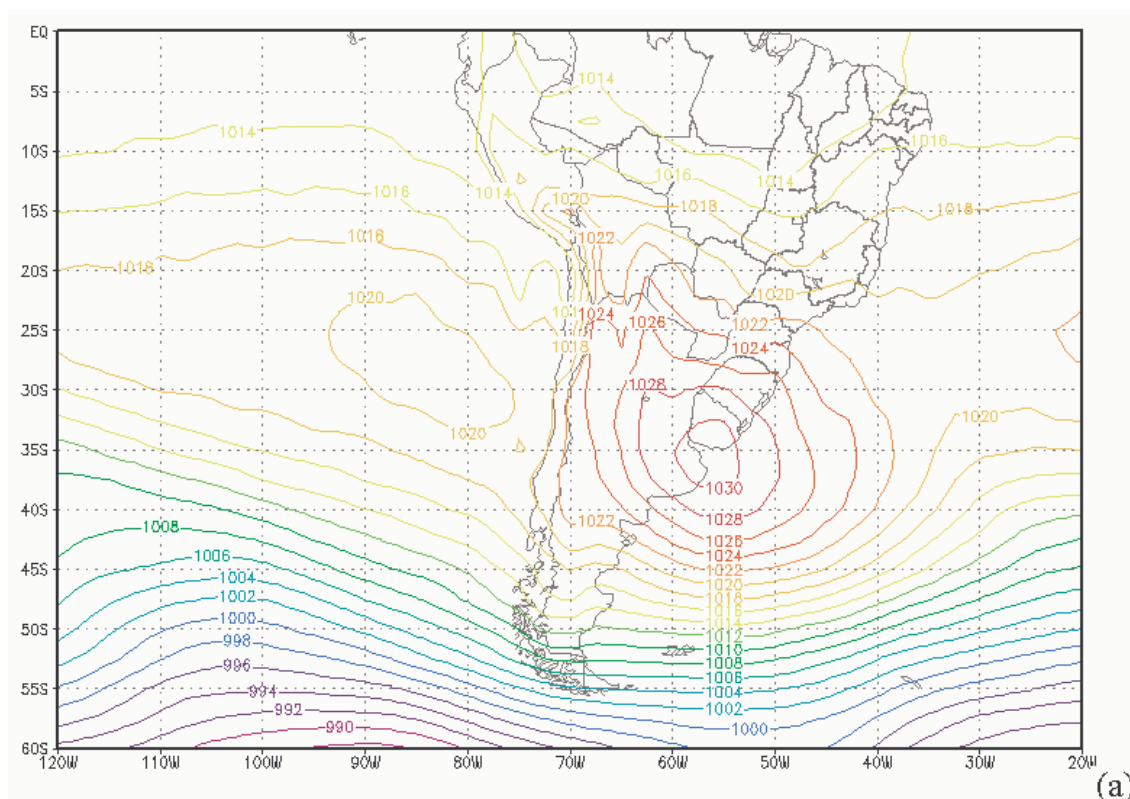


FIGURA 3.20 – (a) P (hPa), (b) Z (m) em 500 hPa, (c) CJ (m s^{-1}) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T ($^{\circ}\text{C}$) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Estes campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média de 15 casos de neve, referentes a quinta classe identificada empiricamente.

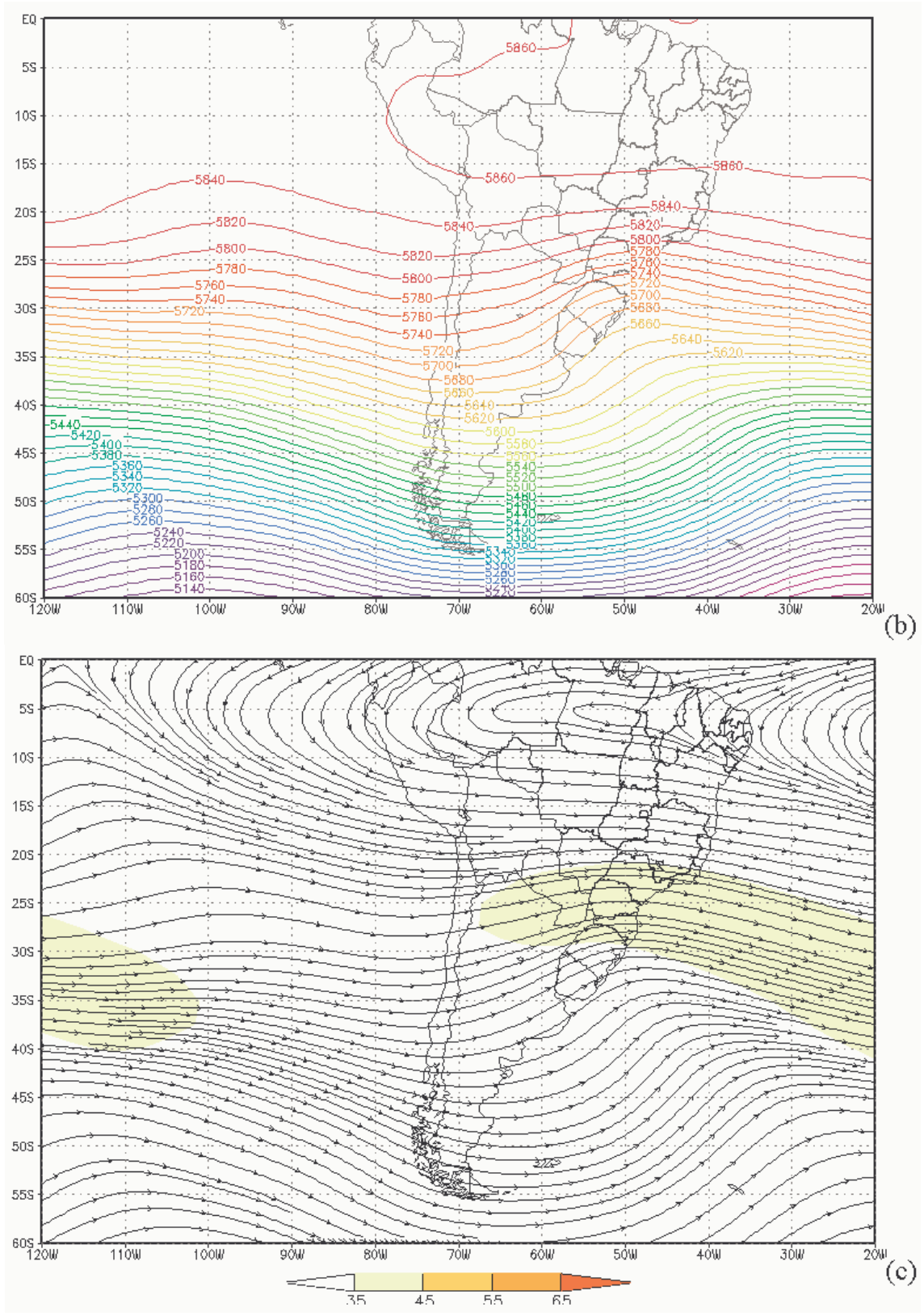


FIGURA 3.20 – (Continuação).

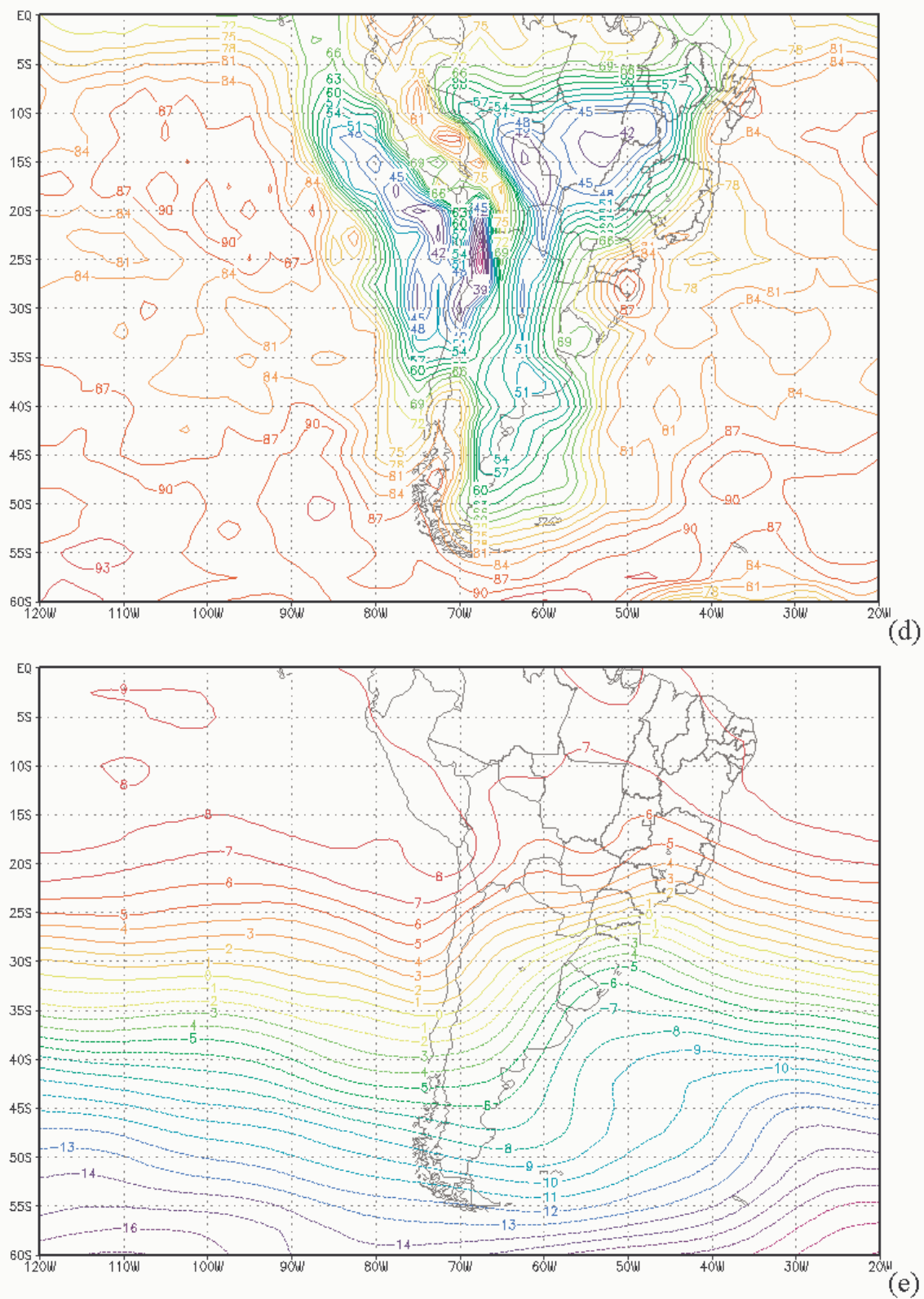


FIGURA 3.20 – (Continuação).

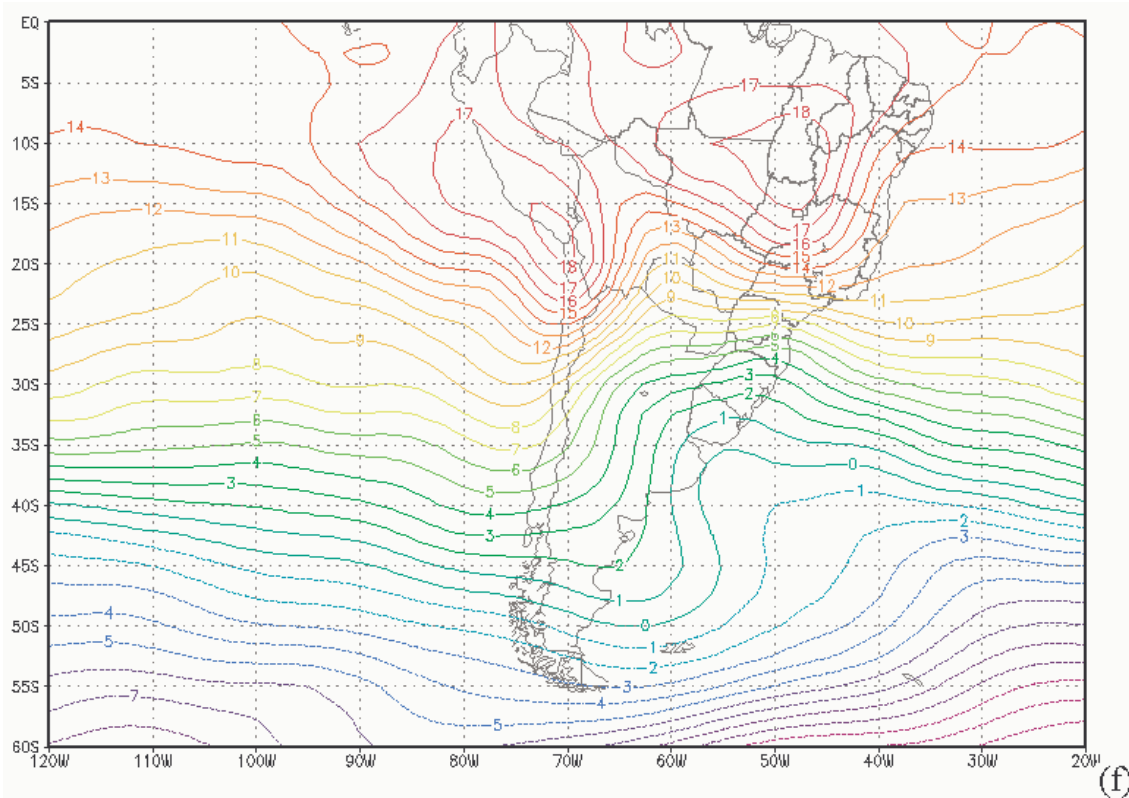


FIGURA 3.20 – (Continuação).

3.1.2.f A sexta classe de eventos de neve

A sexta classe ocorreu somente em 13 dias (6% dos casos). Essa classe também é similar a anterior onde a alta pressão se encontra sobre a Região Sul do Brasil. No entanto, não apresenta nenhum cavado que favoreça o movimento vertical e o anticiclone encontra-se com seu centro sobre as áreas em que nevou (FIG. 3.21a). Nota-se que nesse padrão o escoamento em baixos níveis, estimado pelo campo de P ao se considerar uma aproximação geostrófica em baixos níveis, apresenta longa trajetória marítima de sul, favorecendo a advecção de umidade no leste da Região Sul do país. Esse escoamento é forçado a subir, quando encontra a Serra Geral, podendo então causar nuvens e conseqüentemente neve.

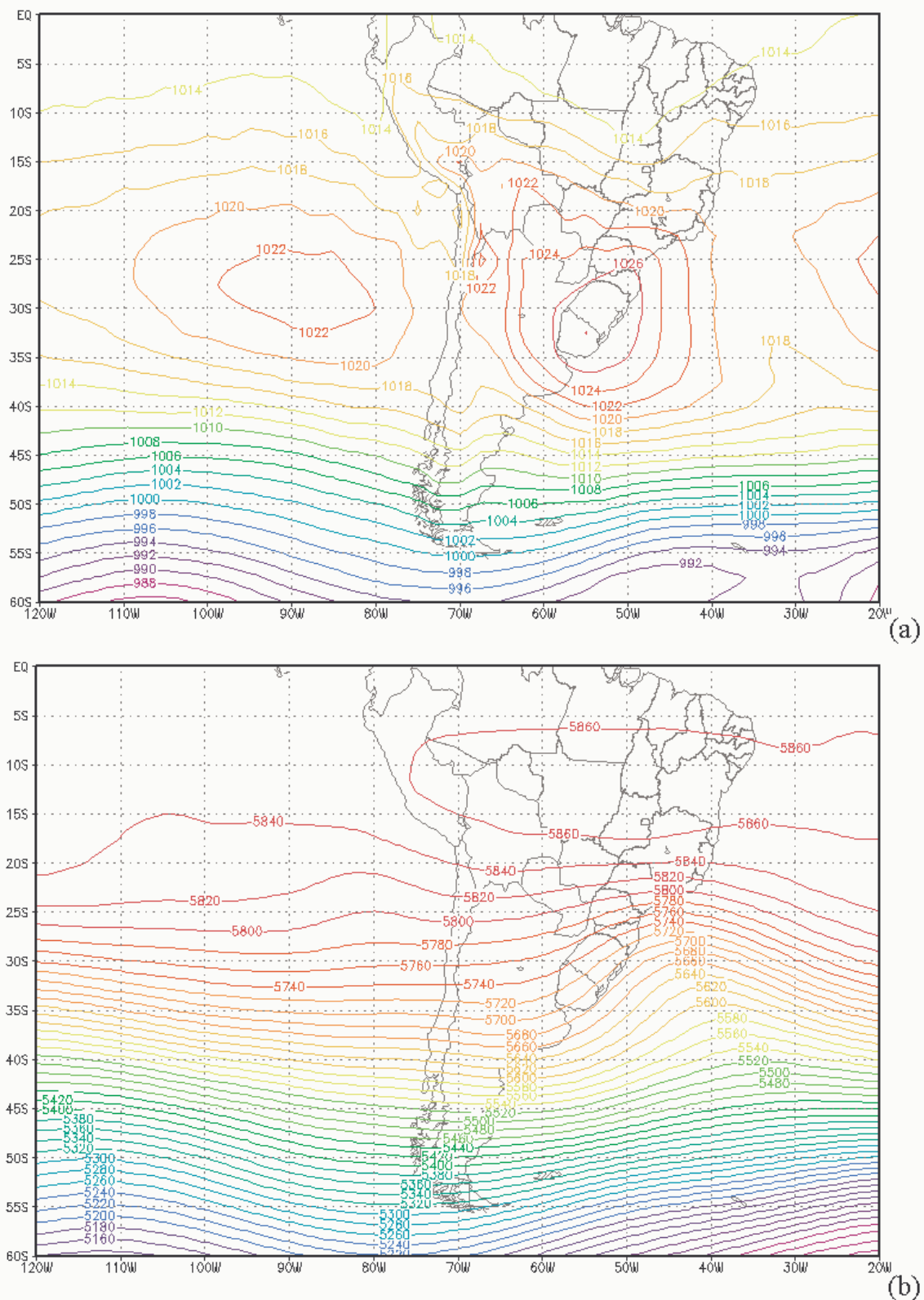


FIGURA 3.21 – (a) P (hPa), (b) Z (m) em 500 hPa, (c) CJ (m s^{-1}) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T ($^{\circ}\text{C}$) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Estes campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 13 casos de neve, referentes a sexta classe identificada empiricamente.

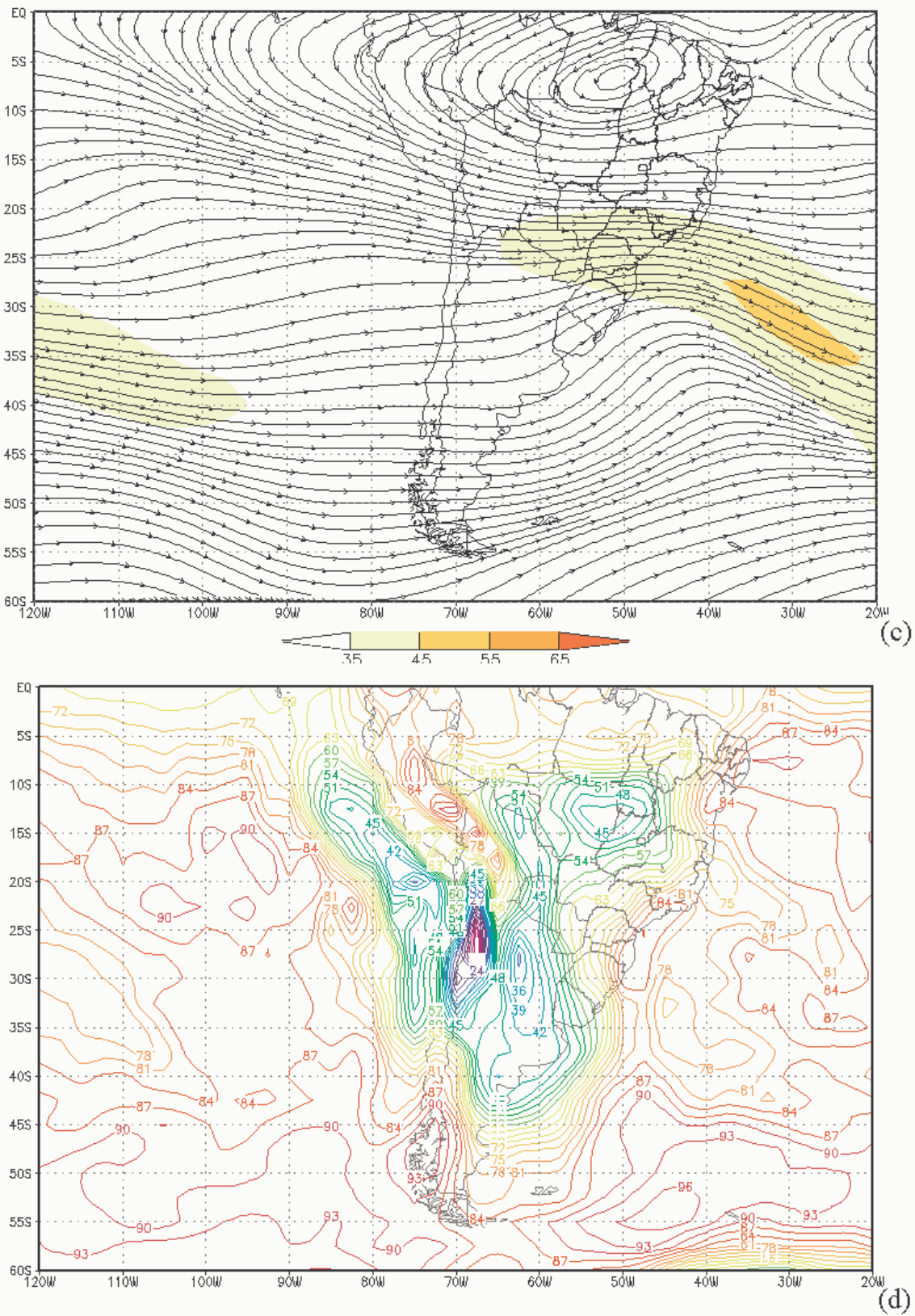


FIGURA 3.21 – (Continuação).

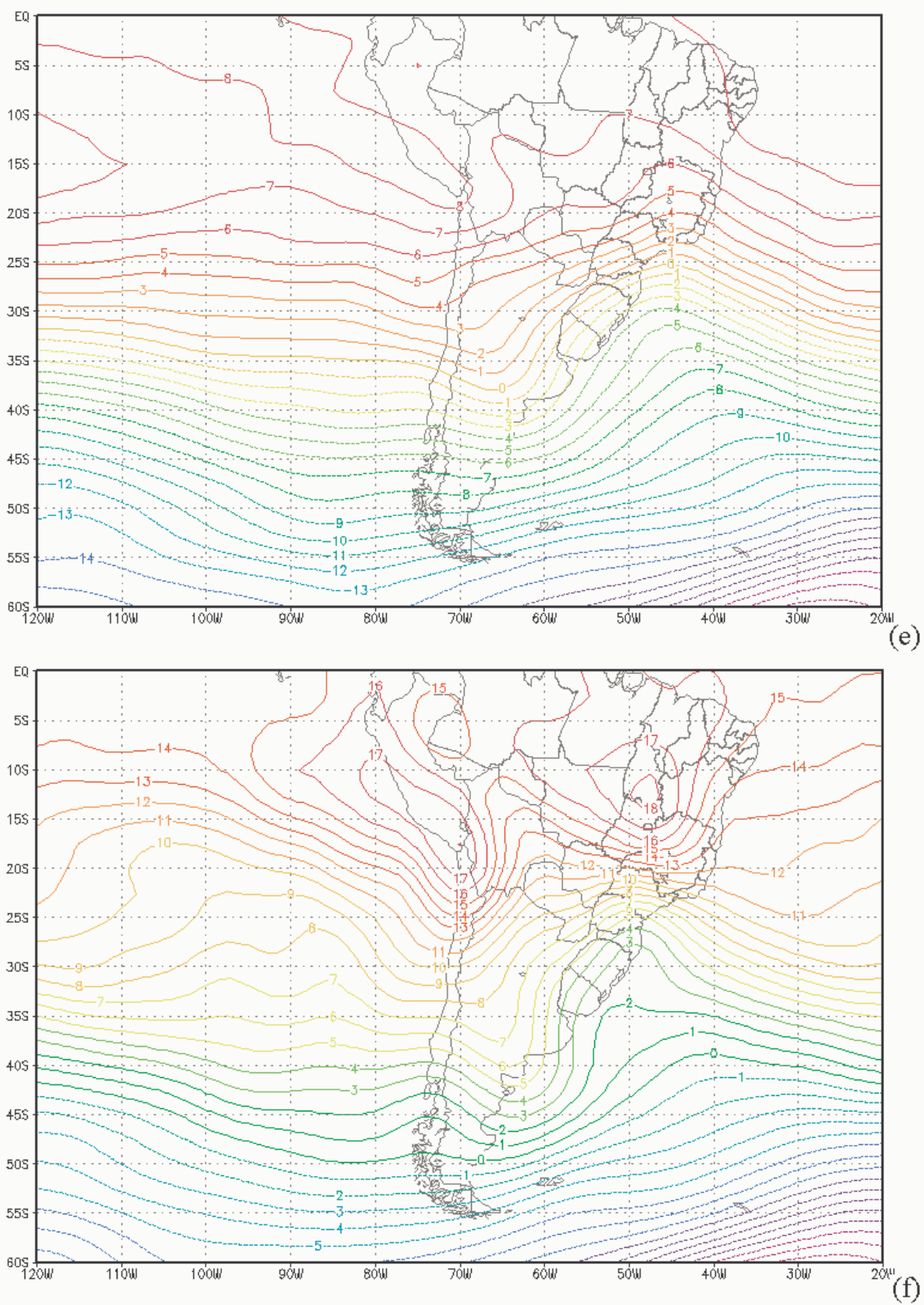


FIGURA 3.21 – (Continuação).

Os centros dos anticiclones apresentam movimento vertical descendente o que desfavorece, por compressão adiabática, a formação de nuvens. No entanto, é evidente, pelos resultados apresentados aqui, que a atmosfera ainda pode apresentar condições de nevada mesmo sobre influência de forte anticiclone continental. Esse resultado indica que o padrão de circulação sinótica não é o único controlador do fenômeno neve, sendo importante considerar os diagnósticos ou ingredientes físicos locais e/ou mesoescala. Isso será discutido, em detalhes, na seção 3.3 que trata de um índice diagnóstico da mesorregião Serrana de SC.

3.1.2.g A sétima classe de eventos de neve

O sétimo padrão de circulação responsável pela ocorrência de neve em SC e RS é apresentado nas FIG. 3.22a-f. Esse padrão é muito similar ao quarto, onde o anticiclone ainda se encontra no Oceano Pacífico. A diferença está que na quarta classe a neve ocorre, em geral, na banda frontal. Essa não é a situação dessa sétima classe, onde a neve ocorre no flanco oeste do ciclone. As temperaturas, da mesma forma que nos casos anteriores, apresentam-se abaixo de zero em todo o Estado de SC e do RS no nível de 700 hPa, FIG. 3.22e, já no nível de 850 hPa as temperaturas são positivas em média, mas podem ser negativas em alguns momentos dos dias, pois a temperatura em estudo refere-se a média de quatro horários diários (FIG. 3.22f). Doze casos compõem essa classe, ou 6% do total dos casos.

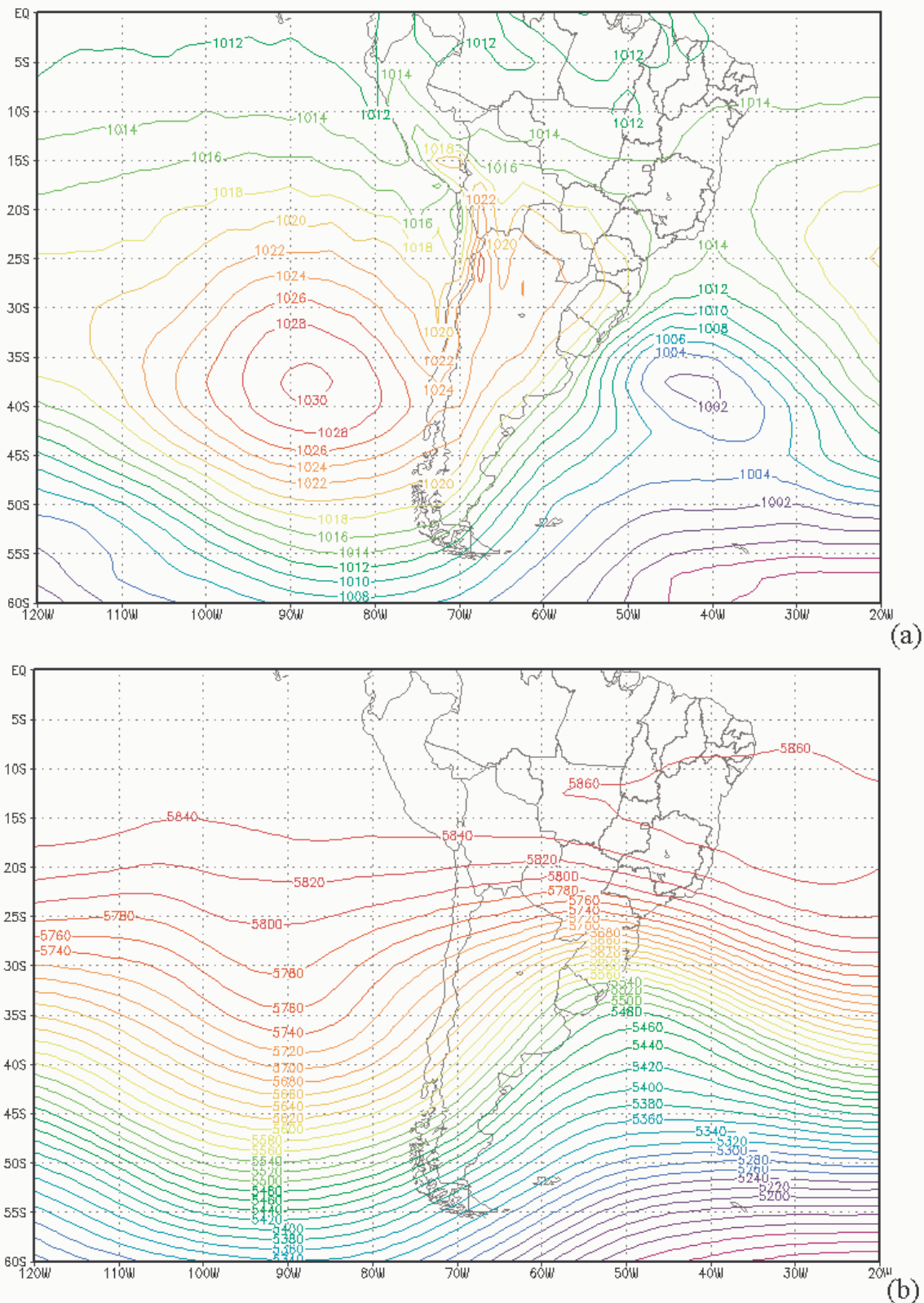


FIGURA 3.22 – (a) P (hPa), (b) Z (mgp) em 500 hPa, (c) CJ (m s^{-1}) e LC em 250 hPa, (d) UR (%) em 925 hPa e T ($^{\circ}\text{C}$) (e) em 700 hPa e (f) em 850 hPa. Estes campos são obtidos a partir da média diária dos 4 horários sinóticos e da média dos 12 casos de neve, referentes a sétima classe identificada empiricamente.

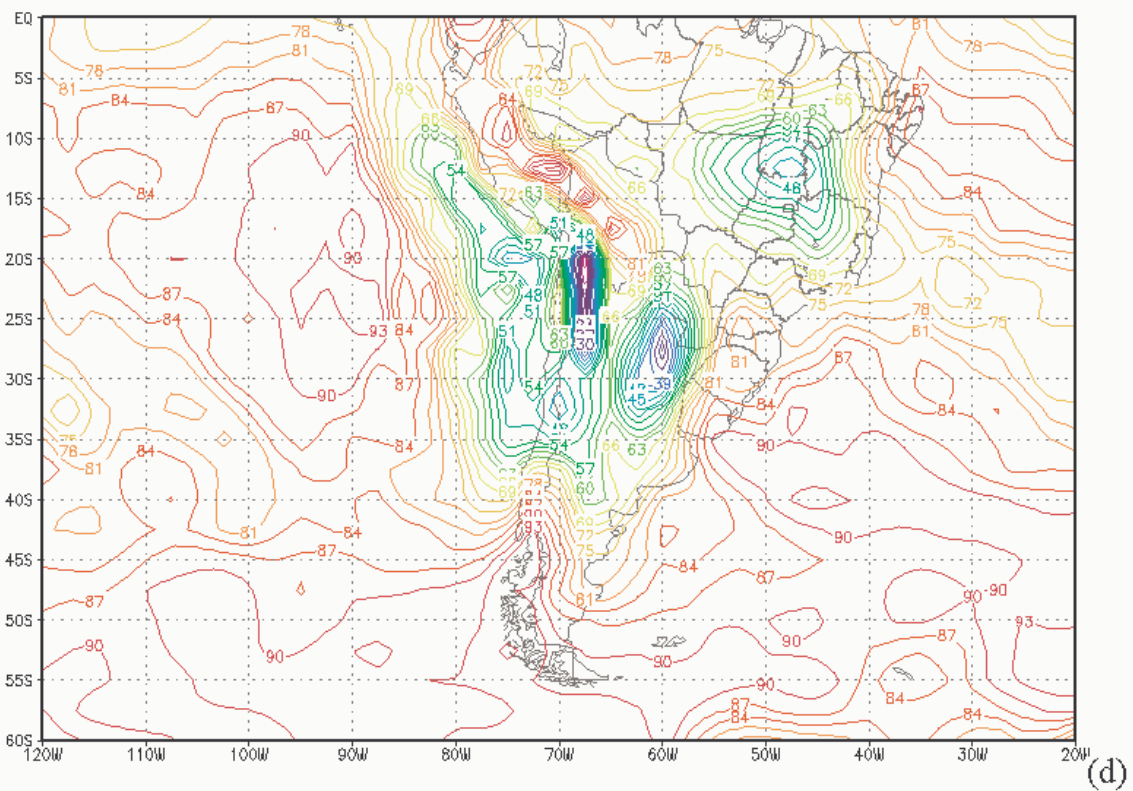
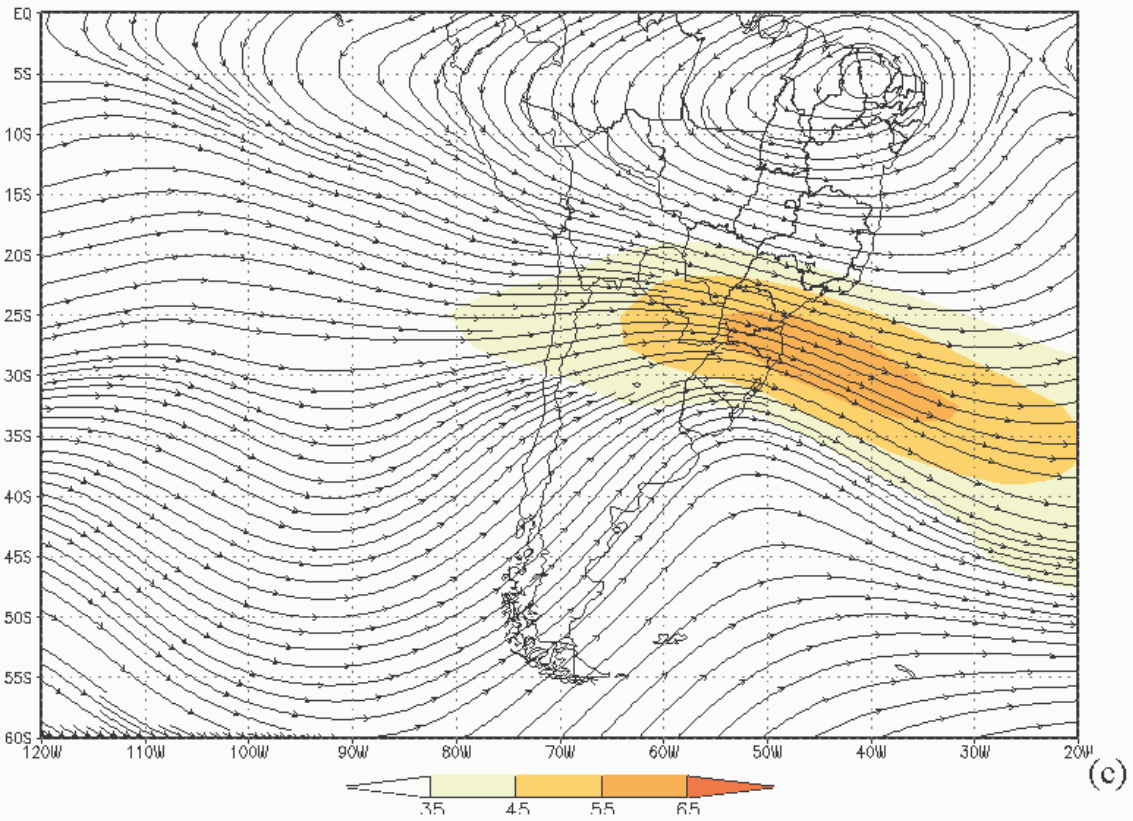


FIGURA 3.22 – (Continuação).

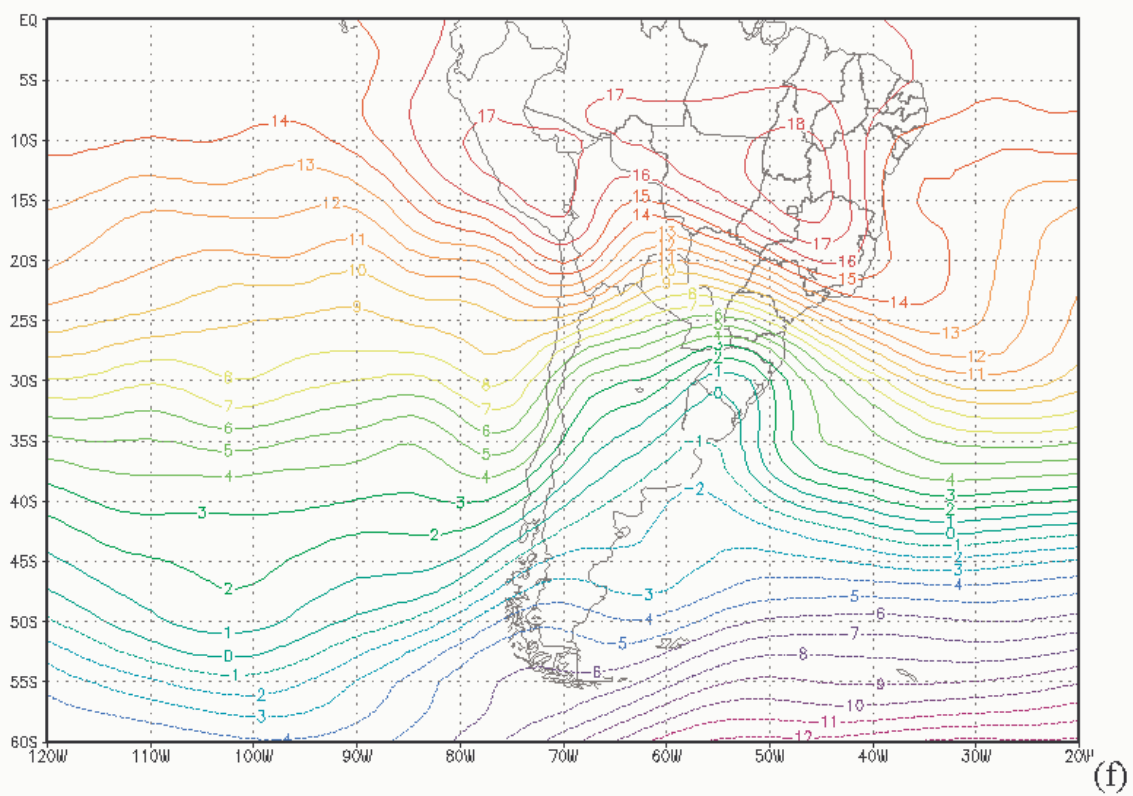
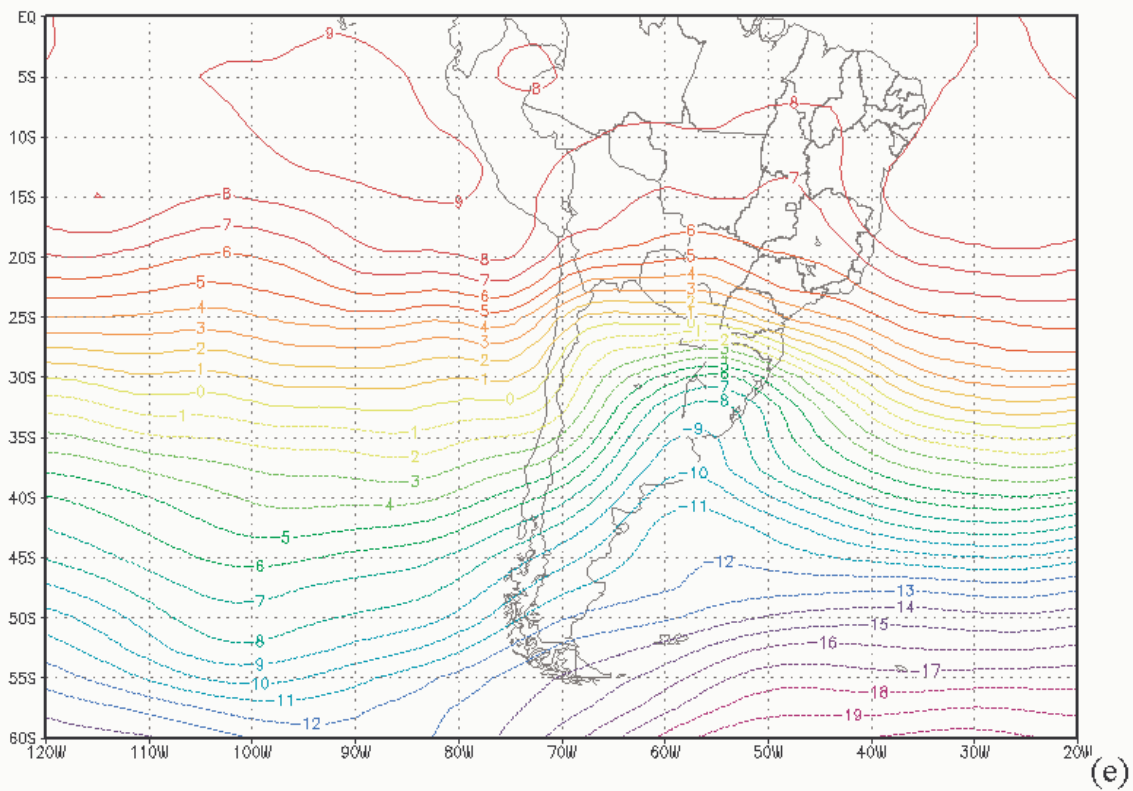


FIGURA 3.22 – (Continuação).

3.1.2.h Resumo dos padrões de eventos de neve

Os padrões de circulação mostram escoamentos característicos de inverno: Amplos sistemas de alta pressão com forte poder de declínio de temperatura em grandes áreas. Os médios e altos níveis estudados mostram que, em geral, o escoamento foi de sul no oeste da Região Sul, o que fortaleceu a advecção fria em toda a troposfera. Os campos de temperatura média mostram que os baixos níveis da atmosfera apresentaram temperaturas negativas durante quase todo o dia com evento de neve. Apenas os níveis mais baixos, como o de 850 hPa, ainda apresentaram temperaturas médias positivas (decorrente do cálculo da temperatura média usando quatro horários do dia em questão). O campo de umidade relativa mostrou valores sempre acima de 80% na região onde neveu. Ainda observou-se, nas classes um, dois, quatro e sete, processos ciclogénéticos que foram intensificados pela presença do jato subtropical no flanco leste dos cavados de médios e altos níveis.

Inicialmente, por meio do estudo de caso entre os dias 11 e 13 de julho de 2000, foi constatado três padrões que poderiam ocasionar neve. Quando se examinou os 218 casos desde o ano de 1948, identificou-se sete classes. Fica claro, portanto, que a neve pode ocorrer em várias situações, tanto quando o movimento vertical de escala sinótica é favorável e quando isso não ocorre, como é o caso da classe seis. Nesse momento, é evidente a necessidade de um mecanismo responsável pelo forte declínio de temperatura, com valores negativos em praticamente toda a atmosfera, e umidade relativa alta acima de 80%. No caso em que o movimento vertical não é favorecido, é necessário, talvez, uma longa trajetória de ventos marítimos. Em geral, os sistemas avaliados estavam em fase de intensificação denotada pela estrutura baroclínica.

Somente a terceira classe está relacionada a sistemas de baixa pressão em fase madura ou de dissipação.

3.1.3 Padrões de escoamento atmosférico e áreas abrangência das nevasdas

A seção 3.1.2 identificou sete padrões de circulação atmosférica responsáveis pelas nevasdas nos estados gaúcho e catarinense. No entanto, cada uma dessas sete classes é responsável por nevasdas em áreas geográficas diferentes. Neste sentido, avaliou-se a ocorrência de precipitação de neve nas oito mesorregiões de estudo, e observou-se que as abrangências dos eventos poderiam ser divididas em outras oito áreas, conforme mostra a TAB. 3.2. As proporções das nevasdas, por classe, em cada uma das áreas são apresentadas nessa tabela e descritas a seguir.

Na classe 1, aquela em que o anticiclone polar apresenta deslocamento continental e o ciclone extratropical está em fase de intensificação no Oceano Atlântico, observa-se que praticamente todas as regiões apresentaram ocorrência de nevasdas. Especialmente aquelas localizadas acima dos 850 m de altitude (Serrana, Nordeste e áreas mais elevadas do Noroeste do RS e Oeste de SC) onde ocorreram 85% das nevasdas da classe. Sem dúvida esse foi o padrão de maior frequência, conforme apresentado anteriormente na seção 3.1.2.a, mas também é o padrão de maior abrangência em termos de área geográfica.

TABELA 3.2

Proporções de eventos de precipitação nival relativas ao número total de nevascas em cada uma das sete classes.

Áreas	Classe						
	1	2	3	4	5	6	7
Mesorregiões do RS e SC	(% dos eventos de cada classe)						
Serrana Nordeste	53	41	88	72	75	62	87
Serrana Oeste (acima de 850 m) Nordeste Noroeste (acima de 850 m)	32	47	6	17	8	23	13
Serrana Oeste Nordeste Noroeste	5	9	0	0	0	8	0
Norte Oeste Serrana Nordeste	4	0	0	6	0	0	0
Norte Oeste Serrana Nordeste Noroeste Centro Ocidental Sudeste	3	3	0	0	8	0	0
Serrana Oeste Nordeste Noroeste Metropolitana de POA Sudoeste	1	0	6	0	0	0	0
Sudeste	1	0	0	0	8	0	0
Norte	0	0	0	6	0	8	0
Soma	100	100	100	100	100	100	100

Na segunda classe, descrita em 3.1.2.b, identifica-se nevascas que também atingem áreas geográficas amplas. No entanto, este padrão de escoamento não ocasionou nem um caso de nevasca, tanto na região Metropolitana de Porto Alegre

quanto no Sudoeste do RS, como foi o caso do padrão anterior. É notável que as proporções de nevascas ocorridas nas regiões Serrana e Nordeste são comparáveis às daquelas das áreas mais elevadas do Noroeste do RS ou Oeste de SC. Esse resultado demonstra que este padrão de escoamento “produz” nevascas mais facilmente, nas regiões Oeste de SC e Oeste do RS, que o da classe 1.

Na terceira classe, aquela associada ao ciclone despreendido no litoral entre SC e RS, a ocorrência de nevascas está evidentemente associada às mesorregiões Serrana e Nordeste onde ocorrem 88% das nevascas associadas a esta classe. Por outro lado, é importante ressaltar que este padrão também pode apresentar nevascas em áreas mais amplas, inclusive aquelas ocorridas na mesorregião Metropolitana de Porto Alegre.

A quarta classe, associada à passagem de uma frente fria na Região Sul do Brasil, apresenta nevascas mais ao norte do domínio deste estudo. Da mesma forma que as demais classes ela também apresentou maior frequência, 72% das nevascas, nas mesorregiões Serrana e Nordeste.

Na quinta classe, onde o anticiclone móvel está centrado na região da foz do Rio da Prata, as nevascas ocorreram predominantemente, 75% das vezes, nas mesorregiões Serrana, Nordeste e áreas mais elevadas do Oeste de SC e Noroeste do RS. No entanto, observou-se eventos de neve também no Sudeste do RS.

A sexta classe, assim como a quarta, apresentou mais eventos de nevascas no domínio norte deste estudo, desde o Noroeste do RS até o Norte de SC. Sessenta e dois por cento das ocorrências de nevascas foram registradas na mesorregião Serrana e Nordeste e o restante nas áreas Noroeste do RS, Oeste e Norte de SC.

A sétima classe, associada ao ciclone extratropical na altura do litoral do RS, apresentou considerável preferência para ocorrência de neve nas áreas Serrana e

Nordeste, 87% das nevasdas. Os outros 13% ocorreram nas áreas contíguas do Oeste de SC e Noroeste do RS. Estes resultados, assim como o da terceira classe, reforçam a importância do ciclone extratropical nas nevasdas dessas áreas.

3.2 Freqüências de ocorrência de neve em SC e RS

Precipitações nivais, diferentemente da líquida, requer uma atmosfera muito fria, com temperaturas abaixo de 0 °C em praticamente toda a troposfera. No processo de formação dos cristais de gelo, as temperaturas em geral estão muito abaixo do ponto de congelamento da água, conforme descrito na seção 1.5.1. Essa exigência térmica para as nuvens restringe a ocorrência de neve em áreas subtropicais. Assim, a neve ocorre, nessas latitudes, em locais muito elevados, ou associada à fortes massas de ar polar com elevado poder de declínio de temperatura. Pezza e Ambrizzi (2005) identificam, utilizando um esquema traçador de anticiclones automático, as trajetórias características dessas massas de ar frio extremo. Elas em geral se deslocam, nessas latitudes, somente no inverno ou períodos próximos. Isso fica evidente na FIG. 3.23, nela percebe-se que a neve ocorre no RS e SC entre abril e setembro, sendo mais freqüente em junho, julho e agosto. Ressalta-se que no mês de abril foi registrado apenas um evento de neve em São Joaquim - SC.

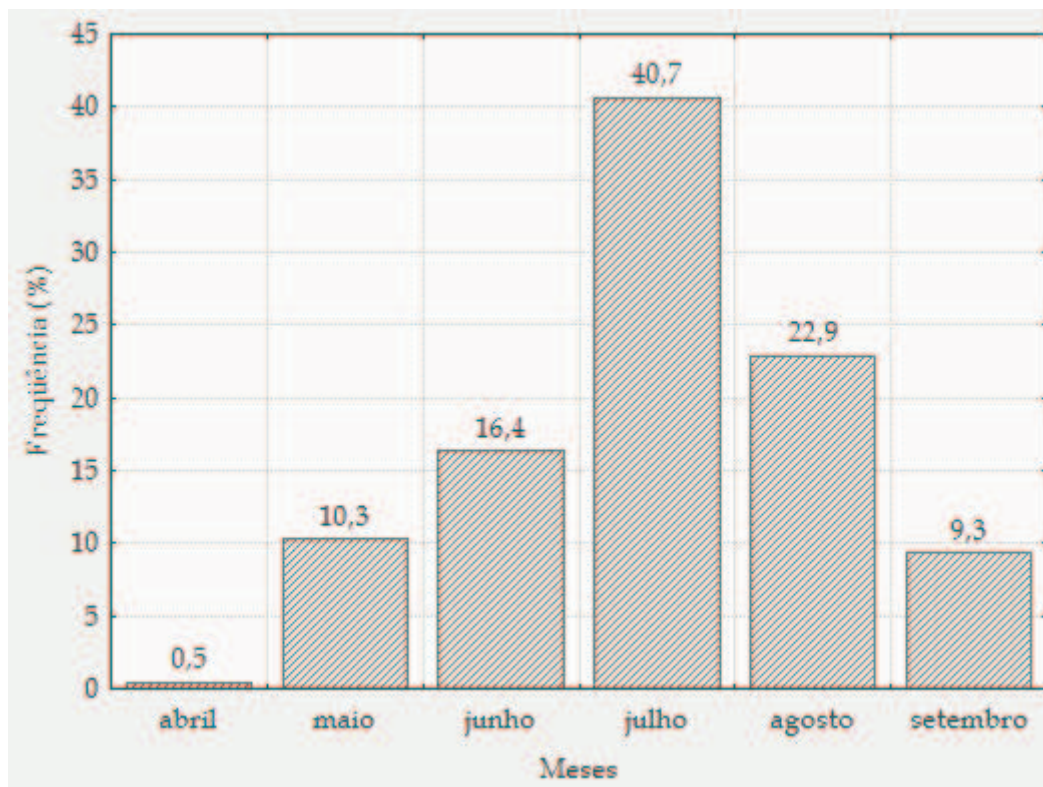


FIGURA 3.23 – Frequência mensal de neve relativa ao número total de eventos de neve registrados nas 22 localidades estudadas entre 1948 e 2004.

Resultados similares a esse foram apresentados por vários autores por exemplo: Souza (1997), Schmitz (2000 e 2007) e Wolff (2001). No entanto, muitas são as questões a respeito da distribuição dos eventos de neve em situações climáticas distinta, por exemplo, devido a variações da PDO ou dos ciclos ENOS. As próximas seções examinam tais relações.

3.2.1 Relação entre as frequências de ocorrência de neve em SC e RS e os eventos ENOS

O objetivo desta seção é verificar se a ocorrência de neve no RS e SC está relacionada aos eventos ENOS. Os fenômenos El Niño ou La Niña, ditas fases dos

ENOS, ou mesmo a Neutralidade Climática, fazem parte da variabilidade natural nas características do Oceano Pacífico e são responsáveis por grandes variações nos padrões de circulação geral da atmosfera que, em consequência, causam grande variabilidade climática nas regiões que apresentam teleconexão com esses eventos. A influência destes fenômenos na Região Sul do Brasil é em grande parte conhecida, especialmente sobre o volume de precipitação pluvial e anomalias de temperatura do ar (*e.g.*, GRIMM *et al.*, 1996; FONTANA e BERLATO, 1997; DIAZ *et al.*, 1998; PUCHALSKI, 2000; DINIZ, 2002; MARQUES *et al.*, 2005; LOPES *et al.*, 2006). Entretanto, com relação à precipitação nival, nenhum estudo foi realizado até o momento.

Ao examinar-se a FIG. 3.24, torna-se evidente que a precipitação nival predomina nos anos de neutralidade. Essa predominância é superior a 50% na maioria dos meses de inverno. É importante ressaltar que os ciclos típicos de El Niño e La Niña começam a se desenvolver entre abril e junho, intensificando-se *a posteriori* e chegando ao máximo no período dezembro-fevereiro.

Em anos de El Niño ou La Niña a distribuição de nevadas é mais uniforme entre os meses, conforme mostra a FIG. 3.24. No entanto, em anos de La Niña as nevadas precoces e tardias, ou seja, aquelas que antecedem ou sucedem o inverno, respectivamente, apresentam maior frequência do que em anos de El Niño. Assim, nos anos de La Niña as nevadas são mais frequentes e a temporada do fenômeno é mais extensa. Por outro lado, nevadas no mês de agosto ocorrem com maior frequência em anos de El Niño, inclusive superando as frequências médias de agosto em anos de Neutralidade Climática.

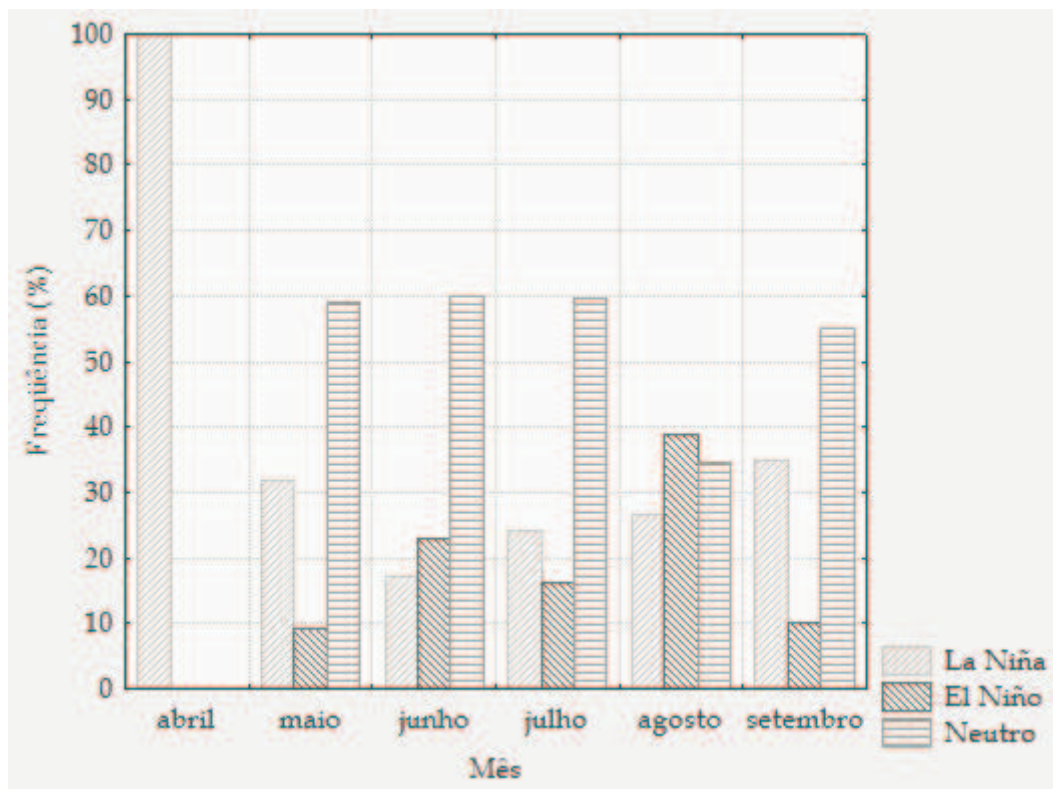


FIGURA 3.24 – Frequência relativa ao número total mensal de casos de neve conforme à associação com eventos La Niña, El Niño e Neutralidade Climática.

3.2.2 Escoamento atmosférico característico dos casos de neve em São Joaquim:

Uma visão da evolução temporal das frequências de ocorrência

Na seção 3.1 foram identificadas as diferentes classes (padrões) de escoamento atmosférico responsáveis pela neve no RS e SC. Aqui é avaliada a variabilidade temporal dos padrões encontrados e sua relação com a variabilidade de TSM nos oceanos Pacífico Norte e Tropical, conhecidos como PDO e ENOS.

São Joaquim é a localidade que apresentou o maior número de eventos de neve, ao todo foram 145 ocorrências entre 1955 e 2004. Esse elevado número permite um estudo mais aprofundado dos padrões de escoamento atmosférico responsáveis pelas

nevadas, além do estudo da evolução dessas circulações ao longo da segunda metade do século XX. As classes utilizadas nessa etapa são as mesmas apresentadas na seção 3.1.2. A análise da frequência de ocorrência de cada um daqueles padrões possibilitou a obtenção de informações sobre os principais padrões responsáveis pelas nevadas nessa cidade, além de ter mostrado como esses padrões variaram ao longo das últimas décadas.

O padrão da primeira classe (3.1.2.a) ocorreu em 1,6 vezes por ano entre 1955 e 2004. É o padrão de maior frequência de ocorrência de neve para essa cidade e está associado ao deslocamento continental do anticiclone transiente, quando um ciclone ou cavado no leste de SC é responsável pela nevada. Essa primeira classe, FIG. 3.25, apresentou, ao longo das últimas décadas, padrão evolutivo muito consistente com as fases fria e quente da PDO (FIG. 3.26). Durante a fase fria ocorrida entre 1947 e 1976, a média foi de 1,3 dias por ano, o desvio padrão de 1,0 dia e os extremos da série não superaram os três dias de nevada por ano. Por outro lado, quando se avalia a segunda fase da PDO, a fase quente, vivenciada desde 1976 até o início de século XXI, percebe-se claramente que esse padrão de escoamento passou a ser mais freqüente, em torno de 1,8 vezes ao ano. No entanto, a variabilidade, dada pelo desvio padrão, também aumentou e ficou em torno de 1,6 dias. Desse resultado é evidente que as nevadas associadas a primeira classe passaram a ser mais freqüentes na fase quente da PDO. Já a distribuição ao longo dos anos, dada pelo desvio padrão, foi mais irregular que na fase anterior. O extremo chegou a cinco dias de neve em um único ano, devido a esse tipo de deslocamento continental do anticiclone.

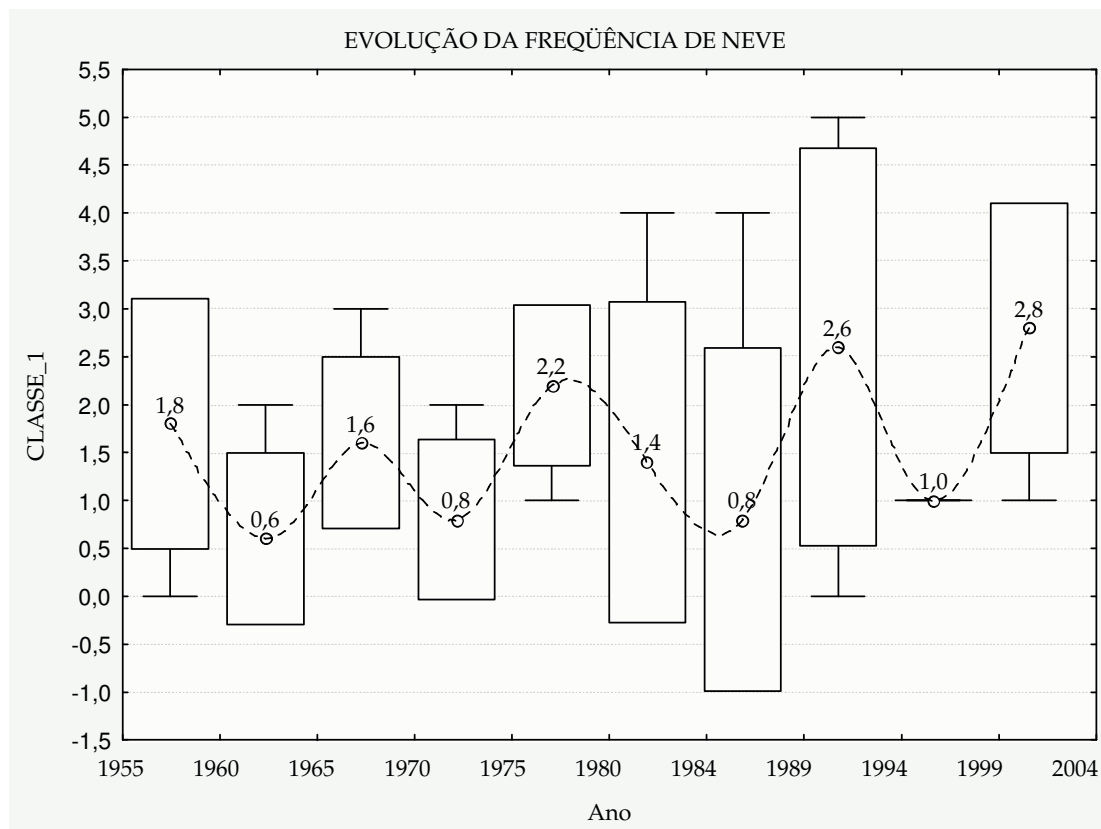


FIGURA 3.25 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das freqüências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Primeira Classe.

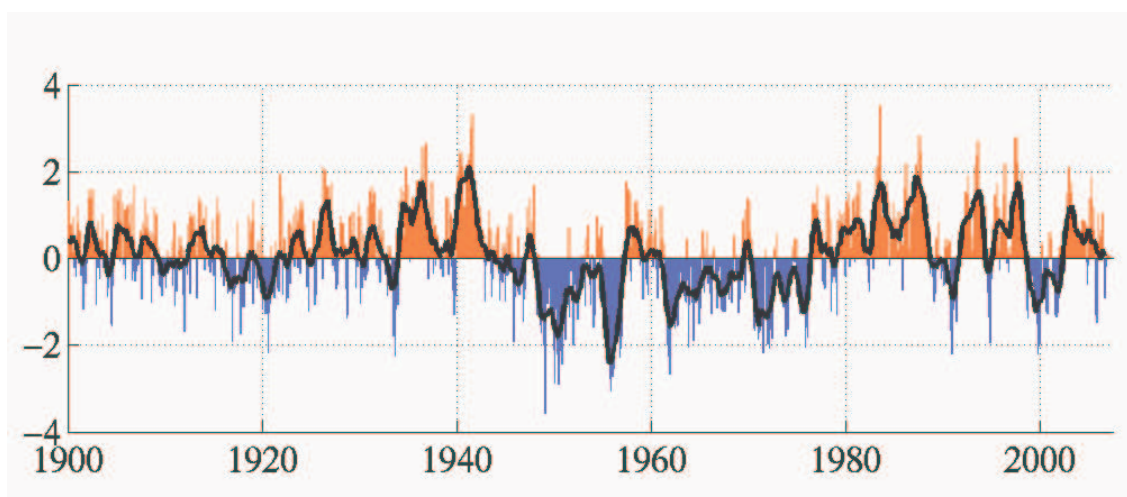


FIGURA 3.26 – Valores mensais do índice PDO desde 1900 até fevereiro de 2007. Valores em azul estão associados a fase fria e valores em laranja a fase quente da PDO. FONTE: JISAO (2007).

Na segunda classe discutida na seção 3.1.2, aquela onde o anticiclone desloca-se ao sul do continente Sul-Americano, percebe-se que a freqüência de neve

associada a esse padrão, FIG. 3.27, também apresentou variabilidade que coincide com o período de variação da PDO. Da mesma forma que no caso anterior, a média de dias com registro de neve em São Joaquim foi inferior, em torno de $0,36 \text{ dia.ano}^{-1}$, na fase fria da PDO. Já a fase quente da oscilação apresentou em média $0,57 \text{ dia.ano}^{-1}$ de neve. Com relação à variabilidade dos registros de neve também detectamos, a exemplo da classe anterior, uma menor variabilidade, em torno de $0,58 \text{ dia.ano}^{-1}$ de desvio padrão na fase fria e $0,79 \text{ dia.ano}^{-1}$ de neve na fase quente, portanto mais irregular. Enquanto no primeiro período o número máximo de dias de neve, devido a essa classe, foi de 2 dias em um ano, o segundo período registrou 3 dias de neve em um ano.

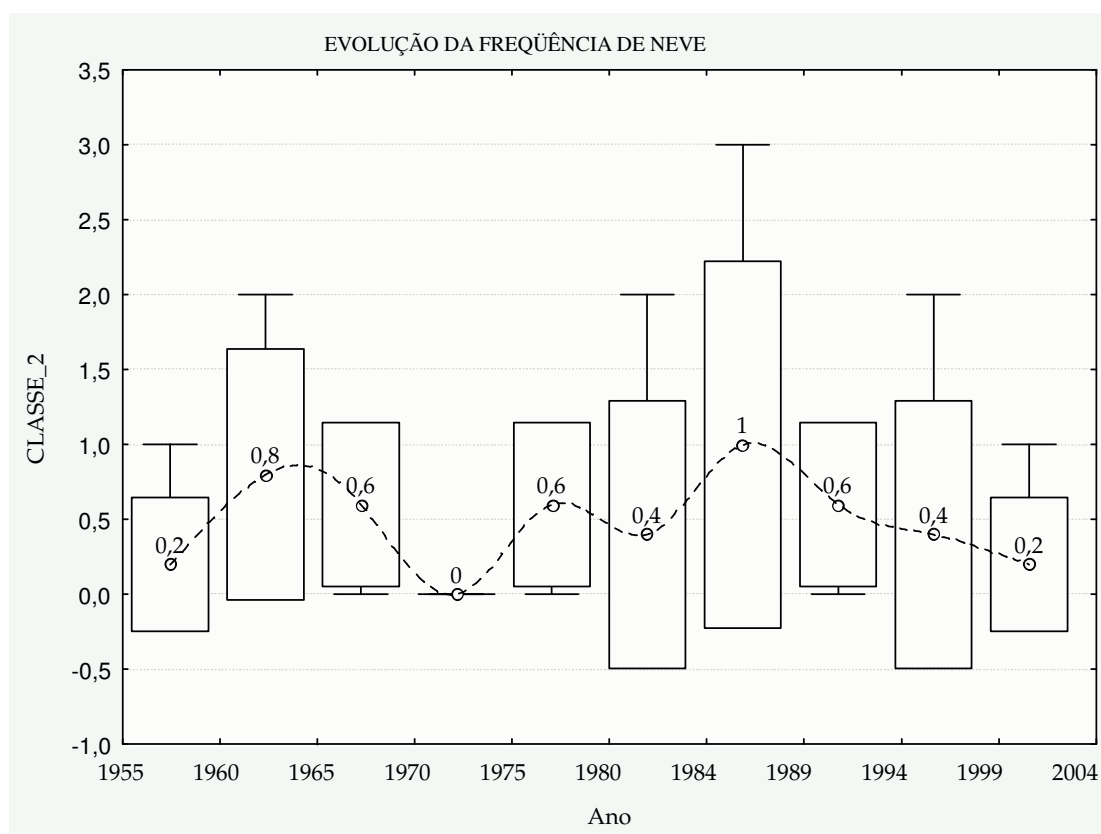


FIGURA 3.27 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das frequências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Segunda Classe.

A terceira classe, FIG. 3.28, apresentou padrão muito similar as duas outras. Na primeira fase, associada à oscilação fria da PDO, a média e desvio padrão das frequências de precipitação nival foram menores que na fase quente, em torno de 0,18 e 0,39 dia.ano⁻¹ respectivamente. Na fase quente os valores foram de 0,36 e 0,62 dia.ano⁻¹ para a média e desvio padrão. Apesar dessa classe apresentar poucos casos quando comparado aos anteriores, observa-se que em alguns anos ocorreram até duas nevadas devido a esse padrão de escoamento, especialmente nas décadas de 1980 e 1990. Esse é o padrão de escoamento associado ao sistema de alta pressão que já se deslocou até o Oceano Atlântico, deixando uma “bolha” de ar frio ainda continental, juntamente com uma ciclogênese no leste da Região Sul do Brasil. Justamente neste período foram registrados os eventos de El Niño mais fortes do século XX e veremos mais adiante que de fato o padrão dessa classe e de outras, associadas a processos ciclogênicos, são favorecidas quando esse fenômeno se estabelece.

A quarta classe, aquela relacionada às precipitações de neve associadas ao deslocamento das frentes frias, apresenta poucos eventos de neve em São Joaquim (FIG. 3.29). No entanto, é marcante a diferença entre os períodos de oscilação da PDO, na primeira fase analisada, a fria, praticamente não ocorreram nevadas. Já durante a fase quente, a partir de 1977, as nevadas passam a ser mais frequentes com pelo menos uma nevada a cada cinco anos, excetuando o período 1980-1985.

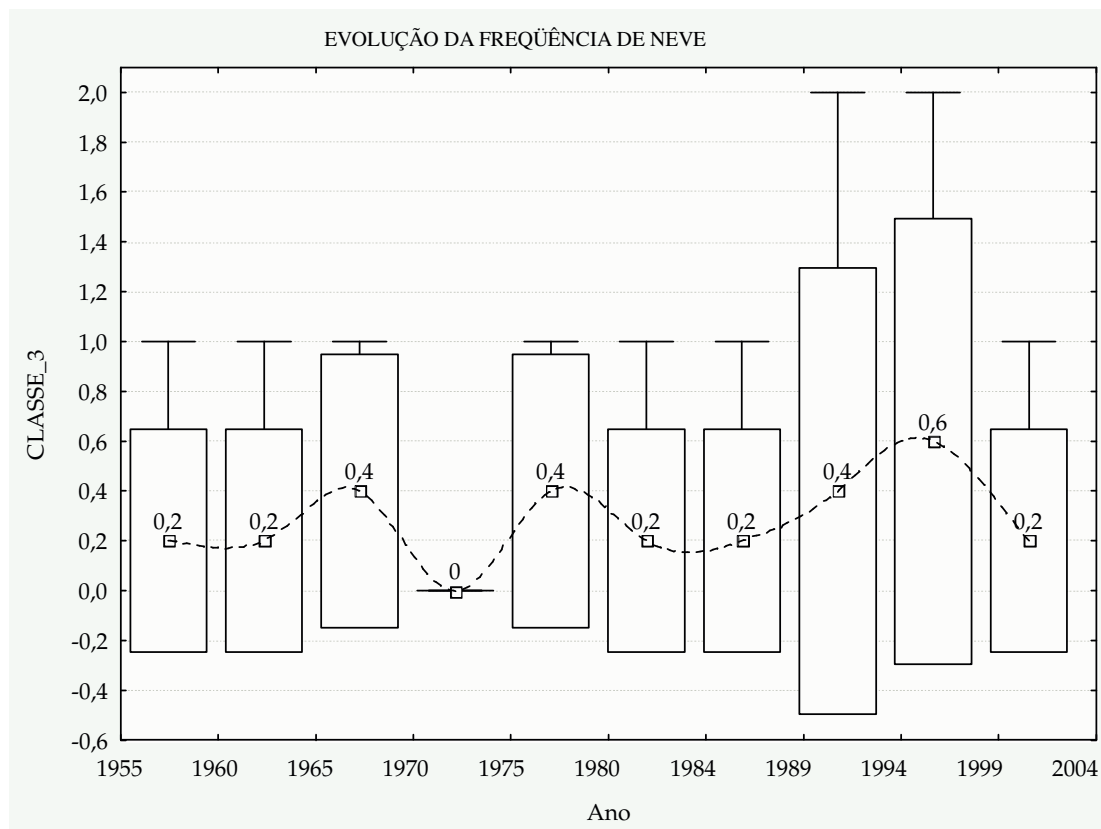


FIGURA 3.28 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das freqüências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Terceira Classe.

A quinta e sexta classe, FIG. 3.30 e 3.31, estão associadas ao deslocamento continental do anticiclone e que se localiza, em geral, sobre a região da nevada. Nessas classes, assim como nas demais, fica evidente que as nevasdas estão mais associadas à fase positiva da PDO, mesmo que em alguns casos não tenha ocorrido nenhum evento de neve no período de cinco anos. Já a fase negativa apresentou apenas um evento de neve em todo o período estudado.

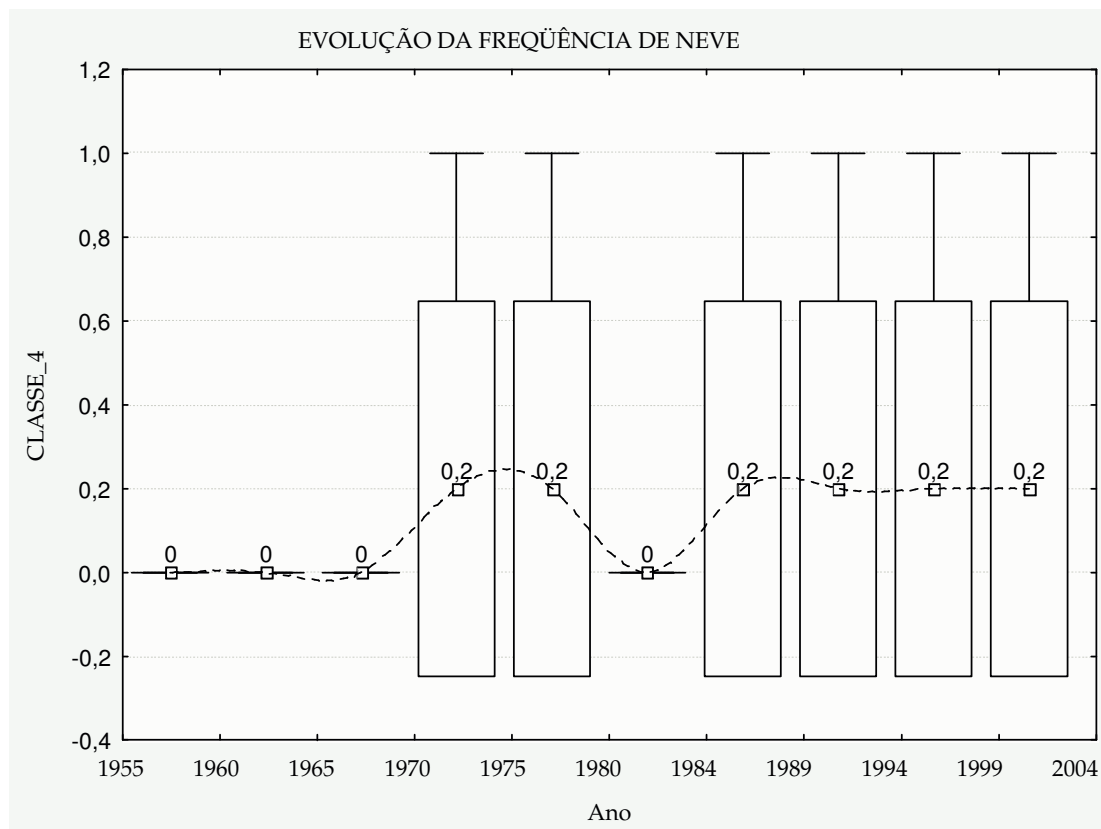


FIGURA 3.29 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das frequências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Quarta Classe.

Na sétima e última classe, aquela onde a neve ocorre associada a um grande anticiclone que se encontra ainda sobre o Oceano Pacífico associado com um ciclone no leste da Região Sul, contrário aos demais padrões identificados, a frequência de neve é maior na fase fria da PDO. Apenas nos últimos cinco anos, o período 2000-2004, é que a frequência volta a ser maior. Contudo, é importante ressaltar que nesse período a PDO apresentou as fases fria e quente, conforme FIG. 3.26, diferentemente de todos os outros períodos estudados onde existiu predominância mais clara de uma delas.

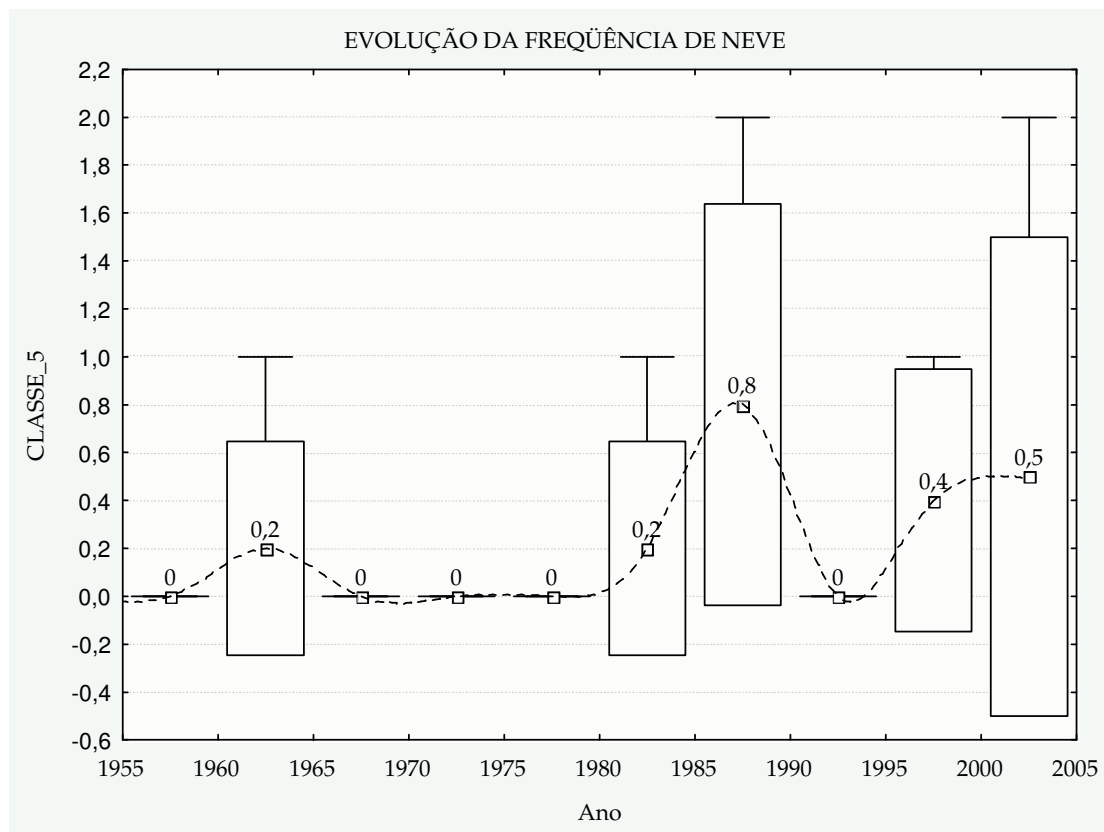


FIGURA 3.30 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das frequências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Quinta Classe.

Todos os resultados apresentados nesta seção mostram que os episódios de neve em São Joaquim são mais frequentes quando da fase quente da PDO. Ressalta-se que apesar da frequência ser maior nessa fase, o desvio padrão também é superior ao da fase fria, evidenciando a mal distribuição. É possível constatar que somente na classe sete ocorre menos nevadas na fase quente e com desvio padrão menor, apesar do número muito pequeno de casos nas classes 4 a 7. Como este estudo abrange somente dois períodos da PDO, não foi possível investigar indícios de mudanças na frequência das neves nos Estados do RS e SC. O número de eventos de neve nesses estados aumentou, ao longo do período em estudo, no entanto esse aumento pode estar relacionado somente a variação da PDO.

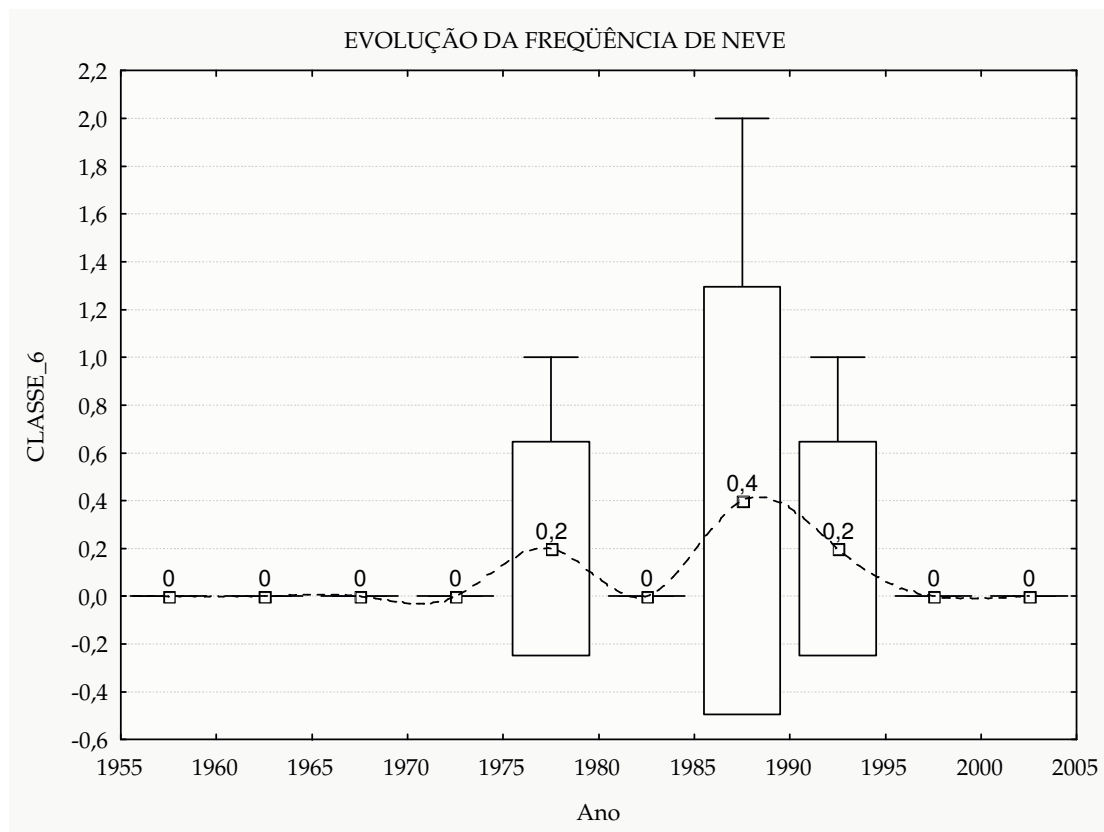


FIGURA 3.31 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das freqüências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Sexta Classe.

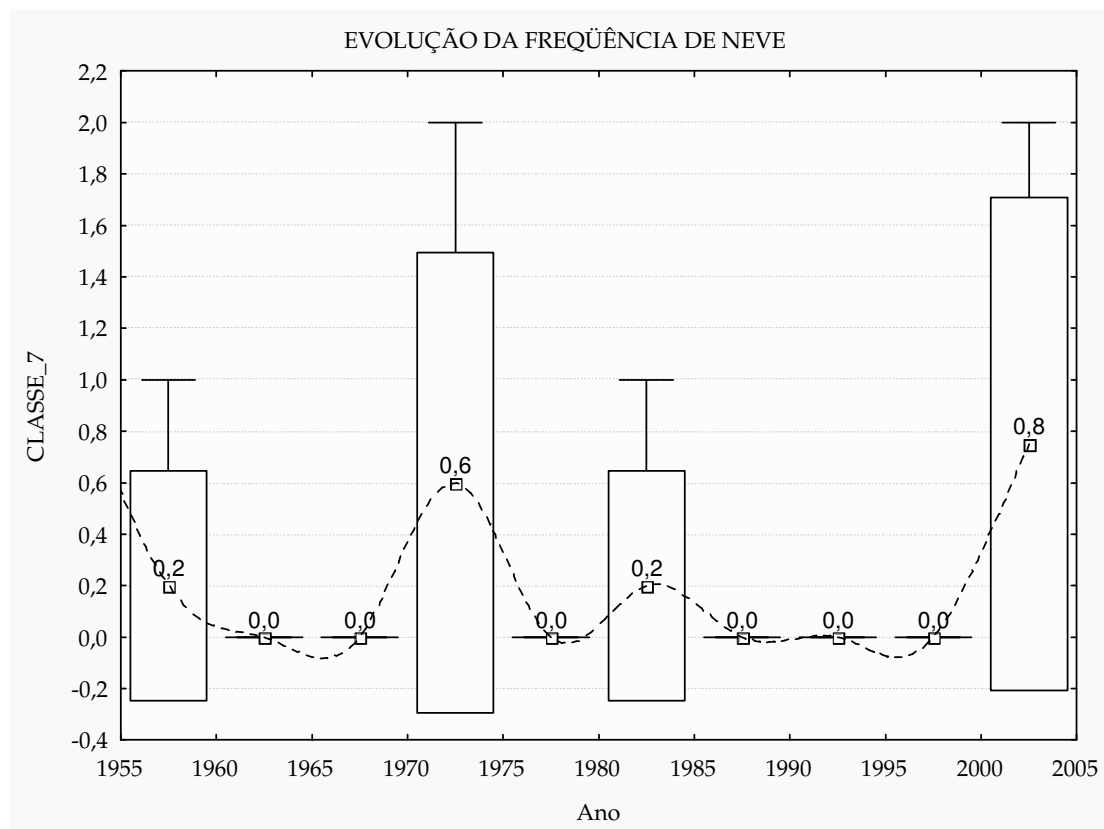


FIGURA 3.32 – Evolução temporal da média (valor central do bloco), desvio padrão (valores inferior e superior do bloco) e extremos das frequências de ocorrência de precipitação nival (extremos das hastes) em São Joaquim - SC, considerando períodos de cinco anos – Sétima Classe.

3.2.3 As nevascas em São Joaquim e sua relação com eventos ENOS

Nessa seção é avaliada a frequência da neve considerando cada uma das sete classes identificadas anteriormente. Na TAB. 3.3 são apresentados o número de eventos de nevada em cada fase do ENOS. Esse estudo só foi possível pelo considerável número de eventos de neve na cidade de São Joaquim. Por outro lado, não foi possível realizar a mesma análise para outras localidades.

TABELA 3.3

Número de eventos de neve em São Joaquim (SC) em cada uma das fases do ENOS, no período 1948-2004.

Classe	El Niño	La Niña	Neuto
1	18	21	39
2	4	4	16
3	5	2	7
4	2	0	4
5	1	3	6
6	0	2	2
7	2	2	5

A FIG. 3.33 mostra a frequência média anual de ocorrência de neve associada as sete classes, identificadas no item 3.1.2, em cada uma das fases do evento ENOS. A primeira classe, a mais frequente, apresenta média de 1,6 dias de neve por ano. Em anos de La Niña esse padrão é mais frequente, em torno de 1,75 dias por ano. Nos anos de El Niño também se tem frequência relativamente alta, em torno de 1,64 dias de neve ao ano. Os anos neutros são os que apresentam a menor frequência de neve, 1,44 dias por ano. Já a segunda classe mais frequente, aquela associada ao deslocamento de um anticiclone ao sul do continente Sul-Americano, apresenta comportamento oposto a primeira. Em anos de La Niña e El Niño são registrados o menor número de dias com eventos de neve, 0,3 e 0,4 respectivamente. Já os anos neutros são aqueles em os eventos de neve são mais frequentes, em média cerca de 0,6 dia por ano. Na terceira classe predominam nevadas em anos de El Niño, cerca de 0,5 dia por ano. Os anos de La Niña são aqueles que apresentam a menor frequência de nevadas, em torno de 0,2 dia por ano, seguida dos anos neutros com cerca de 0,3 dia por ano. A predominância das nevadas em anos de El Niño confirma a hipótese levantada

em 3.2.2, onde se sugere que o padrão dessa classe estaria associado aos mais fortes eventos de El Niño do século, registrados nas décadas de 1980 e 1990. A quarta classe de escoamento, mais rara conforme FIG. 3.33, está associada as nevadas provenientes de frentes frias, ocorrendo principalmente em anos de El Niño ou Neutros. Na série analisada não há registro de neve devido a frentes frias de anos de La Niña. As classes cinco e seis também são pouco frequentes, esses são padrões associados ao deslocamento continental do anticiclone sobre a região onde nevou. Tanto em uma quanto em outra classe, não há registro de nevadas em anos de El Niño, sendo mais frequentes em anos Neutros ou de La Niña. A última classe também apresenta baixa frequência de ocorrência de nevadas. Além disso, nessa classe podem ocorrer nevadas com a mesma probabilidade em qualquer uma das fases do ENOS, mesmo em anos de neutralidade climática.

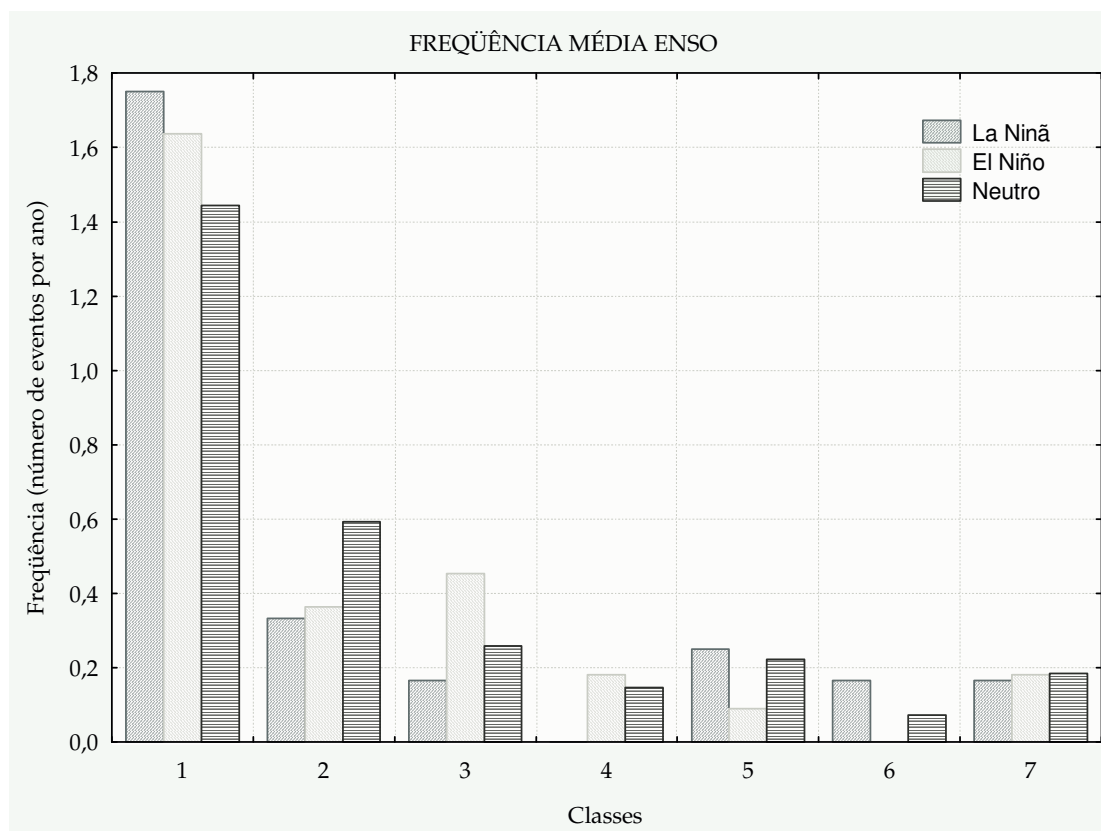


FIGURA 3.33 – Ocorrência média de dias com neve nas sete classes de padrões em São Joaquim para os anos de La Niña, El Niño e neutro.

Os resultados acima mostram claramente que os três padrões de circulação atmosférica mais freqüente em caso de nevada estão cada um associado mais fortemente a uma fase do fenômeno ENOS. A primeira classe às La Niñas, a segunda classe aos anos Neutros e a terceira classe aos El Niños.

3.3 Previsão de neve na serra catarinense: A construção de um índice característico

As previsões numéricas do tempo evoluíram muito no Brasil, especialmente nas últimas duas décadas com a criação do CPTEC/INPE. No entanto, as previsões de precipitação sobretudo de neve, ainda baseiam-se fortemente nos conhecimentos empíricos dos previsores. Como a precipitação nival no Brasil é um fenômeno relativamente raro, o próprio conhecimento desses previsores ainda é inadequado. Mesmo em grandes centros de previsão numérica do mundo, por exemplo, o *National Weather Service Forecast Office* (NWSFO) nos EUA, as previsões de precipitação nival não evoluíram no mesmo ritmo dos modelos numéricos e até hoje modelos empíricos criados por métodos de climatologia sinótica (*e.g.*, GORRE e YOUNKIN, 1966; BROWNE e YOUNKIN, 1970; COOK, 1980; SANGSTER e JAGLER, 1985; GORDON, 1998) são amplamente utilizados. Ou ainda, usa-se os modelos de ingredientes, como alguns pesquisadores chamam aqueles que tentam esclarecer os processos físicos responsáveis por esse tipo de precipitação (*e.g.*, os proposto por NIETKELD e KENNEDY, 1998; JANISH, 1996; ou WETZEL e

MARTIN, 2001) e que são os mais recentes para auxiliar as previsões de neve. Todas essas técnicas citadas foram viabilizadas por meio de estudos climatológicos das precipitações nivais nos EUA, não há o registro de nenhum estudo dessa natureza no Brasil. Nesta tese, elaborou-se a climatologia sinótica e dinâmica das nevasdas no país, conforme apresentado na seção 3.1.2 e, desses conhecimentos da circulação atmosférica, criou-se um índice diagnóstico que identificasse a situação de neve a partir de modelos numéricos de previsão de tempo.

3.3.1 Identificação da condição de neve para o planalto serrano catarinense

Doswell e Schultz (2006) defendem a utilização de variáveis diagnósticas para identificação de fenômenos meteorológicos e sua utilização como parâmetro de previsão, desde que sejam estabelecidos critérios rigorosos de validação. Essa seção dedica-se a apresentar uma técnica de identificação da condição de neve para o planalto catarinense, com base em estudos estatísticos de comparação entre a série histórica de ocorrência de neve no município de São Joaquim – SC e variáveis meteorológicas obtidas da reanálise do NCEP/NCAR. A técnica apresentada aqui se restringe a estabelecer quantitativamente o estado da atmosfera favorável para a ocorrência de neve, através do uso de um índice que associa algumas variáveis meteorológicas diagnósticas. Entretanto, lembra-se que não se tem a intenção de que esse índice substitua o necessário diagnóstico tridimensional da atmosfera realizado por meteorologistas previsores nos serviços operacionais de monitoramento e previsão de tempo.

Segundo Doswell e Schultz (2006) as variáveis diagnósticas podem ser classificadas como segue:

- a) Variáveis observadas simples: São aquelas medidas por instrumentos meteorológicos, tais como pressão, temperatura e direção e velocidade do vento;
- b) Variáveis calculadas simples: São calculadas a partir das variáveis observadas, utilizando fórmulas matemáticas relativamente simples. As variáveis calculadas comumente envolvem combinações, preferivelmente de base física, de duas ou mais variáveis observadas;
- c) Derivadas ou integrais (espacial ou temporal) de variáveis observadas ou calculadas: Essas quantidades diagnósticas permitem estimar termos específicos da estrutura atmosférica. Uma importante restrição nesses casos diz respeito aos erros de truncamento que surgem a partir dos limites de resolução temporal e espacial em dados meteorológicos, sejam observados ou modelados. Os cálculos de divergência, vorticidade e água precipitável são exemplos dessa classificação de variável diagnóstica;
- d) Variáveis combinadas: Essas caracterizam-se por procedimentos que combinam duas ou mais variáveis diagnósticas. O cálculo de advecção de temperatura é um exemplo dessa classificação de variável diagnóstica, que combina duas variáveis observadas simples, o vento e a temperatura. Outro exemplo para essa classificação é a convergência de fluxo de umidade, conforme apresentado por Banacos e Schultz (2005), que combina uma variável observada simples, o vento, e uma variável calculada, a taxa de mistura;

- e) Índices: A última classificação das variáveis diagnósticas pode ser dividida em duas sub-classes: (i) os índices baseados em expressões que descrevem processos físicos e (ii) os índices que representam, de forma mais ou menos arbitrária, a combinação de variáveis diagnósticas.

O índice desenvolvido nesse trabalho, denominado de Índice N, essencialmente tem a sub-classificação (ii) mostrada acima. Detalhes da construção, incluindo a escolha das variáveis diagnósticas, dos testes de validação, dos resultados e das limitações do método do índice N são mostrados a seguir.

3.3.1.1 A construção do “Índice N”

O desenvolvimento desse índice, como variável diagnóstica, partiu de uma avaliação estatística de várias variáveis meteorológicas, em diferentes níveis barométricos, da reanálise do NCEP/NCAR. No primeiro momento, calculou-se os coeficientes de variação, equação (3.1), de um total de dez variáveis em dez níveis da atmosfera, dos mais próximos à superfície até aqueles próximos à tropopausa, e em quatro horários diários. Como a série de dados com informações sobre a ocorrência de neve em São Joaquim indica apenas o dia que o fenômeno ocorreu, sem especificar o horário, para cada uma das dez variáveis obteve-se os valores máximo e mínimo diários ou então a quantidade total de algumas delas. Essas quantidades foram obtidas e ou calculadas para o ponto de grade mais próximo da localidade de São Joaquim em 160 dias de neve nessa cidade. O uso do coeficiente de variação, por ser um medida de

dispersão em termos relativos e adimensional (BARBETTA, 2004, p.75), viabilizou a comparação entre variáveis de magnitudes distintas.

$$cv = \frac{S}{x}, \text{ onde } S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (3.1)$$

onde, n é o número de eventos de neve, x_i é a variável no ponto de grade referente à São Joaquim e \bar{x} é a média dessa variável.

As primeiras variáveis a serem retidas na elaboração desse índice foram aquelas que apresentaram os menores coeficientes de variação, portanto um padrão mais recorrente em casos de nevadas. Essas variáveis simples e calculadas foram as seguintes: Z em 500 hPa (mínima do dia), P (máxima do dia), T em 2 metros e nos níveis de 925, 700, 600 e 500 hPa (mínima do dia), UR em 600, 700, 850 e 925 hPa (máxima do dia). Além dessas utilizou-se as seguintes variáveis derivadas ou integrais: Água Precipitável (AP) (máxima do dia), variação de T com a altura ($\partial T/\partial z$) entre os níveis de 850 e 700 hPa (máxima do dia) e variação do vento zonal com a altura ($\partial u/\partial z$) entre os níveis 850 e 500 hPa (máxima do dia), e a DVQ em 700 e 850 hPa (mínima do dia) que é uma variável combinada. Essas variáveis derivadas, integrais ou combinadas representam as forçantes de ascensão do ar, instabilidade, potencial de precipitação que juntamente com a temperatura representam os principais processos físicos envolvidos na precipitação nival (WETZEL e MARTIN, 2001). Todos estes dados são obtidos da reanálise do NCEP/NCAR, sendo que as variáveis diagnósticas derivadas ($\partial T/\partial z$ e $\partial u/\partial z$), integrais (AP) e combinadas (DVQ) são calculadas conforme apresentado no anexo A. Portanto, a escolha dessas variáveis diagnósticas foi baseada na constatação de que as mesmas apresentam baixo coeficiente de variação e pelo fato de serem

representativas dos principais processos físicos envolvidos na precipitação nival. Somado a isso, contribuiu para a escolha das variáveis a identificação de que os campos de P e Z em 500 hPa apresentam padrões característicos em casos de nevadas, conforme mostrado na seção 3.1.2.

Uma vez detectadas as variáveis mais relacionadas com o fenômeno neve, formulou-se uma expressão matemática para o índice N, na qual cada variável contribui separadamente para o valor de N, através da soma de termos individuais, conforme apresentado genericamente na equação 3.2:

$$N = \sum_i (termo)_i , \quad (3.2)$$

$$\text{onde } termo = K \left(\frac{va_{\max} - va}{va_{5-95\%}} \right) \text{ ou } termo = -K \left(\frac{va_{\min} - va}{va_{5-95\%}} \right) \text{ e } va_{5-95\%} = va_{\max} - va_{\min} .$$

Portanto, cada *termo* de N representa uma única variável (*va*) num determinado nível isobárico, sendo va_{\max} o valor dessa variável no percentil de 95% e va_{\min} o valor da variável no percentil de 5%. A formulação desse índice considera a padronização das variáveis de tal forma que todos os *termos* sejam adimensionais e de magnitudes comparáveis. O que permite a obtenção de ambas características é a ponderação dessas variáveis pelo intervalo compreendido entre os percentis 95 e 5%. A constante *K* possibilita impor pesos diferentes para cada *termo*. No entanto, sem considerar o peso atribuído para *K*, o valor de cada *termo* é 1 (maior que 1) quando a variável relacionada atinge o percentil 5 (menor que 5), enquanto que o valor do *termo* será 0 (menor que 0) no percentil 95 (maior que 95). Essa relação serve para as variáveis que, quanto menor o valor, mais elas podem contribuir para a ocorrência de neve (exemplo: T). Para os casos em que quanto menor o valor da variável, menos essa

variável contribui para a neve (exemplo: P), o *termo* terá sinal negativo na formulação do índice N e ainda substitui-se v_{\max} por v_{\min} .

O uso de percentis foi escolhido para determinar os limites superiores e inferiores das variáveis por não haver a necessidade dessas apresentarem distribuição normal, para determinar esta faixa de referência. Nesse sentido, Ramos (2007) apresenta o uso dos percentis como alternativa de limites de ponderação para o cálculo de capacidade de dados não normais. Nesse mesmo artigo o autor apresenta alguns índices de capacidade, utilizados em engenharia de produção, que seguem o mesmo princípio de determinação das variáveis do índice N.

Por fim, lembramos que a construção desse índice através dessa técnica implica em valores cada vez maiores para N, conforme aumenta a possibilidade de ocorrência de neve.

3.3.1.2 Testes de validação

Depois dos primeiros testes, através do método de tentativa e erro, eliminou-se a T em 2 metros e no nível de 600 hPa e a UR em 600 e 700 hPa, e então montou-se a primeira versão para a expressão de N, utilizando-se os valores de va_{\max} e va_{\min} de cada variável selecionada e igualando os pesos de todos os termos, com $K = 1$ para cada termo. A expressão resultante é dada por:

$$\begin{aligned}
N = & \left(\frac{5773 - Z_{500}}{233} \right) - \left(\frac{1013,6 - P}{22,2} \right) + \left(\frac{12,34 - T_{925}}{13,9} \right) + \\
& \left(\frac{4,74 - T_{700}}{16,8} \right) + \left(\frac{-10,76 - T_{500}}{14,3} \right) - \left(\frac{7,1 - AP}{25,3} \right) - \\
& \left(\frac{73 - UR_{925}}{27} \right) - \left(\frac{37 - UR_{850}}{63} \right) + \left(\frac{0,3062 - DVQ_{850}}{0,5399} \right) + \\
& \left(\frac{0,7072 - DVQ_{700}}{0,9721} \right) - \left[\frac{(0,00134 - \partial T / \partial z')}{0,00421} \right] - \left[\frac{0 - (\partial u / \partial z')}{0,008} \right]
\end{aligned} \tag{3.3}$$

O cálculo da equação 3.3, somente para os dias que ocorreram neve em São Joaquim, mostrou N variando entre 4 e 9. Com intuito de avaliar a importância individual de cada termo, foram realizados 12 testes para todos os dias do ano, utilizando a série histórica de 1990 a 2000, cada teste excluiu um dos *termos* da equação 3.3, adicionando aos demais 1/12 no valor de *K*, a fim de manter a mesma referência de valores encontrados para N, quando utilizados apenas os dias com precipitação nival. Os resultados desses testes, FIG. 3.38, demonstram claramente o principal propósito desse índice, que é apresentar maior Probabilidade de Ocorrência (PO) do fenômeno neve, conforme maior é o valor de N. O cálculo da PO é dado pela expressão $PO = (DN / DD) \times 100$, onde DN é número de dias de neve e DD é o número de dias que o cálculo de N de fato detectou como sendo um dia de neve. Um problema difícil de ser resolvido no desenvolvimento de uma variável diagnóstica é a detecção de casos que não houve ocorrência do fenômeno (DOSWELL *et al.*, 2002), entretanto, salvo raríssimas exceções, o índice N apresenta o DD coincidindo com os dias que de fato ocorreu neve, especialmente para os valores mais altos de N.

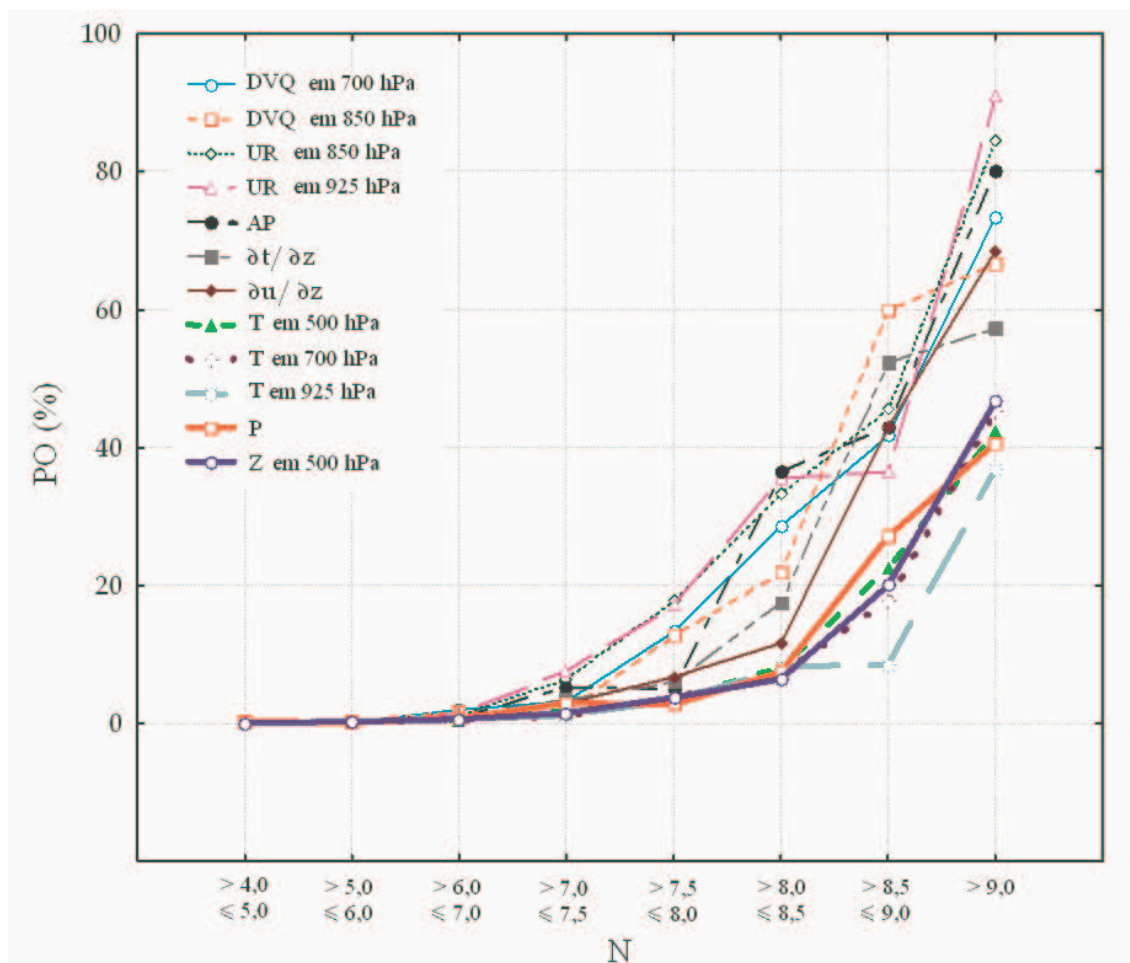


FIGURA 3.34 – Performance ($PO = (DN / DD) \times 100$), em %, para cada intervalo de N, para 12 rodadas diferentes. Cada rodada corresponde a equação 3.3 sem o termo indicado na legenda.

Outro importante resultado que se percebe no gráfico da FIG. 3.34 é a constatação de que os testes realizados sem os termos que representam P, Z e T, apresentam os piores desempenhos. Ou seja, essas variáveis mostraram-se essenciais para o cálculo de N, visto que sem os termos que as representam, a PO não superou 50%, nem mesmo para valores altos de N. A identificação desses termos, como sendo os principais condicionantes para a ocorrência de neve no planalto serrano de SC, reforça a necessidade do conhecimento dos padrões espaciais dessas variáveis em ocasiões de nevadas, conforme apresentado na seção 3.1.2.

Os cinco primeiros *termos* da equação 3.3 foram prioritários no cálculo de N. Por isso, efetuou-se outros testes para avaliação da performance de N utilizando esses *termos* somados à apenas um dos demais, conforme a equação 3.4.

$$\begin{aligned}
 N = & K_1 \left(\frac{5773 - Z_{500}}{233} \right) - K_2 \left(\frac{1013,6 - P}{22,2} \right) + K_3 \left(\frac{12,34 - T_{925}}{13,9} \right) + \\
 & K_4 \left(\frac{4,74 - T_{700}}{16,8} \right) + K_5 \left(\frac{-10,76 - T_{500}}{14,3} \right) + K_A (\textit{termo adicional})
 \end{aligned}
 \tag{3.4}$$

onde $K_1 = K_2 = K_3 = K_4 = K_5 = 2,4$.

A metodologia aplicada nesses testes foi similar à aplicada nos testes anteriores. O índice N foi calculado, novamente para o período 1990-2000, com os primeiros cinco termos da equação 3.4, sem o *termo adicional*. Os demais testes incluíram um *termo adicional* por vez, representativos das variáveis diagnósticas AP, UR, DVQ, $\partial T/\partial z$ e $\partial u/\partial z$. Todos os termos tiveram o mesmo peso, com $K_1 + K_2 + K_3 + K_4 + K_5 + K_A = 12$. O teste realizado sem o *termo adicional* também teve a soma dos pesos igual a 12, sendo todas as constantes K iguais.

Os resultados apresentados na FIG. 3.35 mostram que o índice N, sem o *termo adicional*, apesar de apresentar boa performance nos primeiros intervalos, mostrou picos mínimos secundários no quarto, sexto e sétimo intervalo de N. Esse resultado não é desejável, pois a performance de identificação da neve não melhora conforme aumentam os valores de N. Chama-se a atenção para o teste realizado com o *termo adicional* representativo da AP, que no que diz respeito a probabilidade, apresenta-se com a melhor performance, não fosse por um mínimo secundário encontrado no quinto intervalo. O segundo melhor resultado foi obtido do teste que

inclui o *termo adicional* representativo da DVQ no nível de 850 hPa, pois nesse caso o índice N apresenta valores crescentes de probabilidade conforme aumenta o valor de N.

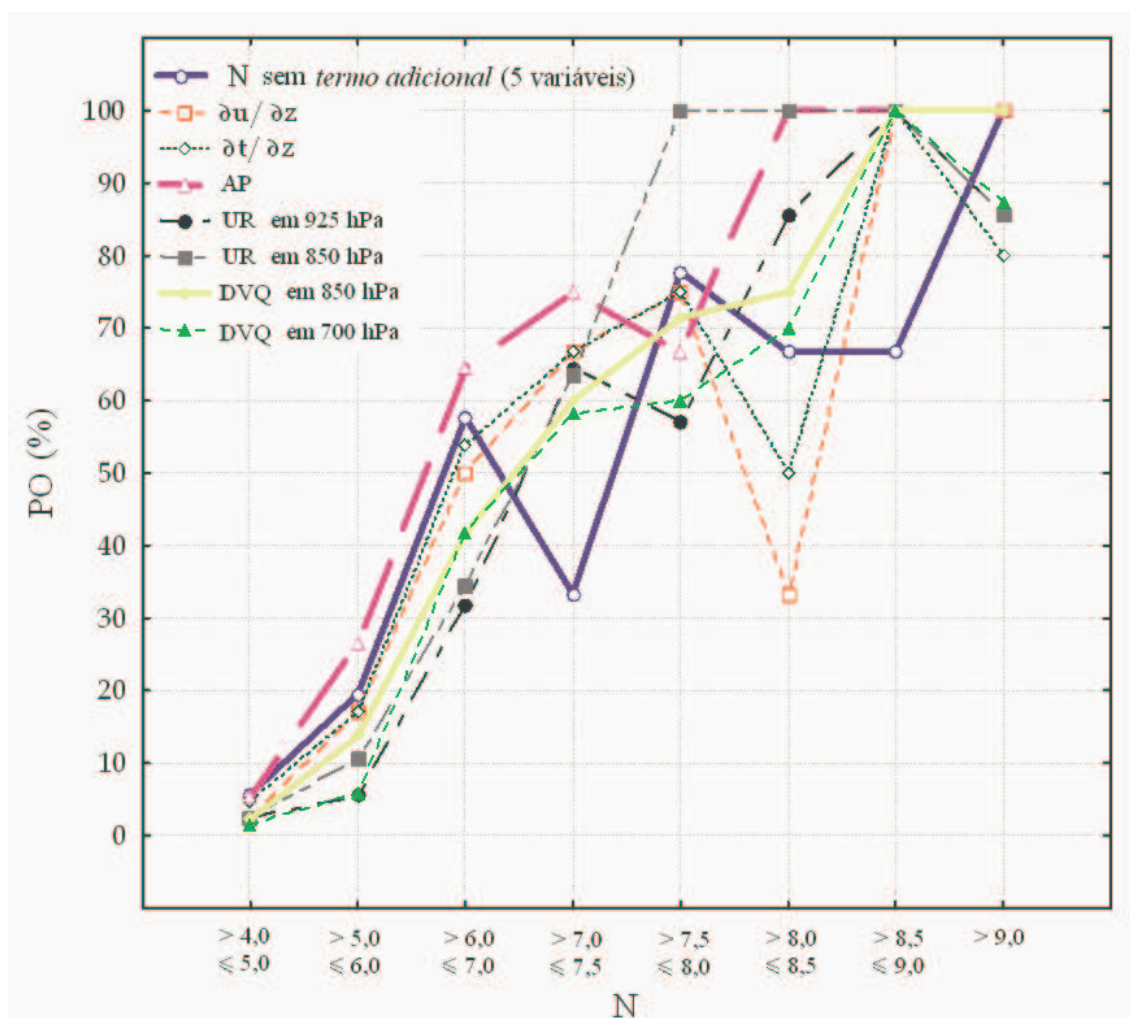


FIGURA 3.35 – Performance ($PO = (DN / DD) \times 100$), em %, para cada intervalo de N, para 8 rodadas diferentes. A linha azul corresponde a rodada de N, sem o *termo adicional*. As demais rodadas incluem um *termo adicional*, conforme mostra a legenda no canto superior esquerdo.

Os principais resultados encontrados sugerem que são dois os *termos adicionais* importantes a serem acrescentados na expressão 3.4, o termo da AP e o termo da DVQ em 850 hPa. Assim, a expressão final para N, com a inclusão desses dois termos, pode ser escrita como segue:

$$\begin{aligned}
N = & K_1 \left(\frac{5773 - Z_{500}}{233} \right) - K_2 \left(\frac{1013,6 - P}{22,2} \right) + K_3 \left(\frac{12,34 - T_{925}}{13,9} \right) + \\
& K_4 \left(\frac{4,74 - T_{700}}{16,8} \right) + K_5 \left(\frac{-10,76 - T_{500}}{14,3} \right) - K_6 \left(\frac{7,1 - AP}{25,3} \right) + \\
& K_7 \left(\frac{0,3062 - DVQ_{850}}{0,5399} \right)
\end{aligned} \tag{3.5}$$

onde $K_1 = K_2 = K_3 = K_4 = K_5 = K_6 = 1,8$ e $K_7 = 1,2$. O menor peso para o termo da DVQ foi estipulado com base em alguns ajustes finais, novamente através de tentativa e erro, realizados também para o período 1990-2000. Embora a soma dos pesos tenha se mantido sempre igual a doze em todos os testes, para a expressão final do índice N (equação 3.5), foi necessário um novo ajuste nos intervalos. Esse procedimento foi feito novamente calculando os valores de N somente para os dias de neve e, posteriormente calculando para todos os dias do período 1990-2000, considerando o número de casos de neve que ocorram em cada intervalo.

Outros três testes foram efetuados sem a utilização de um dos termos de T na equação 3.5, os resultados desses testes foram comparados através de um teste F (equação 3.6) com a hipótese $H_0 : \sigma_1^2 = \sigma_2^2$ e hipótese alternativa $H_1 : \sigma_1^2 \neq \sigma_2^2$. Onde, σ_1^2 : é a variância da população do N com todos os termos de T e σ_2^2 : a variância da população do N sem um dos termos de T. Os resultados desses testes mostraram que existem a possibilidade de duas versões finais do índice N, uma com e outra sem a T em 500 hPa, pois as mesmas não diferem significativamente a 5% de probabilidade. Esse resultado fornece indícios de que a precipitação nival talvez esteja mais relacionada a processos físicos de baixos níveis atmosféricos.

$$f = \frac{S_1^2}{S_2^2} \quad (3.6)$$

Onde, S_1^2 é a variância de N em uma das versões testadas no período diário entr 1990 e 2000; e S_2^2 a variância de N na outra versão testada no período diário de 1990 a 2000, considerando $S_1^2 > S_2^2$, ou seja a maior variância no numerador.

3.3.1.3 Resultados para três períodos da reanálise do NCEP/NCAR

A expressão final de N (equação 3.5) alcançou as principais vantagens esperadas, tais como valor crescente de probabilidade de identificação de situação favorável a ocorrência de neve à medida que o valor de N aumenta, e a detecção de mais de 60% dos casos de neve no intervalo de maior frequência do fenômeno.

Os resultados finais, apresentados na FIG. 3.36, foram obtidos para períodos reconhecidamente importantes da reanálise do NCEP/NCAR (KALNAY *et al.*, 1996). O primeiro período é o que compreende os anos de 1948 (início de nossa investigação) até 1956 quando, a partir daí, a reanálise passou a ter outro esquema de assimilação de dados. O segundo período é de 1957 até 2000, anos que a reanálise possui a mesma metodologia de assimilação de dados utilizada nos dias de hoje. O terceiro período compreende os anos de 1977 a 2000, que se refere ao segundo período da PDO discutida na seção 3.2.2. Os resultados dessas rodadas mostram claramente baixa performance do índice N quando se considera o período entre os anos 1948 e 1956, FIG. 3.36, o que já era esperado visto que esse período da reanálise do NCEP/NCAR refere-se a um período com assimilação de dados diferente da atual. Os

resultados para os períodos 1957-2000 e 1977-2000 são muito similares, com o maior número de casos ocorrendo entre os intervalos de 6 a 7,5 e probabilidade de ocorrência de neve em torno de 60% para o período 1977-2000 e de 55% para o período 1957-2000.

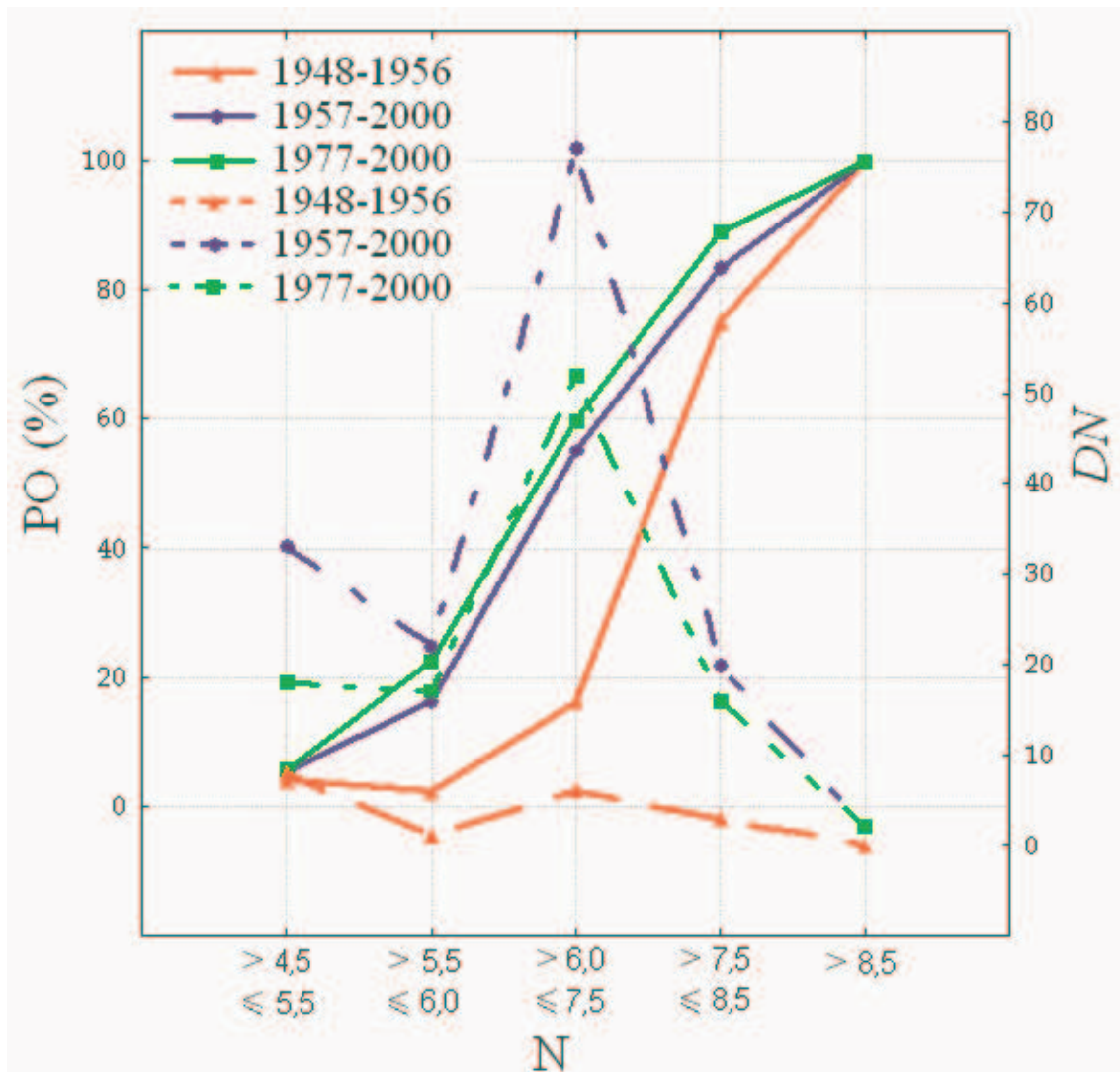


FIGURA 3.36 – As linhas cheias mostram a performance ($PO = (DN / DD) \times 100$), em %, para cada intervalo N, considerando três diferentes períodos, conforme legenda no canto superior esquerdo. As linhas tracejadas mostram o número de casos de neve (DN) para as rodadas dos três períodos.

CAPÍTULO 4

DISCUSSÕES

4.1 Padrões regionais dos eventos de precipitação de neve e sua abrangência

O primeiro foco deste estudo foi a existência ou não de padrões de circulações atmosféricas associadas à ocorrência de Neve no Sul do Brasil. Sim e diferentemente das conclusões de Souza (2002) esse padrão não é único. Encontramos sete classes distintas associadas a padrões específicos de circulações atmosféricas. Essas classes, em geral, estão associadas a padrões de escoamento característicos de inverno, onde um anticiclone transiente desloca-se ou começa sua incursão sobre a América do Sul (AS), com a formação de um ciclone, ou um amplo cavado, a leste do continente e que apresenta papel decisivo na brusca queda de temperatura ocorrida nas ocasiões de nevadas, uma vez que o mesmo intensifica o escoamento de sul através da intensificação da força gradiente de pressão maior nesses casos. Nessa condição encontramos quatro classes distintas (um, dois, quatro e sete). Essas quatro classes juntas são responsáveis por 78% dos casos de nevada, sem dúvida elas explicam grande parte dos casos estudados. Esses padrões de fato são muito similares, mas nossa classificação sinótica distinguiu um padrão do outro especialmente pela posição média do anticiclone móvel, pela presença ou não de sistema frontal, especificamente de uma frente fria e ainda devido ao comprimento de onda atmosférica característica.

Dessa forma, temos a primeira classe, aquela responsável por 47% dos casos de neve estudados, que está relacionada à incursão continental do anticiclone transiente, em média de 1028 hPa em 65°W e 30°S, com ciclogênese, centro do ciclone em média de 1010 hPa em 40°W e 37°S, no leste da AS. Esse foi o padrão encontrado por Souza (2002) utilizando apenas dados de superfície. Escobar *et al.* (2006) também detectou esse padrão, no entanto o autor classifica esse como o terceiro mais importante para as nevadas na região de São Joaquim. Os níveis médios dessa classe mostram um amplo cavado que se estende desde o Oceano Atlântico até a Região Sul do Brasil, com a presença do jato subtropical no flanco nordeste do mesmo, o que favorece a advecção de vorticidade negativa e intensifica o ciclone extratropical. Além disso, essa dinâmica também intensifica a advecção negativa de temperatura nos baixos níveis da atmosfera. Os altos valores de umidade relativa, desses níveis, estão associados ao flanco oeste do ciclone extratropical, onde os ventos deslocam-se grandes áreas sobre o oceano e atingem a costa leste da Região Sul. As temperaturas, em geral, negativas desde os níveis baixos da atmosfera até os superiores. A frente fria, associada ao ciclone, comumente já atua no Rio de Janeiro, mas uma frente fria secundária se desloca sobre as áreas onde nevou Satyamurty *et al.* (1990) estudou um caso de nevadas muito similar a esse padrão onde ele classifica esse sistema como cavado de mesoescala. O segundo padrão, da mesma forma, refere-se a um anticiclone em deslocamento pela AS, com a presença de um ciclone ou amplo cavado no leste. Neste caso a diferença é que o anticiclone desloca-se bem mais ao sul do continente que na primeira classe, em torno de 10°. Ainda, a intensidade do anticiclone é maior, cerca de 4 hPa em média, mais intenso e o ciclone por sua vez também é mais intenso, cerca de 2 hPa (devido ao forte gradiente de pressão, o qual é determinante na advecção de temperatura superior desse segundo padrão). Por isso, propicia neve em latitudes mais baixas, mesmo com um

anticiclone não continental. Escobar *et al.* (2006) classificou este como o padrão mais importante para a ocorrência de neve em São Joaquim. Esses dois primeiros padrões de escoamento apresentam as nevadas mais abrangentes deste estudo com eventos desde a mesoregião Sudeste do RS até a Norte de SC. Vale ressaltar que na primeira classe ocorreram eventos inclusive na mesoregião Metropolitana de Porto Alegre. Os padrões quatro e sete são muito similares entre si e com os demais comentados anteriormente, pois se tratam da incursão do anticiclone transiente na AS associado a um ciclone à leste do continente. O que é notável e diferente nesses casos é que os mesmos estão associados a ciclones mais intensos que nas classes um e dois, em média 1002 hPa, e o anticiclone ainda encontra-se no Oceano Pacífico, em média 1030 hPa. Isso demonstra o maior comprimento dessa onda atmosférica (100 a 120° de longitude) quando comparado aos padrões comentados anteriormente (50 a 60° de longitude). Portanto, ondas atmosféricas que podem estar associadas a eventos de bloqueios atmosféricos, conforme Fuentes (1996 e 1997). O escoamento de sul começa em torno dos 60°S e segue até em torno de 25°S, o forte gradiente de pressão e principalmente a longa pista de sul percorrida pelos ventos faz com que a advecção negativa de temperatura seja forte o suficiente para deixar as temperaturas negativas nas regiões em que neva. A grande diferença entre essas duas classes, que nos fez distinguir uma da outra, é a posição da frente fria que na classe quatro está sobre as áreas onde nevou e na classe sete ela já alcançou a Região Sudeste do Brasil. As demais características comentadas nas classes um e dois, de temperaturas negativas, altos índices de umidade no leste da Região Sul associados ao flanco oeste do ciclone extratropical, ou a passagem de uma frente fria, além do amplo cavado nos médios níveis e jato subtropical favorecendo a advecção de vorticidade negativa também foram verificadas nas classes quatro e sete. É notável que a abrangência de ambas classes fica restrita ao domínio norte deste estudo, e

que os eventos de neve ocorreram predominantemente nas mesorregiões Nordeste do RS e Serrana de SC. As classes cinco e seis foram as mais surpreendentes, pois as nevadas nessas classes estão associadas à presença de um anticiclone transiente com deslocamento continental sobre as áreas onde foram registradas as nevadas. Nesse caso, espera-se que o movimento vertical de escala sinótica seja totalmente descendente, o que em geral inibe completamente a formação de nebulosidade, mas conforme observado nesses casos podem ocorrer nevadas. Essas duas classes juntas são responsáveis por 13% dos casos de nevadas ocorridas. Nesses casos, ao contrário de todos os outros discutidos, o ciclone extratropical não desenvolve papel decisivo, pois tanto em um quanto em outro não se verifica a presença desse sistema atmosférico. A dinâmica responsável pelas nevadas encontradas nessas classes devem estar associadas à advecção positiva de umidade e negativa de temperatura causada pelo flanco leste do anticiclone transiente, que nesse caso já apresenta trajetória marítima e quando encontra a barreira da Serra Geral é forçado a subir expandindo e gerando nuvens do tipo orográficas e conseqüente neve nas áreas próximas aos obstáculos. Além disso, cavados de mesoescala também podem ser responsáveis pelo movimento ascendente e conseqüente precipitação nival. Essas características são evidenciadas pela abrangência dessas nevadas que atingem especialmente as áreas mais elevadas e voltadas para o vento de componente sul dos anticiclones e ainda aquelas mais a oeste e norte do domínio deste estudo pela presença dos cavados. É importante ressaltar que esses dois padrões não são referenciados na literatura, assim como os das classes quatro e sete. No estudo de Escobar *et al.* (2006) essas duas últimas classes citadas não foram detectadas certamente pelo domínio do estudo desse autor que não inclui a circulação dominante no Oceano Pacífico Sul. A terceira classe difere bastante primeiro por não estar associada ao deslocamento de um anticiclone transiente, em geral essa já se encontra no

Oceano Atlântico totalmente maritimizada, mas sim a presença de um ciclone despreendido na costa do RS e SC que deixa uma bolha de alta pressão fraca no setor sudoeste da AS. Esse caso apresenta uma dinâmica bem distinta das classes anteriores, pois a atmosfera já se encontrava com temperaturas baixas. Portanto, esse padrão não se refere ao primeiro dia de frio intenso ou de neve e está, em geral, associado aqueles casos onde a neve ocorre em mais de um dia ou onde o frio já dominara a região. O nível de 700 hPa possui as menores temperaturas médias constatadas, já o nível de 850 hPa apresenta temperaturas similares aos casos anteriores, isso é responsável por maior instabilidade atmosférica, uma vez que a taxa de variação vertical da temperatura é superior que nas demais classes. Com relação à média troposfera, a presença de um cavado muito similar às classes anteriores também é responsável por advecção fria nesse nível. A alta umidade relativa, nos baixos níveis atmosféricos, também está associada ao flanco oeste do ciclone extratropical. Nessa classe a neve ocorre predominantemente nas mesorregiões Nordeste do RS e Serrana de SC, no entanto esse, juntamente com o padrão da classe um, são os únicos padrões que causaram nevadas na mesorregião Metropolitana de Porto Alegre. Esse padrão foi classificado como o segundo mais freqüente por Escobar *et al.* (2006).

4.2 Comparações com processos similares no sudeste dos EUA

Os quatro padrões ciclogênicos, encontrados neste estudo, apresentam características de circulação atmosférica muito similar aquela discutida na literatura para as áreas do sudeste do EUA (*e.g.* MOTE *et al.*, 1997; PERRY *et al.*, 2007 e

CUVIELLO, 2007). O estudo de Mote *et al.* (1997) que avalia mais profundamente essas circulações é comparado com o presente estudo. A primeira característica em comum é o desenvolvimento de ciclone extratropical em latitude subtropicais sobre áreas oceânicas, portanto gerando circulação de umidade nas áreas onde ocorreram as nevadas tanto no sudeste dos EUA como no Sul do Brasil. Isotherma de 0 °C, em 850 hPa, muito próxima a região da nevada. Estruturas baroclínicas com cavados nos médios e altos níveis acompanhados de jato subtropical, no flanco leste, que intensificam a advecção de vorticidade ciclônica e por conseqüência a ciclogênese. Ventos intensos com fortes advecções de ar frio, a barlavento das áreas de serras, devido ao forte gradiente de pressão ocasionado por essa intensificação dos ciclones. CuvIELLO (2007) apresenta um padrão característico muito similar ao apresentado acima, no entanto, o autor avança na pesquisa e estuda as trajetórias em casos das nevadas no sudeste dos EUA. Ele avalia dois tipos de ciclones distintos, no entanto como o nosso estudo ocupa-se somente dos padrões momentâneos das nevadas não é possível identificar a gênese dos ciclones deste estudo. Na literatura consultada, esses foram os únicos padrões de circulação atmosférica comparáveis aos ocorridos no Sul do Brasil.

4.3 As variabilidades interanuais e decadais das nevadas no Sul do Brasil - Uma comparação com a situação dos Andes Central

O segundo foco desse estudo foi o de verificar a variabilidade interanual do fenômeno neve na Região Sul do Brasil, suas relações com as TSMs no Oceano Pacífico e sua evolução ao longo do último século. Nesse sentido, os resultados

mostraram que a neve nessa região ocorre de abril a setembro e preferencialmente em anos de Neutralidade Climática, o que pode estar associado aos ciclos típicos de El Niño e La Niña. Nos meses de inverno neva tanto em anos de El Niño quanto de La Niña, embora o mês de agosto apresente uma maior frequência de nevadas nos El Niños. Vários autores como Prieto (2002), Escobar e Aceituno (1998) e Masiokas *et al.* (2006) associam a maior frequência de nevadas na região central dos andes chilenos, em anos de El Niño, mas alguns deles afirmam que essa relação é complexa e dependem dos valores das anomalias de TSM na região do N34. Escobar e Aceituno (1998) ainda sugerem que a maior ocorrência de nevadas, no período de El Niño, podem estar associadas a maior atividade de bloqueios nos setor sudeste do Oceano Pacífico. Renwick (1998) mostra que esse tipo de bloqueio é mais frequente nessa fase do ENOS. Para a cidade de São Joaquim, observa-se que as classes quatro e sete apresentam circulações características desses bloqueios, a classe quatro apresenta maior média de casos por ano quando da fase quente ou neutra do ENSO. No entanto, a classe sete apresenta frequência média praticamente igual em qualquer fase desse fenômeno. No caso sul-brasileiro essa ligação entre a atividade de bloqueios e as nevadas não está clara. É notável que as nevadas precoces e tardias, aquelas que ocorrem antes ou depois do inverno, são mais frequentes em anos de La Niña. Bem como, aquelas associadas ao deslocamento continental dos anticiclones transientes, como é o caso das classes um, cinco e seis. Já as nevadas associadas a processos ciclogênicos com anticiclones amplos e maritimizados, como os das classes dois, três e quatro, apresentam frequência média anual maior em anos de Neutralidade ou de El Niño. Ainda para a cidade de São Joaquim, quando se compara à evolução dessas frequências ao longo do último século, percebe-se que o número de ocorrência de neve é maior a partir da década de setenta, a variabilidade da frequência também aumenta nesse período. Isto evidencia forte

modulação com as fases da Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) onde as nevasdas ocorrem predominantemente nos períodos quentes dessa oscilação. Ao mesmo tempo, os El Niños, segundo Mantua *et al.* (1997), são mais frequentes nesse mesmo período. Os Ciclones Extratropicais também apresentam-se mais frequentes como mostra Gan e Rao (1991). A única classe que apresenta um padrão diferente é o associado à sétima classe, uma daquelas associadas a quebra do padrão de Bloqueio Atmosférico no Oceano Pacífico. Resultados similares a esses são encontrados por Masiokas *et al.* (2006) quando avaliam as relações das nevasdas no Andes Central e verificam que para invernos “tardios”, de agosto a outubro, a frequência de nevasdas está relacionada às oscilações dos índices do N34, IOS e PDO.

4.4 Um índice diagnóstico de condições de neve - Vantagens e limitações

Um índice que combine variáveis diagnósticas com base em valores característicos obtidos a partir de técnicas estatísticas é capaz de quantificar com apenas um número vários processos físicos tridimensionais da atmosfera, envolvidos com o fenômeno meteorológico a ser identificado, que no caso desse índice N é o fenômeno neve. Entretanto, é evidente que um simples número não pode ser tomado como base fundamental na identificação de um fenômeno (Doswell e Schultz, 2006). Um índice, ou qualquer variável diagnóstica, desde que efetuados vários testes de validação, deve ser assumido apenas como mais uma ferramenta para a prática de monitoramento e previsão das condições meteorológicas. A análise tridimensional da atmosfera realizada

por previsores nos serviços operacionais de meteorologia é fundamental para essa prática.

Embora se tenha alcançado a versão final do índice N (equação 3.3, capítulo anterior) depois de inúmeros testes e ajustes com bons resultados, conforme apresentado na FIG. 3.36 – capítulo anterior, é necessário apontar os limites para sua utilização na identificação do fenômeno neve, como segue:

- A especificação dos valores utilizados nos termos que compõem o índice N, assim como os pesos de cada termo, são equivalentes à importância de cada variável diagnóstica e de cada processo físico da atmosfera para a ocorrência da precipitação nival. No desenvolvimento do índice N, essas especificações foram realizadas com base em toda a série histórica de dados. Entretanto, como visto na seção 3.1.2, mais de um padrão atmosférico foi identificado como causa para a ocorrência de neve. Dessa forma, um evento de neve associado fortemente a um determinado processo físico ou variável meteorológica, mas que se mostrou presente poucas vezes durante o período analisado nesse estudo, pode não ser claramente identificado pelo índice N;
- O índice N foi desenvolvido com referência em dias que ocorreram precipitação de neve no município de São Joaquim – SC. Por isso, chama-se a atenção para a sua possível ineficiência quando aplicado à outras localidades. Além disso, os resultados do índice N mostram apenas a probabilidade de ocorrência de neve para um determinado dia, sem indicar outras características do fenômeno, como intensidade e duração;

- A AP e a DVQ, presentes nos últimos dois termos do índice N, embora sejam representativas de processos físicos importantes para a precipitação nival, utilizam em seus cálculos integrais e derivadas, que podem apresentar problemas devido a erros de truncamento;
- O desenvolvimento do índice N com base nos dados da reanálise do NCEP/NCAR estabelece como causa para a ocorrência de neve quase que somente as condições atmosféricas de escala sinótica. A não consideração dos efeitos de meso escala pode acarretar em resultados errados para N quando esses efeitos são significativos e/ou quando o índice N é aplicado em campos meteorológicos com resolução maior que a do NCEP/NCAR;
- O índice N é essencialmente uma variável diagnóstica, entretanto, quando aplicado em campos meteorológicos prognosticados por modelos de PNT, este método pode também ser considerado como um parâmetro de previsão (Doswell e Schultz, 2006). Porém, ao se fazer isso deve-se considerar todos os limites das técnicas de PNT, tais como antecedência da previsão, tipos de construção das análises para inicialização dos modelos, condições de contorno laterais, resolução espacial (horizontal e vertical) e parametrizações utilizadas.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

5.1 Conclusões gerais

A precipitação de neve é um dos fenômenos meteorológicos mais raros no Brasil, isso por ocorrer em latitudes subtropicais onde as temperaturas não são, em condições normais, suficientemente baixas. Por ocasiões extremas de frio intenso esse fenômeno é verificado, sobretudo nas áreas mais elevadas da Região Sul do Brasil. Mas o conhecimento quanto aos mecanismos de formação, manutenção e dissipação do fenômeno não são totalmente conhecidos. Por isso, a necessidade de estudos como este, elaborados a partir de uma série longa (56 anos) e consistente de dados, que auxiliam no entendimento dos processos físicos envolvidos e como ferramenta adicional na previsão de tempo e de clima. O que pode resultar no aprimorando do planejamento de setores estratégicos diretamente dependentes dessas condições. Este estudo foi elaborado em três fases que são a detecção dos padrões atmosféricos sinóticos e dinâmicos, a abrangência espacial e variabilidade temporal desses padrões e o desenvolvimento um índice diagnóstico da atmosfera quando da ocorrência de nevadas em áreas da Região Sul do Brasil. Os principais resultados encontrados foram os seguintes:

- (1) Detecção de sete padrões de circulação atmosférica para ocorrência de nevadas. Três deles associados ao deslocamento continental de anticlones móveis, dois a sistemas mais amplos

localizados mais ao sul, portanto maritimizados, e ainda outros dois associados a ondas atmosféricas longas (ondas de bloqueio). Quatro desses são ciclogênicos e os ciclones desempenham papel fundamental nesses padrões, pois intensificam a baroclinia e as advecções de frio e umidade. Esses padrões denotam um avanço no conhecimento das condições para ocorrência de nevasdas no Brasil uma vez que estudos prévios não identificaram todas essas classes;

- (2) Reconhecimento das áreas de abrangência das nevasdas associadas a cada padrão encontrado, sendo as áreas das mesorregiões Nordeste do RS e Serrana de SC aquelas que apresentam a maior frequência do evento;
- (3) Identificação da variabilidade mensal da frequência de ocorrência de nevasdas e suas relações com os eventos ENOS, onde as nevasdas tardias e precoces ocorrem preferencialmente em anos de Neutralidade ou La Niña;
- (4) A avaliação da variabilidade interanual da frequência de ocorrência de nevasdas em São Joaquim, para cada uma das classes encontradas, e suas relações com a PDO, mostrou que a frequência de nevasdas é maior na fase quente da PDO;
- (5) Descoberta dos padrões de escoamento atmosférico, responsável pelas nevasdas, em cada uma das fases do ENOS. Cada um dos três padrões principais apresentaram relação com uma das fases do ENOS. A primeira classe às La Niñas, a segunda classe aos anos Neutros e a terceira classe aos El Niños;

- (6) O índice diagnóstico mostrou-se capaz de quantificar, com apenas um número, vários processos físicos tridimensionais da atmosfera favoráveis à ocorrência de neve no planalto serrano catarinense.

5.2 Trabalhos Futuros

Este estudo consiste numa contribuição adicional ao conhecimento dos sistemas meteorológicos de escala sinótica, responsável pelas nevadas no Brasil, uma vez que identifica padrões atmosféricos tridimensionais para a ocorrência do fenômeno. Além disso, os resultados deste trabalho podem auxiliar na previsão climática, uma vez que identifica os períodos climáticos mais favoráveis ao fenômeno. E ainda cria uma ferramenta adicional para a previsão (na escala de dias) do fenômeno neve através de um índice denominado “índice N”. Contudo, ressalta-se que o processo físico responsável pelas nevadas não está associado exclusivamente à escala sinótica, portanto todos os instrumentos desenvolvidos nesta tese não esgotam o assunto. Por isso, seguem algumas sugestões de trabalhos futuros:

- Avaliar aspectos de mesoescala como o papel do relevo nas nevadas, através de modelos numéricos de maior resolução, em cada uma das classes deste estudo;
- Testar o índice N em modelos de mesoescala e em modelos globais com resolução espacial maior que a reanálise do NCEP-NCAR;
- Avaliar o papel dos jatos de baixos níveis nas circulações transversais das classes ciclogénicas;
- Avaliar o papel do jato subtropical nas classes ciclogénicas;

- Definir trajetórias características dos anticiclones e ciclones através de esquema computacional automático;
- Avaliar a relação entre as frequências de nevadas e outra oscilações de baixa frequência além do ENSO e PDO.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BANACOS, P. C.; SCHULTZ, D. M. The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: Historical and operational perspectives. **Weather and Forecasting**, v. 20, p.351-366, 2005.
- BARBETTA, P. A.; REIS, M. M.; BORNIA, A. C. **Estatística para Cursos de Engenharia e Informática**. São Paulo: Atlas S. A., 2004.
- BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-Dynamic Meteorology in the Midlatitudes: Principles of Kinematics and Dynamics**. Oxford: Oxford University Press, 1992. 431p.
- BROWNE, R. F.; YOUNKIN, R. J. Some relationships between 850-millibar lows and heavy snow occurrences over the central and eastern United States. **Monthly Weather Review**, v. 98, n. 5, p.399-401, 1970.
- CLIMANÁLISE ESPECIAL. São José dos Campos – SP: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC/INPE, 1986.
- COOK, B. J. A snow index using 200 mb warm advection. **National Weather Digest**, v. 5, p.29-40. 1980.
- CUVIELLO, M. P. **A model for refining precipitation-type forecasts for winter weather in the Piedmont region of North Carolina on the basis of partial thickness and synoptic weather patterns**. 2007. 87 f. Dissertação (Mestrado) - Climatology -Department of Geography, Chapel Hill, 2007.
- DEWEY, K. F. An objective forecast method developed for lake ontario induced snowfall. **Monthly Weather Review**, v. 18, n. 6, p.787-793, 1979.
- DIAZ, A. E.; STUDZINSKI, C. D.; MECHOSO, C. R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. **Journal of Climate**, v. 11, n. 2, p.251-271, 1998.

- DINIZ, G. B. **Determinação de preditores informativos visando a um modelo de previsão climática de temperaturas máxima e mínima para regiões homogêneas do Rio Grande do Sul.** 2002. 167f. Tese (Doutorado) – Agrometeorologia. Faculdade de Agronomia, UFRGS, Porto Alegre, 2002.
- DOSWELL III, C. A.; SCHULTZ, D. M. On the use of indices and parameters in forecasting severe storms. **Electronic Journal Severe Storms Meteorological**, v. 1, n. 3, p.1-22, 2006.
- DOSWELL III, C. A.; BACKER, D. V.; LILES, C. A. recognition of negative mesoscale factors for severe weather potential: A case study. **Weather and Forecasting**, v. 17, n. 5, p.937-954, 2002.
- ESCOBAR, G. C. J.; ALMEIDA, J. M. V.; BEZERRA, W. A. situações meteorológicas associadas a ocorrência de neve em São Joaquim (SC). In: XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2006. Florianópolis, 2006.
- ESCOBAR, F.; ACEITUNO, P. Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival em el sector andino de Chile Central durante el invierno. **Bulletin de l'institut français d'études andines**, v. 27, n. 3, p.753-759, 1998.
- FONTANA, D. C.; BERLATO, M. A. Influência do El Niño Oscilação Sul sobre a precipitação pluvial no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 5, n. 1, p.127-132, 1997.
- FUENTES, M. V.; SIMÕES, J. C. Padrões de circulação atmosférica associados a ocorrência de neve no sul do Brasil em julho de 2000. In: XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2006. Florianópolis, 2006.
- FUENTES, M. V. **Climatologia de bloqueios próximos a América do Sul e seus efeitos.** 70f. 1997. Dissertação (Mestrado) - Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos - SP. 1997
- FUENTES, M. V. Bloqueios. **Climanálise**. Ed. Esp. 10 anos. São José dos Campos - SP, v. 11, p. 70-89, 1996.
- GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p.1293-1302, 1991.

- GORDON, J. D. A comprehensive winter weather forecast checklist. **Scientific Services Division Applied Research Paper**, NWS Central Region Headquarters. [Available from NOAA/National Weather Service Central Region Headquarters, Kansas City, MO 64106-2897.] 1998.
- GORRE, P. A.; YOUNKIN, R. J. Synoptic climatology of heavy snowfall over the central and eastern United States. **Monthly Weather Review**, v. 94, n. 11, p.663-668, 1966.
- GRIMM, A. M.; TELEGINSKI, S. E.; FREITAS, E. D.; COSTA, S. M. S.; FERLIZI, P. G.; GOMES, J. Anomalias de precipitação no sul do Brasil, em eventos El Niño. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1996, Campos do Jordão, v. 2, p.1098-1102, 1996.
- GROISMAN, P. Y.; EASTERLING, D. R. Variability and trends of total precipitation and snowfall over the United States and Canada. **Journal of Climate**, v. 7, n. 1, p.184-205, 1993.
- GURKA, J. J.; AUCIELLO, E. P.; GIGI, A. F.; WALDSTREICHER, J. S.; KEETER, K. K.; BUSINGER, S.; LEE, L. G. Winter weather forecasting throughout the eastern United States. Part II: An operational perspective of cyclogenesis. **Weather and Forecasting**, v. 10, p.21-41. 1995.
- HAKIM, G. J.; UCCELLINI, L. W. Diagnosing coupled jet-streak circulations for a northern plains snow band from the operational nested-grid model. **Weather and Forecasting**, v. 7, n. 1, p.26-48, 1991.
- HARRINGTON JUNIOR, J. A.; CERVENY, R. S.; DEWEY, K. F. A climatology of mean monthly snowfall for the conterminous United States: Temporal and Spatial Patterns. **Journal of Applied Meteorology**, v. 26, n. 8, p.897-912, 1987.
- HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. 3. ed. New York: Academic Press, 1992. 511 p.
- HOSKINS, B. J.; DRAHICI, I.; DAVIES, H. C. A new look at the omega equation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 104, p.31-38, 1978.
- IBGE. **Geociências: Divisão Regional - Mesorregião**, 2008. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geografia/default_div_int.shtm> Acesso em: 03 março 2008.

JISAO. **Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean: Pacific Decadal Oscillation**. Washington: University of Washington, 2007. Disponível em: <<http://jisao.washington.edu/pdo/>>. Acesso em: 12 agosto 2007.

JANISH, P. R.; CRISP, C. A.; CORTINAS Jr., J. V.; HOLLE, R. L.; JOHNS, R. H. Development of an ingredients based approach to forecasting winter weather in an operational environment. In: 15th CONF. ON WEATHER ANALYSIS AND FORECASTING, Norfolk, VA, Amer. Meteor. Soc., p.56-59. 1996.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, K. C. Mo; REPELEWSKI, C.; WANG, J., JENNE, R.; JOSEPH, D.. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p.437-471, 1996

KARL, T. R.; GROISMAN, P. Y.; KNIGHT, R. W.; HEIM Jr., R. R. Recent variations of snow cover and snowfall in north America and their relation to precipitation and temperature variations. **Journal of Climate**, v. 6, n. 7, p.1327-1344, 1993.

KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; DOOL, H.; JENNE, R.; FIORINO, M. The NCEP-NCAR 50-Year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, p.247-267, 2001.

KUSUNOKI, K.; MURAKAMI, M.; HOSHIMOTO, M.; ORIKASA, N.; YAMADA, Y.; MIZUNO, H.; HAMAZU, K.; WATANABE, H. The characteristics and evolution of orographic snow clouds under weak cold advection. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 1, p.174-191, 2003.

LOHMANN, U. Can Anthropogenic aerosols decrease the snowfall rate?. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 20, p.2457-2468, 2004.

LOPES, F. Z. **Relação entre o MEI (Multivariate ENSO Index) e a precipitação pluvial no Estado do Rio Grande do Sul**. 122f. 2006. Dissertação (Mestrado) - Meteorologia –Faculdade de Meteorologia, UFPEL, Pelotas, 2006.

MACHADO, F. P. **Contribuição ao Estudo do Clima do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1950. 91 p.

- MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p.1069-1079. 1997.
- MARQUES, J. R.; FONTANA, D.; MELLO, R. W. Estudo da correlação entre a temperatura da superfície dos oceanos Atlântico e Pacífico e o NDVI, no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 9, n. 4, p.520-526, 2005.
- MASIOKAS, M. H.; VILLALBA, R.; LUCKMAN, B. H.; QUESNE, C. L.; ARAVENA, J. C. Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-Scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. **Journal of Climate**. v. 19, n. 24, p.6334-6352, 2006
- MELDE, D. T. **Analysis of a Heavy Snow Event Using PCGRIDDS**. NOAA's National Weather Service Regional Office. Disponível em: <<http://www.crh.noaa.gov/crh/?n=arp16-10>>. Acesso em: 14 julho 2005.
- MOORE, J. **Critical Processes Attending Heavy Banded Snowfall with Illustrations from Case Study Events**. Disponível em: <<http://www.eas.slu.edu/CIPS/2004.html>>. Acesso em: 15 setembro 2005.
- MOTE, T. L.; GAMBLE, D. W.; UNDERWOOD, S. J.; BENTLEY, M. L. Synoptic-Scale features common to heavy snowstorms in the southeast United States. **Weather and Forecasting**. v. 12, n. 1, p.5-23, 1997.
- MOURA, A. D. Von Neumann e a previsão numérica de tempo e clima. **Estudos Avançados**, São Paulo, v. 10, n. 26, 1996. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S010340141996000100-021&lng=en&nrm=iso>. Acesso em: 18 Setembro 2008. doi: 10.1590/S0103-40141996000100021.
- NIETFELD, D. D.; KENNEDY, D. A. Forecasting snowfall amounts: An ingredients-based methodology supporting the Garcia method. In: 16th CONF. ON WEATHER ANALYSIS AND FORECASTING, Phoenix, AZ, Amer. Meteor. Soc., p.385-387. 1998.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**: Superintendência de Recursos Naturais e Meio Ambiente (SUPREN). Rio de Janeiro: IBGE, 1979. 422 p.

- OLIVEIRA, P. J.; ROCHA, E. J. P.; FISCH, G.; KRUIJT, B.; RIBEIRO, J. B. M. Efeitos de um evento de friagem nas condições meteorológicas na Amazônia: um estudo de caso. **Acta Amazônica**, v. 34, n. 4, p.613-619, 2004.
- PATTEN, J. M.; SMITH, S. R.; O'BRIEN, J. J. Impacts of ENSO on snowfall frequencies in the United States. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 5, p.965-980, 2003.
- PERRY, L. B.; KONRAD, C. E.; SCHMIDLIN, T. W. Antecedent upstream air trajectories associated with northwest flow snowfall in the southern Appalachians. **Weather and Forecasting**, v. 22, n. 2, p.334-352, 2007.
- PEZZA, A.B.; AMBRIZZI, T. Ondas de frio na América do Sul e temperaturas geladas em São Paulo: análise histórica (1888-2003) e estudos de casos e trajetórias de ciclones e anticiclones. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p.141-158, 2005.
- PRIETO, M. R.; HERRERA, H. G.; CASTRILLEJO, T.; DUSSEL, P. I. Recent climatic variations and water availability in the central Andes of Argentina and Chile (1885–1996). The use of historical records to reconstruct climate (in Spanish). **Meteorologica**, v. 25, n. 1-2, p.27-43, 2000.
- PUCHALSKI, L. A. **Efeito associado ao El Niño e La Niña na temperatura média, precipitação pluvial e no déficit hídrico no Rio Grande do Sul**. 2000. 100f. Dissertação (Mestrado) – Agrometeorologia. Faculdade de Agronomia, UFRGS, Porto Alegre, 2000.
- RAMOS, A. W. Estudos de capacidade para dados não-normais. **Departamento de Engenharia de Produção – EPUSP**, 2008. Disponível em: <http://portal.vanzolini-ead.org.br/siteBuilder/upload/br/site_141/arquivos/secao_488/Johnson.pdf>. Acesso em: 12 setembro 2007.
- RENWICK, J. A. ENSO-related variability in the frequency of South Pacific blocking. **Monthly Weather Review**, v. 126, p.3117-3123, 1998.
- ROGERS, R. R.; YAU, M. K. **A Short Course in Cloud Physics**. New York: Pergamon Press, 1994. 293 p.

- SANGSTER, W. E.; JAGLER, E. C. The (7WG, 8WT) “Magic” Chart. **CR Technical Attachment** 85-1, NOAA/NWS Central Region, Kansas City, MO, 5 pp. [Available from NOAA/National Weather Service Central Region Headquarters, Kansas City, MO 64106-2897.] 1985.
- SATYAMURTY, P.; ETCHICHURY, P.; STUDZINSKY, C.; CALBETE, N.; LOPES, R.; GLAMMELSBACHER, I. A.; GLAMMELSBACHER, E. A. A primeira friagem de 1990: uma descrição sinótica. **Climanálise**, São José Dos Campos - SP, v. 5, n. 5, p.43-51, 1990.
- SATYAMURTY, P. **Rudimentos de Meteorologia**. São José Dos Campos - SP: INPE, 2004. 143 p. CD-ROM.
- SCHMITZ, C. M. **A Neve no Rio Grande do Sul**. 2000. 73f. Trabalho de Conclusão de Curso (Superior) - Geografia, Departamento de Geografia, UFRGS, Porto Alegre, 2000.
- SCHMITZ, C. M. **A Precipitação de neve no Brasil meridional**. 2007. 67f. Dissertação (Mestrado) - Geografia, Departamento de Geografia, UFRGS, Porto Alegre, 2007.
- SERREZE, M. C.; CLARK, M. P.; MCGINNIS, D. L.; ROBINSON, D. A. Characteristics of snowfall over the Eastern half of the United States and relationships with principal modes of low-frequency atmospheric variability. **Journal of Climate**, v. 11, n. 2, p.234-250, 1998.
- SPIEGLER, D. B.; FISHER, G. E. A snowfall prediction method for the Atlantic Seaboard. **Monthly Weather Review**, v. 99, n. 4, p.311-325, 1971.
- SMITH, S. R.; O'BRIEN, J. J. Regional snowfall distributions associated with ENSO: Implications for seasonal forecasting. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 6, p.1179-1191, 2001.
- SNAIDER, P. P. **Las precipitaciones nivales en la República Argentina**. Disponível em: <<http://web.unne.edu.ar/cyt/humanidades/h-039.pdf>>. Acesso em: 16 janeiro 2006.
- SOUZA, R. O. **Caracterização dos Invernos no Sul do Brasil em Função dos Dias de Neve e da Participação das Massas de Ar**. 2002. 148 f. Tese (Doutorado) - Geografia, Departamento de Geografia, USP, São Paulo, 2002.

- SOUZA, R. O. **A Ocorrência de Neve em Planaltos Subtropicais**. 1997. 144 f. Dissertação (Mestrado) - Geografia, Departamento de Geografia, USP, São Paulo, 1997.
- SOUZA, R. O. Contribuição ao estudo de ocorrência de neve intensa no Sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEÓGRAFOS, 5., 1994, Curitiba. **Congresso Brasileiro de Geógrafos**. Curitiba: AGB, 1994. v. 1.
- SOUZA, R. O. Algumas considerações sobre a neve no Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFICA FÍSICA APLICADA, 4., 1991, Porto Alegre. **Simpósio de Geografica Física Aplicada**. Porto Alegre: Anais, 1991. v. 1, 469p.
- SUTCLIFFE, R. C. A contribution to the problem of development. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 73, p.370-383, 1947.
- UCCELLINI, L. W.; KOCIN, P. J.. The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the east coast of the United States. **Weather and Forecasting**, v. 2, n. 4, p.289-308, 1987.
- VAREJÃO, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. 2º. ed. Brasília: Pax, 2001. 515 p.
- VIANELLO, R. L. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa: Imprensa Universitária, 1991. 448 p.
- WESLEY, D. A.; RASMUSSEN, R. M.; BERNSTEIN, B. C. Snowfall associated with a terrain-generated convergence zone during the winter icing and storm project. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 10, p.2957-2977, 1995.
- WETZEL, M.; MEYERS, M.; BORYS, R.; MCANELLY, R.; COTTON, W. Mesoscale snowfall prediction and verification in mountainous terrain. **Weather and Forecasting**, v. 19, n. 5, p.806-828, 2004.
- WETZEL, S. W.; MARTIN, J. E. An operational ingredients-based methodology for forecasting midlatitude winter season precipitation. **Weather and Forecasting**, v. 16, n. 1, p.156-167, 2001.
- WICHANSKY, P. S.; HARNACK, R. P. A diagnosis of tropospheric effects upon surface precipitation amount for a sample of east coast snowstorms. **Weather and Forecasting**, v. 15, n. 3, p.339-348, 2000.

WILLIAMS, M. **Snow Formation in the Atmosphere**. Institute of Arctic & Alpine Research. Disponível em: <<http://snobear.colorado.edu/Markw/Snow-Hydro/Atmos-phere/atmos.html>>. Acesso em: 13 janeiro 2006.

WOLFF, N. P. **Causas e conseqüências da ocorrência de neve nas regiões sul e sudeste do Brasil**. 124f. Monografia. Canoas: UNILASALLE – Curso de estudos sociais – Geografia, 2001.

ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **Journal of Climate**. v. 10, p.1004-1020. 1997.

ANEXO A

Descrição das Variáveis Meteorológicas Diagnósticas

Este anexo apresenta resumo das variáveis diagnósticas utilizadas nesta tese, suas descrições físicas e formulações matemáticas. As teorias aqui apresentadas foram essencialmente obtidas de Holton (1992), Bluestein (1992) e Satyamurty (2004).

Pressão reduzida ao nível médio do mar (P)

O campo de pressão atmosférica medida em superfície é invariavelmente o primeiro a ser avaliado em uma previsão de tempo, através desse é possível a identificação dos sistemas meteorológicos presentes na baixa troposfera. A pressão atmosférica é a medida do peso de uma coluna de ar sobre uma unidade de área de dada região. O diagnóstico do campo espacial desta variável pode ser enganoso quando se comparam localidades que apresentam altitudes distintas, neste sentido faz-se necessário a padronização de um nível para que seja possível a comparação destas pressões, neste caso utiliza-se a P. Em meteorologia comumente esta variável é expressa em hPa (hectopascal) ou mb (milibar). Em geral, sistemas de alta pressão estão associados às massas de ar que apresentam movimento vertical subsidente que diverge na baixa atmosfera, portanto regiões impróprias a formações de nebulosidade. Os sistemas de

baixa pressão estão associados à convergência de ar, em baixos níveis, conseqüente ascendência do mesmo, o que favorece a formação de nebulosidade. Outro fator importante quando se avalia este campo é o gradiente horizontal de pressão que quando intenso é responsável pelo forte deslocamento horizontal das massas de ar.

Temperatura (T)

A temperatura, assim como a pressão, é uma variável de estado que caracteriza uma massa de ar atmosférica. A temperatura utilizada para diagnosticar a atmosfera, por ocasião da ocorrência de neve é, primeiramente, a temperatura média. Com relação a esses campos devemos analisar não só a temperatura em níveis de superfície, mas também em outros níveis atmosféricos, especialmente naqueles onde possa haver formação de nebulosidade. Na análise qualitativa dos casos é possível considerar perfis verticais médios, em pequenas áreas, para uma avaliação local da temperatura. A unidade de temperatura utilizada em nosso estudo é o grau Celsius ($^{\circ}\text{C}$) no caso da análise dos campos meteorológicos ou graus Kelvin (K) no caso do cálculo da DVQ.

Vento (\vec{V})

O vento em meteorologia é considerado como o movimento horizontal das massas de ar, devido à força do gradiente horizontal de pressão. Nas análises estatísticas são utilizados os valores escalares das componentes u e v , separadamente. Nas análises qualitativas o vento é avaliado vetorialmente, em isolinhas de velocidade e em linhas de corrente. O campo de velocidade, geralmente apresentado em m s^{-1} , é base para os cálculos advectivos e de divergência.

No cálculo da DVQ utiliza-se o chamado vento geostrófico que é um vento teórico que surge em função do balanço entre as forças de coriolis e de gradiente de pressão. Esse vento é válido para latitudes médias e altas onde a força de coriolis e a do gradiente de pressão apresentam ordem de magnitude muito superior aos demais termos da equação do movimento, desde que o sistema meteorológico em análise seja de escala sinótica. O atrito altera o balanço geostrófico, assim esse vento teórico é válido somente onde os efeitos de rugosidade da superfície são desprezíveis (*i.e.*, em altitude). A expressão do vento geostrófico, na sua forma vetorial em coordenadas cartesianas, é dada por:

$$\vec{V}_g = \vec{k} \times \frac{1}{\rho f} \nabla_h p$$

onde, $\vec{V}_g = u_g \vec{i} + v_g \vec{j}$ é o vento (Velocidade ou Escoamento) geostrófico, ρ é a densidade do ar e $\nabla_h p$ é o gradiente de pressão horizontal. Em geral o vento geostrófico aproxima-se do vento real dentro de uma diferença de 10 a 20% em latitudes médias (Satyamurty, 2004).

Umidade Específica (q)

A umidade específica é dada pela quantidade de vapor d'água por unidade de massa de ar:

$$q = \frac{m_v}{m_d + m_v}$$

onde m_v é a massa de vapor e m_d é a massa do ar seco.

Os campos de umidade específica muitas vezes não possuem grande aplicação em análises meteorológicas, por outro lado os cálculos da convergência de q e de advecção de q são de grande interesse para as análises atmosféricas, pois refletem o acúmulo e transporte de massa de vapor d'água, como será apresentado a seguir. A unidade de medida de q é g kg^{-1} .

Umidade Relativa (UR)

A umidade relativa é uma medida relativa do quão próximo uma massa de ar pode estar de sua saturação. Não é uma medida absoluta, pois é função da temperatura. A UR é dada pela seguinte equação:

$$\text{UR} = 100 \times \frac{e}{e_s}$$

onde $e = e_s(T_w) - A \times p \times (T - T_w)$,

sendo,

$$e_s = 6,1078 \times 10^{\left(\frac{7,5T}{237,3+T}\right)} \quad \text{para } T \geq 0^\circ\text{C e,}$$

$$e_s = 6,1078 \times 10^{\left(\frac{9,5T}{265,5+T}\right)} \quad \text{para } T < 0^\circ\text{C}$$

onde e é a tensão do vapor, e_s é a tensão de vapor de saturação, T é a temperatura, T_w é a temperatura do bulbo úmido, A é a constante psicométrica e p é a pressão atmosférica. A unidade da UR é a porcentagem (%).

Altura Geopotencial (Z)

O geopotencial (Φ) em algum ponto na atmosfera é definido como o trabalho que deve ser feito contra o campo gravitacional da Terra para elevar uma massa de ar de um quilograma do nível do mar até o ponto considerado. As unidades do geopotencial são o J kg^{-1} ou $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$.

A força (em newtons) atuando na altura z acima do nível do mar é numericamente igual a aceleração da gravidade (g). O trabalho (em joules) para elevar um quilograma do nível z para o nível $z + dz$ é $g dz$. Por conseguinte,

$$d\Phi = g dz = -\alpha dp$$

O geopotencial $\Phi(z)$ numa altura z , é então dado por:

$$\Phi(z) = \int_0^z g dz,$$

onde o geopotencial $\Phi(0)$ ao nível do mar ($z=0$) é, por convenção, igual a zero. Deve ser enfatizado que o geopotencial em um ponto particular da atmosfera depende apenas da altura daquele ponto e não do caminho pelo qual a massa unitária alcança o ponto. O

trabalho feito para levar a massa de ar de um quilograma do ponto A (com geopotencial Φ_A), ao ponto B (com geopotencial Φ_B) é $\Phi_B - \Phi_A$.

Nós podemos também definir uma quantidade denominada altura geopotencial (Z), como:

$$Z \equiv \frac{\Phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz,$$

onde g_0 é a aceleração média da gravidade na superfície da Terra ($g_0 = 9,8 \text{ ms}^{-2}$). A altura geopotencial é utilizada como uma coordenada vertical na maioria das aplicações atmosféricas nas quais a energia é um fator importante e a unidade utilizada é o metro geopotencial (m_{gp}). No caso de regiões de altas pressões, a energia para elevar uma massa de ar de 1 kg é maior que em regiões de baixas pressões. Neste sentido, os campos de altura geopotencial, especialmente na média e alta atmosfera, podem revelar os sistemas atmosféricos predominantes nesses níveis. A avaliação desse campo em conjunto com o campo de P permite a identificação da estrutura tridimensional dos sistemas meteorológicos atuantes por ocasião da ocorrência de neve na região de estudo.

Espessura Atmosférica (ΔZ)

A espessura de uma camada da atmosfera é dada pela diferença entre as alturas geopotenciais do nível superior e inferior da camada. Quanto maior a temperatura média da camada, maior será a espessura dela. Em meteorologia é comum calcular-se a advecção dessa quantidade para inferir a intensificação dos sistemas, pois quanto maior a advecção positiva de espessura, maior a contribuição para o

desenvolvimento dos ciclones, por exemplo. A expressão para determinar a espessura é dada pela equação hipsométrica:

$$\Delta Z = Z_2 - Z_1 = \frac{R_d}{g_0} \bar{T}_v \ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right)$$

onde Z_2 e Z_1 são as alturas geopotencial superior e inferior dos níveis p_2 e p_1 , R_d é a constante universal para o ar seco e T_v é a temperatura virtual definida como:

$$\bar{T}_v = \frac{\int_{\ln p_2}^{\ln p_1} T_v d(\ln p)}{\int_{\ln p_2}^{\ln p_1} d(\ln p)} = \frac{\int_{\ln p_2}^{\ln p_1} T_v \frac{dp}{p}}{\ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right)}$$

A unidade de medida da espessura entre camadas atmosféricas é o mgp. Os campos de espessura trazem importantes resultados quanto a temperatura média da camada atmosférica por ocasião dos eventos de neve. Já a advecção desses campos mostram o estágio dos sistemas meteorológicos identificados, ou seja, se esses estão em fase de intensificação ou dissipação.

Água Precipitável (AP)

A soma da umidade específica em uma coluna de ar é chamada de Água Precipitável. Ela reflete toda a umidade disponível para a formação de nebulosidade na atmosfera. Matematicamente, a Água Precipitável é dada pela integral da umidade específica, conforme mostrado abaixo, e a unidade de medida é g kg^{-1} .

$$AP = \int_{sfc}^{topoatm} q$$

Convergência

A convergência de qualquer grandeza é a medida do acúmulo desta grandeza em uma determinada área. A convergência de massa de ar, nos baixos níveis da atmosfera, é responsável pelo acúmulo da mesma, como consequência, por continuidade, essa massa deve subir na atmosfera propiciando o movimento vertical do ar. Esse processo é responsável pelo movimento vertical ascendente e consequentemente da formação de nebulosidade. A convergência de umidade na atmosfera, por exemplo, é dada pela expressão abaixo:

$$\text{Conv}(q) = -\nabla \cdot (q\vec{V}) = -\left[\frac{\partial(uq)}{\partial x} + \frac{\partial(vq)}{\partial y} \right]$$

A unidade de $\text{Conv}(q)$ é $\text{g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$.

Vorticidade relativa (ζ)

A componente vertical da vorticidade relativa (ζ) é a medida da rotação das parcelas de fluido (atmosfera) no plano horizontal. Para esta análise é necessário apenas a informação do vento (\vec{V}), a expressão para a vorticidade relativa é mostrada a seguir:

$$\zeta = \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{V} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

onde, u e v são as componentes do vento nas direções x e y , respectivamente. A unidade da ζ é s^{-1} .

A intensidade dos sistemas meteorológicos nos médios níveis da atmosfera são melhor identificados por este campo. O valor típico para latitudes médias é da ordem de $10^{-5} s^{-1}$. É comum também avaliar os campos de advecção de vorticidade relativa.

Advecção

A variação total de qualquer grandeza é dada pela variação local da mesma mais um termo advectivo que é o transporte dessa grandeza através do vento. Na atmosfera os transportes de algumas grandezas são responsáveis por substanciais mudanças de características nos sistemas meteorológicos, podendo em alguns casos intensificar ou enfraquecer esses sistemas. Por exemplo, a advecção da umidade específica para uma determinada região pode alimentar um sistema convectivo. A expressão do termo advectivo é dada por:

$$A_G = -\vec{V} \cdot \nabla G = -\left(u \frac{\partial G}{\partial x} + v \frac{\partial G}{\partial y} \right)$$

onde G é a grandeza a qual se quer calcular a advecção. Neste estudo avaliamos as advecções de umidade específica, temperatura, espessura e vorticidade relativa.

Divergência do Vetor Q (DVQ)

O artigo clássico de Hoskins *et al.* (1978) apresentou o desenvolvimento de uma formulação matemática alternativa para a Equação Omega (Holton, 1992), a qual é capaz de diagnosticar a velocidade vertical através da análise da DVQ, sem os problemas de cancelamento de termos apresentados pela fórmula tradicional da Equação Omega. O uso desta metodologia pode sugerir os processos físicos responsáveis pela formação e precipitação da neve na Região Sul do Brasil. A expressão do método Vetor-Q é dada por:

$$\sigma \left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2 \nabla \cdot \vec{Q}$$

onde f_0 é o parâmetro de coriolis constante e σ é o parâmetro de estabilidade estática,

dados por $\sigma = -\frac{R T}{p \theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$, θ é a temperatura potencial.

A convergência de \vec{Q} ($\nabla \cdot \vec{Q} > 0$) significa movimento vertical ascendente ($\omega < 0$) e a divergência de \vec{Q} ($\nabla \cdot \vec{Q} < 0$) (DVQ) significa movimento vertical subsidente ($\omega > 0$), sendo

$$\vec{Q} = (Q_i + Q_j) = \left(\frac{R}{p} \right) \left[\left(\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \right) \cdot \nabla T_i + \left(\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial y} \right) \cdot \nabla T_j \right]$$

Uma das grandes vantagens de diagnosticar o movimento vertical (ω) através do Método Vetor-Q é a possibilidade de cálculo com informações de T e \vec{V}_g sobre uma única superfície isobárica.