

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**ADVECÇÃO DE NEBULOSIDADE RASA SOBRE O
SUL DO BRASIL DEVIDO A ATUAÇÃO DO
ANTICICLONE TRANSIENTE NA CONFLUÊNCIA
BRASIL-MALVINAS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Thomas Kaufmann

**Santa Maria, RS, Brasil
2011**

**ADVECÇÃO DE NEBULOSIDADE RASA SOBRE O SUL
DO BRASIL DEVIDO A ATUAÇÃO DO ANTICICLONE
TRANSIENTE NA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

por

Thomas Kaufmann

**Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em
Climatologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS),
como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia.**

**Orientador: Vagner Anabor
Co-orientador: Everson Dal Piva**

Santa Maria, RS, Brasil

2011

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**ADVECÇÃO DE NEBULOSIDADE RASA SOBRE O SUL DO
BRASIL DEVIDO A ATUAÇÃO DO ANTICICLONE TRANSIENTE
NA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

elaborada por
Thomas Kaufmann

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:

Vagner Anabor, Dr.
(Presidente/Orientador)

Everson Dal Piva, Dr.
(Co-orientador)

Luciano Ponzi Pezzi, Dr. (INPE)

Manoel Alonso Gan, Dr. (INPE)

Santa Maria, 28 de setembro de 2011.

AGRADECIMENTOS

À Deus, pois sem Ele nada disso seria possível.

À minha família e à Caren da Silva Lorensi pelos incentivos e também pelo apoio nas horas mais difíceis.

Ao orientador Dr. Vagner Anabor (UFSM) e ao co-orientador Dr. Everson Dal Piva (UFSM), pelo auxílio prestado no desenvolvimento e na conclusão da pesquisa e, em alguns momentos, pela paciência.

Ao Dr. Otavio da Costa Acevedo (UFSM), ao Dr. Ronald Buss de Souza (INPE), ao Dr. Manoel Alonso Gan (INPE) e ao Dr. Luciano Ponzi Pezzi (INPE) pelas considerações oportunas e contribuições em relação à pesquisa.

Ao projeto Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia (INCT) da Criosfera, pela oportunidade de desenvolver a pesquisa de mestrado relacionando meteorologia e oceanografia. E à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pelo auxílio financeiro.

E finalmente, agradeço aos colegas do GruMA/UFSM (Grupo de Modelagem de Santa Maria) que de alguma forma cooperaram com o andamento desta pesquisa, bem como aos demais colegas, docentes e funcionários do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFSM (Universidade Federal de Santa Maria). Meus sinceros agradecimentos.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

ADVECÇÃO DE NEBULOSIDADE RASA SOBRE O SUL DO BRASIL DEVIDO A ATUAÇÃO DO ANTICICLONE TRANSIENTE NA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS

AUTOR: THOMAS KAUFMANN

ORIENTADOR: VAGNER ANABOR

CO-ORIENTADOR: EVERSON DAL PIVA

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 28 de setembro de 2011

A advecção de nebulosidade rasa em direção ao continente após a passagem de frentes frias e ciclones extratropicais, pelo Sul da América do Sul, é um fenômeno frequentemente observado, e tem persistência característica de 1-2 dias, podendo durar por períodos superiores a 3 dias consecutivos. O presente estudo identificou sobre o Sul do Brasil 108 casos entre 2005 e 2010, os quais foram caracterizados utilizando reanálises do NCEP/NCAR. Uma climatologia sazonal definiu que as ocorrências foram mais frequentes no outono e no verão, e menores na primavera e no inverno. São apresentadas as direções médias do vento sobre o Sul do Brasil (Sudoeste, Sul, Sudeste e Leste), devido aos posicionamentos do centro do anticiclone sobre três regiões preferenciais. Com base nesses resultados, foram obtidos três padrões sinóticos, bem como suas distribuições sazonais. Evidenciou-se que o deslocamento da massa de ar frio a partir da Região de Confluência Brasil-Malvinas (CBM) em direção ao Sul do Brasil deve-se à ação do anticiclone transiente. Ao longo do percurso, ao passar sobre a CBM da região de águas frias para a região de águas aquecidas, o escoamento estável sofre instabilização em baixos níveis devido à processo de mistura turbulenta, fluxos de calor e umidade. Conseqüentemente, uma camada rasa de convecção desenvolve-se corrente abaixo do escoamento, com amplo suporte a formação de nebulosidade rasa dos tipos estratiforme e cumuliforme. Os padrões sinóticos mostram a subsidência em grande escala como mecanismo inibidor do desenvolvimento de uma camada convectiva profunda. Mesmo assim, tal cobertura de nuvens foi suficiente para gerar precipitação de fraca intensidade e/ou chuviscos sobre o Sul do Brasil. A análise dos eventos precipitantes mostrou que o fenômeno afetou com maior frequência a zona costeira, e, por vezes, o interior do continente. Perfis termodinâmicos médios dos 108 eventos, e especialmente dos casos precipitantes, indicaram a presença de uma espessa camada de ar seco em níveis médios e superiores, e uma camada rasa de ar úmido em baixos níveis (1000-700 hPa). Neste estudo evidenciou-se a importância da CBM para os padrões de tempo e clima regionais. Mostra-se que a circulação induzida pelo anticiclone transiente é fundamental para o transporte de ar frio da zona de águas frias para as águas quentes na Confluência, gerando e advectando nebulosidade rasa e uma camada limite úmida instável sobre o Sul do Brasil.

Palavras-chave: advecção de nebulosidade rasa; anticiclone transiente; Confluência Brasil-Malvinas

ABSTRACT

Research of Master of Science Degree
Postgraduation Course in Meteorology
Federal University of Santa Maria

**ADVECTION OF SHALLOW CLOUDINESS OVER
SOUTHERN BRAZIL DUE TO THE TRANSIENT
ANTICYCLONE FLOW OVER BRAZIL-MALVINAS
CONFLUENCE REGION**

AUTHOR: THOMAS KAUFMANN

ADVISER: VAGNER ANABOR

CO-ADVISER: EVERSON DAL PIVA

Santa Maria, September 28th 2011

Advections of shallow cloudiness from ocean toward the continent are often observed after the cold fronts and extratropical cyclones on the Southern South America. Such a process has characteristic persistence of 1-2 days and it may last for periods longer than 3 consecutive days. This study identified 108 cases over the Southern Brazil between 2005 and 2010, which were characterized using NCEP/NCAR reanalysis. A seasonal climatology determined that the higher frequencies of cases were in autumn and summer, and the lower frequencies in spring and winter. The average wind directions that occurred over the Southern Brazil (Southwesterly, Southerly, Southeasterly and Easterly) were due to positioning of the center of the transient anticyclone over three major regions. Based on these results, it was obtained three synoptic patterns at lower and middle-higher levels. A seasonal distribution of those three patterns was also performed. In such mean situations, it was remarkable the displacement of cold air from the Region of Brazil-Malvinas Confluence (BMC) toward the Southern Brazil due to the circulation of the transient high. Along the way, the stable flow suffers low levels instability due to turbulent mixing processes, and heat and moisture fluxes when it passes from cold to warm waters on the BMC. As a consequence, a shallow convection layer develops downstream in the flow with wide support for the formation of stratiform and/or cumuliform cloud cover as it top. The synoptic patterns show the large scale air subsidence as an inhibiting mechanism for the development of a deep convective layer. Still, the cloud cover was enough to generate low intensity precipitation and/or drizzle over the Southern Brazil. The analysis of the precipitating cases showed that the phenomenon affected the coastal zone more frequently, and, sometimes, the inland areas. Mean vertical profiles of the 108 events, and peculiarly the precipitating ones, indicated the presence of a thick dry layer at the middle and upper levels, and a shallow moist layer at lower levels (1000-700 hPa). This study showed the importance of the Region BMC for the regional weather and climate patterns. It is shown that the circulation induced by transient anticyclone is essential for the transport of cold air from the cold to the warm waters in Confluence zone, generating and advecting shallow cloudiness and an unstable moist boundary layer over the South of Brazil.

Keywords: advection of shallow cloudiness; transient anticyclone; Brazil-Malvinas Confluence

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Imagem do canal visível do satélite GOES 12 das 1445 UTC do dia 18 de outubro de 2011, demonstrando a nebulosidade rasa presente nas costas leste e oeste da América do Sul sob padrão celular (1) aberto e (2) fechado, respectivamente. (Adaptado da NASA)	16
Figura 1.2 – Padrão de circulação das células de convecção (a) fechadas e (b) abertas sobre os oceanos (Modelo adaptado de <i>Atkinson, 1981</i>).	17
Figura 1.3 – Distribuição global da Convecção Celular de Mesoescala, considerando os tipos de célula convectiva e de correntes oceânicas sobre as quais se formam. (Adaptado de Agee, 1987).	17
Figura 1.4 – Posição média da Confluência Brasil-Malvinas em julho de 2010, demonstrada pela isolinha de 14°C. A escala de cores evidencia o gradiente de temperatura da superfície do mar (°C) próximo à costa do Sul do Brasil. Imagem gerada a partir de dados de TSM com 1° x 1° de resolução espacial disponibilizados por NCEP/NCAR (Reynolds <i>et al</i> , 2002).	19
Figura 1.5 – Perfis de temperatura do ar (T) e temperatura do ponto de orvalho (T _d) durante ocorrência de convecção rasa organizada no padrão de (a) células fechadas e (b) células abertas (Adaptado de <i>Agee e Dowell, 1974</i>).	22
Figura 2.1 – As três localidades do Sul do Brasil (Santa Maria, Porto Alegre e Pelotas) consideradas na observação das condições de tempo durante os casos de advecção de nebulosidade rasa.	27
Figura 2.2 – Domínio utilizado para os cálculos do vento médio na camada 1000-700 hPa e do fluxo de umidade específica integrado na mesma camada.	33
Figura 2.3 – Teste t-Student de significância dos campos de (a) pressão ao nível médio do mar (intervalos de 1 hPa), de (b) umidade específica (intervalos de 1x10 ³ kg/kg), magnitude do vento (c) zonal e (d) meridional médios (intervalos de 2 m/s) na camada 1000-700 hPa, (e) fluxo zonal e (f) meridional de umidade específica (intervalos de 1x10 ⁴ kg/s) integrados na camada 1000-700 hPa. Regiões sombreadas na cor cinza representam as áreas em que as diferenças em relação à média foram significativas a 90%.	37
Figura 3.1 – Frequência de casos consecutivos (dias), isto é, o grau de persistência do fenômeno, assumindo-se que um dia equivale a um caso.	39
Figura 3.2 – Médias (a) dos 108 casos e (b) de 30 anos (1980-2010) (sombreado, intervalos de 8 hPa; contornos; intervalos de 4 hPa) do campo de pressão ao nível do mar e respectiva (c) anomalia (sombreado, intervalos de 2 hPa; contornos, intervalos de 1 hPa).	41

- Figura 3.3 – Médias (a) dos 108 casos e (b) de 30 anos (1980-2010) (sombreado, intervalos de 4×10^3 kg/kg; contornos, intervalos de 1×10^3 kg/kg) do campo de umidade específica integrada na camada 1000-700 hPa e respectiva (c) anomalia (sombreado, intervalos de 2×10^3 kg/kg; contornos, intervalos de 1×10^3 kg/kg). 42
- Figura 3.4 – Médias (a) dos 108 casos e (b) de 30 anos (1980-2010) da magnitude (sombreado, intervalos de 2 m/s; contornos, intervalos de 2 m/s) e da direção (barbelas) do campo de vento na camada 1000-700 hPa e respectivas (c) anomalias (sombreado, intervalos de 2 m/s; contornos, intervalos de 2 m/s). 43
- Figura 3.5 – Médias (a) dos 108 casos e (b) de 30 anos (1980-2010) (sombreado, intervalos de 2 kg/s; contornos, intervalos de 1 kg/s) da magnitude do campo de fluxo zonal de umidade específica (10^4 kg/s) na camada 1000-700 hPa, e respectiva (c) anomalia (sombreado, intervalos de 2 kg/s; contornos, intervalos de 1 kg/s). 44
- Figura 3.6 – Médias (a) dos 108 casos e (b) de 30 anos (1980-2010) (sombreado, intervalos de 2 kg/s; contornos, intervalos de 1 kg/s) da magnitude do campo de fluxo meridional de umidade específica (10^4 kg/s) na camada 1000-700 hPa, e respectiva (c) anomalia (sombreado, intervalos de 2 kg/s; contornos, intervalos de 1 kg/s). 45
- Figura 3.7 – Campos médios de (a) pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) e (b) altura geopotencial em 500 hPa (linhas tracejada, intervalos de 5 mgp), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) dos 108 casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. 48
- Figura 3.8 – Campos médios de espessura da camada 1000-700 hPa (linha tracejada, intervalos de 5 dam), direção (vetores) e magnitude do fluxo de umidade específica (sombreado, intervalos de $1,5 \times 10^4$ kg/s) integrado na mesma camada durante os 108 casos. 50
- Figura 3.9 – Direção (vetores) e magnitude do fluxo de umidade específica (10^4 kg/s) integrado na camada 1000-700 hPa, em cada lado da caixa, e a divergência do fluxo (centro da caixa). Os valores referem-se ao fluxo médio dos 108 casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. 51
- Figura 3.10 – Perfis médios de temperatura do ar (T , $^\circ\text{C}$) e de temperatura do ponto de orvalho (T_d , $^\circ\text{C}$) durante os 108 casos de advecção de nebulosidade nas localidades de (a) Porto Alegre, (b) Santa Maria e (c) Pelotas. 53
- Figura 3.11 – Distribuição sazonal dos 108 casos de advecção de nebulosidade rasa ocorridos entre 2005 e 2010 sobre o Sul do Brasil. 54
- Figura 3.12 – Distribuição sazonal das direções do vento durante os 108 casos de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. 55

- Figura 3.13 – Posicionamento médio do centro do anticiclone transiente durante os casos em que o escoamento sobre o Sul do Brasil foi preferencialmente de (a) Sudoeste, (b) Sul, (c) Sudeste e (d) Leste. 57
- Figura 3.14 – Região preferencial de posicionamento médio do centro do anticiclone transiente durante as advecções de nebulosidade rasa ocorridas entre 2005 e 2010. 59
- Figura 3.15 – Distribuição sazonal do posicionamento do anticiclone transiente durante cada caso de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. O ponto em cor preta simboliza a posição final do centro da alta migratória em cada dia. 60
- Figura 3.16 – Distribuição sazonal das trajetórias do anticiclone transiente. 61
- Figura 3.17 – Distribuição sazonal das quatro direções principais do vento de acordo com as três regiões preferenciais de posicionamento do anticiclone transiente. 63
- Figura 3.18 – Distribuição das quatro principais direções do vento de acordo com as três regiões preferenciais de posicionamento do anticiclone transiente. 64
- Figura 3.19 – Distribuição dos três padrões de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. 65
- Figura 3.20 – Campos médios de (a) pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) e (b) altura geopotencial em 500 hPa (linhas tracejada, intervalos de 5 mgp), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para o Padrão I de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. 67
- Figura 3.21 – Campos médios de (a) pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) e (b) altura geopotencial em 500 hPa (linhas tracejada, intervalos de 5 mgp), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para o Padrão II de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. 69
- Figura 3.22 – Campos médios de (a) pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) e (b) altura geopotencial em 500 hPa (linhas tracejada, intervalos de 5 mgp), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para o Padrão III de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. 71
- Figura 3.23 – Campos médios sazonais de pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) para os

casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil ocorridos durante (a) o outono, (b) o inverno, (c) a primavera e (d) o verão. 73

Figura 3.24 – Campos médios sazonais de altura geopotencial (linhas tracejadas, intervalos de 5 mpg), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para os casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil ocorridos durante (a) o outono, (b) o inverno, (c) a primavera e (d) o verão. 74

Figura 3.25 – Distribuição sazonal dos três padrões de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil, com base na configuração obtida nos níveis inferiores. 75

Figura 3.26 – Frequência dos casos precipitantes e não-precipitantes sobre o Sul do Brasil ocorridos entre 2005 e 2010. 78

Figura 3.27 – Distribuição dos casos precipitantes sobre o Sul do Brasil ocorridos somente em Santa Maria (SBSM), somente em Porto Alegre (SBPA), somente em Pelotas (SBPK), nas três localidades simultaneamente (SBSM,SBPA,SBPK), em Porto Alegre e em Pelotas (SBPA,SBPK), e em Santa Maria e em Porto Alegre (SBSM,SBPA). 79

Figura 3.28 – Campos médios de pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) para os casos de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorridos (a) somente em Porto Alegre, (b) somente em Santa Maria e (c) somente em Pelotas. 81

Figura 3.29 – Campos médios de altura geopotencial (linhas tracejadas, intervalos de 5 mpg), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para os casos de advecção de nebulosidade rasa ocorridos (a) somente em Porto Alegre, (b) somente em Santa Maria e (c) somente em Pelotas. 82

Figura 3.30 – Campos médios de pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) para os casos de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorridos (a) nas três localidades, (b) em Porto Alegre e em Santa Maria e (c) em Pelotas e em Porto Alegre. 84

Figura 3.31 – Campos médios de altura geopotencial (linhas tracejadas, intervalos de 5 mpg), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para os casos de advecção de nebulosidade rasa ocorridos (a) nas três localidades, (b) em Porto Alegre e Santa Maria e (c) em Pelotas e Porto Alegre. 85

Figura 3.32 – Campos médios de espessura da camada 1000-700 hPa (linha tracejada, intervalos de 5 dam), direção (vetores) e magnitude (sombreado, intervalos de $1,5 \times 10^4$

- kg/s) do fluxo médio de umidade específica na camada 1000-700 hPa dos casos de advecção de nebulosidade precipitante ocorridos simultaneamente nas três localidades (Porto Alegre, Santa Maria e Pelotas) entre 2005 e 2010. 87
- Figura 3.33 – Perfis médios de temperatura do ar (T , °C) e de temperatura do ponto de orvalho (T_d , °C) em (a) Porto Alegre, (b) Santa Maria e (c) Pelotas durante os casos em que houve registro de precipitação simultaneamente nas três localidades do Sul do Brasil..... 89
- Figura 3.34 – Campos de pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) para o horário das 12 UTC durante o caso de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorrido simultaneamente em Porto Alegre, Santa Maria e em Pelotas no dia 14 de junho de 2005. 91
- Figura 3.35 – Campos de altura geopotencial (linhas tracejadas, intervalos de 5 mpg), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para o horário das 12 UTC durante o caso de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorrido simultaneamente em Porto Alegre, Santa Maria e em Pelotas no dia 14 de junho de 2005. 91
- Figura 3.36 – Perfis de temperatura do ar (T , °C) e temperatura do ponto de orvalho (T_d , °C) das 12 UTC do dia 15 de setembro de 2008, para (a) Porto Alegre e (b) Santa Maria, com base em dados observados. 94
- Figura 3.37 – Campos de pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) para o horário das 12 UTC durante o caso de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorrido simultaneamente em Porto Alegre, Santa Maria e em Pelotas no dia 14 de junho de 2005. 96
- Figura 3.38 – Campos de altura geopotencial (linhas tracejadas, intervalos de 5 mpg), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para o horário das 12 UTC durante o caso de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorrido simultaneamente em Porto Alegre, Santa Maria e em Pelotas no dia 14 de junho de 2005. 96
- Figura 3.39 – Campos de espessura da camada 1000-700 hPa (linha tracejada, intervalos de 5 dam), direção (vetores) e magnitude (sombreado, intervalos de $1,5 \times 10^4$ kg/s) do fluxo integrado de umidade específica na camada 1000-700 hPa para o horário das 12 UTC durante o caso de advecção de nebulosidade rasa com precipitação registrada simultaneamente em Porto Alegre, Santa Maria e em Pelotas em 14 de junho de 2005. 97

Figura 3.40 – Perfis de temperatura do ar (T , °C) e temperatura do ponto de orvalho (T_d , °C) às (a) 12 UTC do dia 14 e às (b) 00 UTC do dia 15 de junho de 2005 para a localidade de Porto Alegre, com base em dados observados. 100

Figura 3.41 – Topografia do Sul do Brasil (sombreado, intervalos de 50 m; contornos, intervalos de 100 m) e, em destaque, a localização de (A) Porto Alegre, (B) Santa Maria e (C) Pelotas. 102

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	IV
RESUMO	V
ABSTRACT	VI
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	VII
SUMÁRIO.....	XIII
1 – INTRODUÇÃO.....	14
2 – METODOLOGIA	26
2.1 – Imagens de satélite	26
2.2 – Dados observados.....	27
2.3 – Construção da climatologia.....	29
2.4 – Validação dos casos	36
3 – RESULTADOS	39
3.1 – Climatologia sinótica.....	39
3.2 – Climatologia sazonal	54
3.3 – Efeitos locais	77
3.3.1 – Casos precipitantes	77
3.3.2 – Estudos de caso	90
4 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	103
5 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	106

1 – INTRODUÇÃO

Dentre os produtos derivados da previsão meteorológica, o prognóstico correto do tipo e da quantidade de nebulosidade mostra-se como um dos mais importantes. Tanto a presença quanto a ausência persistida de nuvens sobre determinadas regiões, por exemplo, causam impactos das mais diversas magnitudes sobre várias esferas (indústria, transporte aeroportuário, conforto térmico). Portanto, uma previsão mais precisa das condições do Tempo pode ser o diferencial para a realização e, principalmente, o sucesso de determinadas atividades humanas.

Estudos com ênfase na região Sudeste do Oceano Pacífico (Comstock *et al*, 2005; Stevens *et al*, 2005; Painemal *et al*, 2010) mostram que advecções de umidade e de nebulosidade afetam o tempo e o clima locais. No Sudoeste do Atlântico, frequentemente observa-se um fenômeno similar, em que a ação do anticiclone transiente influencia uma ampla região do Sul do Brasil com nebulosidade e, por vezes, com precipitação. O processo por inteiro muitas vezes não é representado pelos modelos e não é considerado durante as análises do Tempo, comprometendo o prognóstico de curto e médio prazo.

Esses eventos, como já mencionado, estão associados a incursões de ar frio e estável proveniente de latitudes mais altas na direção de latitudes mais baixas, devido a atuação do anticiclone transiente (também chamado de alta migratória) na região Sul da América do Sul.

Ocorrem em média a cada 1 ou 2 semanas, sendo o inverno o período de maior frequência e intensidade (Garreaud, 2000; Pezza, 2003). Lima e Satyamurty (1992) confirmam que as incursões de ar frio no Sul da América do Sul causadas pelas altas migratórias variam segundo um padrão específico em cada estação do ano.

De acordo com Lima e Satyamurty (1992), o outono caracteriza-se por dois tipos de incursões de altas migratórias: adentrando o Centro-Sul da América do Sul pela costa Oeste, atravessando a Cordilheira dos Andes e saindo pela costa Leste; e ainda adentrando pelo extremo Sul do continente a leste dos Andes e avançando para Nordeste na direção do Oceano Atlântico.

Durante o inverno, geralmente as altas pressões transientes seguem duas trajetórias: a primeira, cruzando zonalmente o Centro-Sul do continente indo da costa Oeste para a costa Leste; a segunda, adentrando o continente Sul-Americano pelo extremo Sul, a leste dos Andes, e depois se deslocando para Nordeste (Lima e Satyamurty, 1992; Pezza, 2003).

Os Anticiclones Transientes durante a primavera tendem a apresentar três tipos de deslocamento: o primeiro, adentrando o Centro-Sul da América do Sul pela costa Oeste, atravessando a Cordilheira dos Andes e saindo pela costa Leste; o segundo, adentrando o continente Sul-Americano pelo extremo Sul, se deslocando para Norte e depois Nordeste; e o terceiro, seguindo uma trajetória paralela à costa leste e depois se propagando para Nordeste (Lima e Satyamurty, 1992; Pezza, 2003).

No verão, segundo Lima e Satyamurty (1992) e Pezza (2003), os Anticiclones Transientes seguem duas trajetórias preferenciais: a primeira, adentrando o continente Sul-Americano pelo extremo Sul, se deslocando para Norte e depois Nordeste; a segunda, deslocando-se paralelamente à costa leste e depois se propagando para Nordeste.

Sinclair (1996) mostrou que o sul e o sudeste da América do Sul são duas das regiões mais favoráveis à rápida intensificação anticiclônica. O mesmo autor utilizou reanálises do modelo ECMWF para compor uma climatologia de altas migratórias para o Hemisfério Sul, e verificou que esse resultado é consistente com estudos que utilizaram outros conjuntos de dados.

Com o uso de imagens de satélite (Figura 1.1), frequentemente se observa a presença de nebulosidade rasa ao longo da circulação anticiclônica, que promove as incursões frias. De acordo com Atkinson (1981), nebulosidade rasa é definida como uma camada de nuvens com espessura vertical entre 1 e 2 km. Geralmente, uma ampla cobertura de nebulosidade rasa está associada à passagem do ar frio sobre águas aquecidas (Paluch e Lenschow, 1991; Brümmer, 1999).

Tal nebulosidade pode estar presente na forma estratiforme ou cumuliforme, ou ambas, e estar organizada em um padrão de células abertas (*cumulus*, sinalizado com o número 1 na Figura 1.1) ou fechadas (*stratus e stratocumulus*, número 2 na Figura 1.1) sobre o oceano, podendo ocorrer ambos os padrões simultaneamente em uma região

(Hubert, 1966; Agee *et al*, 1973; Trump *et al*, 1982; Atkinson e Zhang, 1996; Painemal *et al*, 2010).

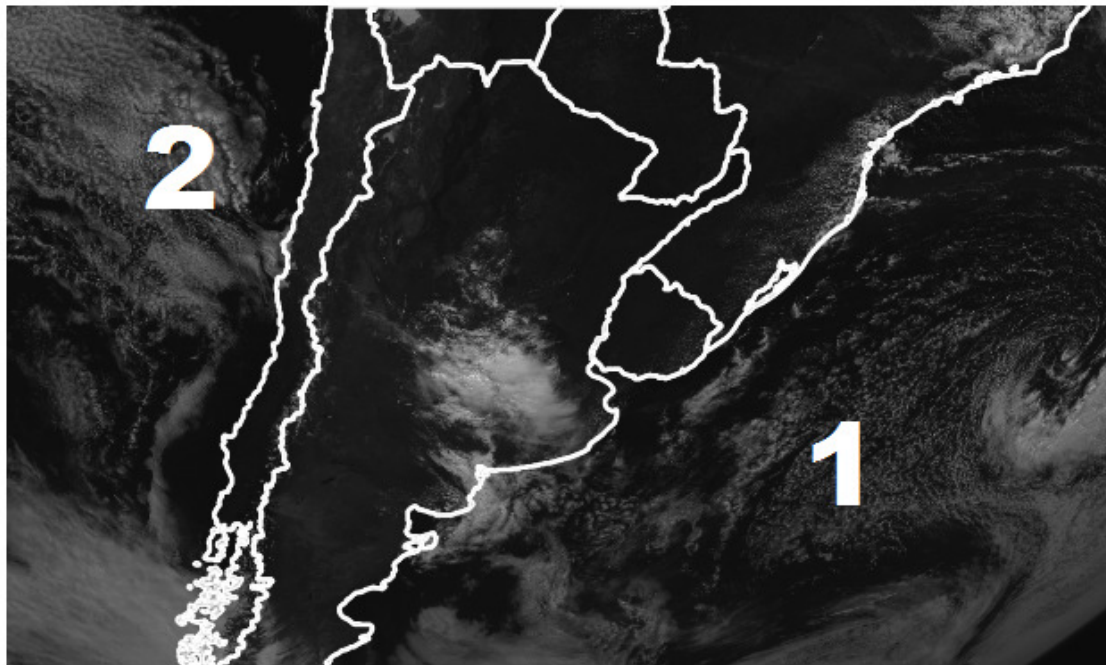


Figura 1.1 – Imagem do canal visível do satélite GOES 12 das 1445 UTC do dia 18 de outubro de 2011, demonstrando a nebulosidade rasa presente nas costas leste e oeste da América do Sul sob padrão celular (1) aberto e (2) fechado, respectivamente. (Adaptado da NASA)

Segundo Agee *et al* (1973) e Atkinson (1981), as convecções rasas do tipo abertas (Figura 1.2b) são caracterizadas por ausência de nuvens (subsistência de ar) no centro e nebulosidade (ascendência de ar) nas bordas da célula. Enquanto que as do tipo fechadas (Figura 1.2a) apresentam cobertura de nuvens no centro e ausência delas na borda da célula.

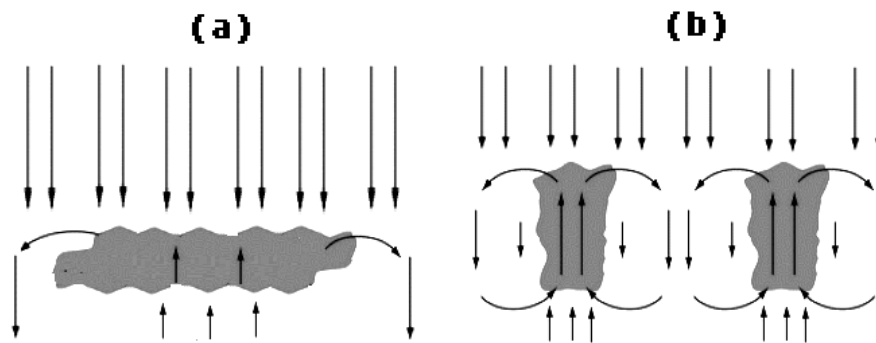


Figura 1.2 – Padrão de circulação das células de convecção (a) fechadas e (b) abertas sobre os oceanos (Modelo adaptado de *Atkinson, 1981*).

As células abertas de convecção rasa ocorrem preferencialmente em escoamentos de ar sobre águas aquecidas, *i.e.*, quando houver diferença térmica significativa entre a superfície oceânica e a atmosfera (Comstock *et al*, 2005).

Ao passo que células fechadas de convecção rasa tendem a ocorrer quando o ar escoia sobre águas resfriadas ou quando houver pouca diferença térmica entre a atmosfera e a superfície oceânica (Agee *et al*, 1973; Agee, 1987; Atkinson e Zhang, 1996). Isso é exemplificado graficamente na Figura 1.3.

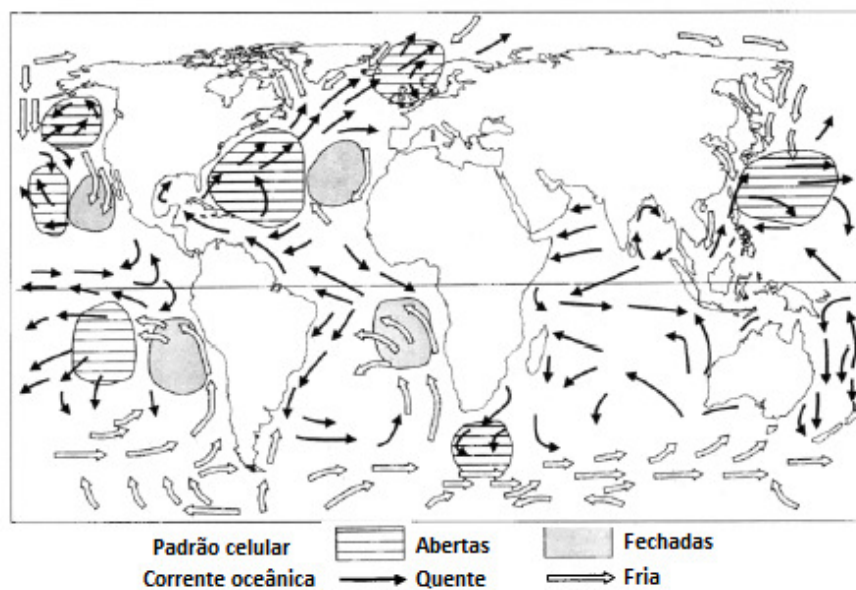


Figura 1.3 – Distribuição global da Convecção Celular de Mesoescala, considerando os tipos de célula convectiva e de correntes oceânicas sobre as quais se formam. (Adaptado de Agee, 1987)

Assim, vê-se que existe uma relação entre a diferença de temperatura entre a superfície oceânica e a atmosfera adjacente e o início de convecção rasa.

A observação das coberturas de nebulosidade rasa por imagens de satélite revela comumente grandes concentrações de nuvens *stratus* sobre os oceanos se transformarem, ao longo do deslocamento, em coberturas de *stratocumulus*. Coberturas de *stratocumulus* evoluindo para coberturas de *stratus* também são notadas. Paluch e Lenschow (1991) observaram que extensas regiões estratiformes podem eventualmente evoluir para o tipo cumuliforme em função da instabilização contínua das camadas mais inferiores do ar estável ao se deslocar entre superfícies contrastantes.

Outros autores (Norris e Leovy, 1994) não obtiveram evidências suficientes da influência da temperatura da superfície do mar na formação de coberturas de nebulosidade rasa sobre os oceanos. Em seu estudo de variabilidade interanual de nebulosidade estratiforme, Norris e Leovy (1994) detectaram correlações negativas e lineares entre as anomalias sazonais de cobertura estratiforme e as anomalias sazonais de temperatura da superfície do mar à leste dos oceanos subtropicais e em latitudes médias, especialmente durante o verão. Tais coberturas estratiformes ocorrem a partir de incursões de ar frio promovidas por anticiclones permanentes.

No entanto, os resultados obtidos por eles não se aplicam a todas as áreas de cobertura estratiforme sobre os oceanos, estando limitados à regiões específicas do Hemisfério Norte, e do equador até 30°S no Hemisfério Sul. Isto é, coberturas de nebulosidade rasa que ocorreriam à oeste dos oceanos por atuação do anticiclone transiente, como as que ocorrem sobre a Confluência Brasil-Malvinas no Sudoeste do Oceano Atlântico, que é o foco do presente estudo, não foram incluídas em sua avaliação.

A Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) foi descrita na literatura como a área do Sudoeste do Oceano Atlântico em que águas quentes e mais salinas (Corrente do Brasil) encontram-se com águas mais frias e menos salinas (Corrente das Malvinas) (Clowes, 1933; Deacon, 1937; Defant, 1941; Olson *et al*, 1988; Pezzi *et al*, 2009). Essa região é um local próximo a região Sul do Brasil em que se observam intensos

gradientes de temperatura da superfície do mar, de fluxos de calor e fluxos de umidade na superfície oceânica.

A isolinha de 14°C mostrada na Figura 1.4 delimita a fronteira entre as águas quentes (ao norte) e as águas frias (ao sul) na região de Confluência Brasil-Malvinas. Enfatiza-se nessa ilustração o intenso gradiente de temperatura da superfície do mar na área limitada pelas latitudes 33°-45°S e longitudes 45°-60°W, junto à costa do Sul do Brasil.

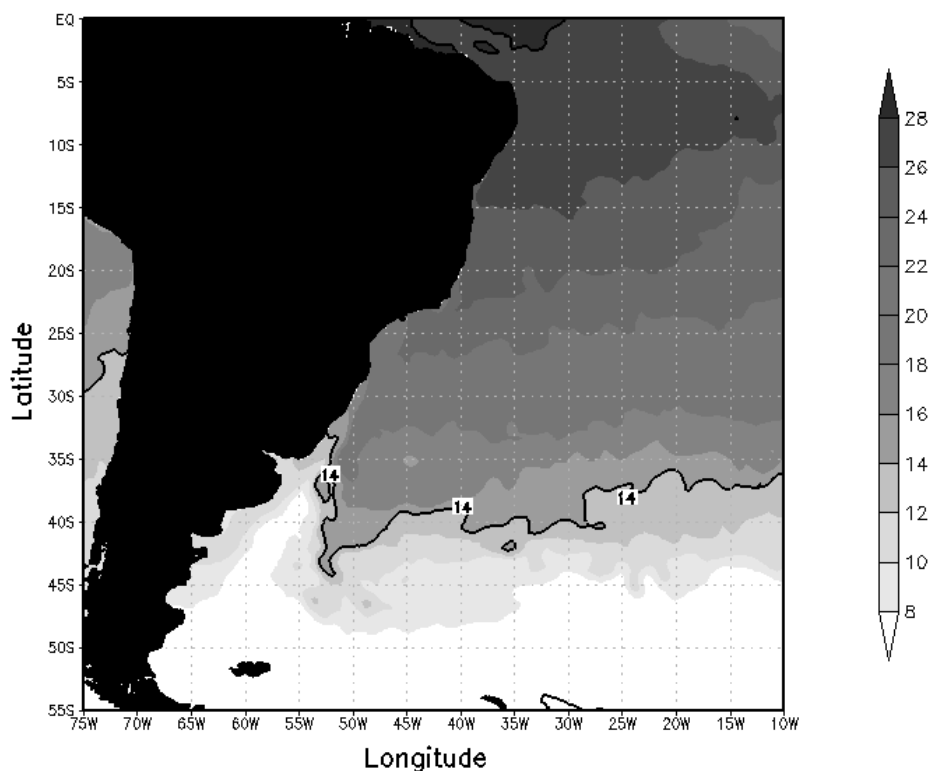


Figura 1.4 – Posição média da Confluência Brasil-Malvinas em julho de 2010, demonstrada pela isolinha de 14°C. A escala de cores evidencia o gradiente de temperatura da superfície do mar (°C) próximo à costa do Sul do Brasil. Imagem gerada a partir de dados de TSM com 1° x 1° de resolução espacial disponibilizados por NCEP/NCAR (Reynolds *et al*, 2002).

Conseqüentemente, a passagem do ar frio sobre a CBM gera instabilização da massa de ar na camada próxima ao oceano, o que favorece a convecção rasa. Desse modo, uma camada úmida bem misturada se desenvolve sobre a região quente da CBM, dando origem a nuvens rasas dos tipos estratiformes e cumuliformes.

A partir de medições *in situ* na Confluência Brasil-Malvinas, Pezzi *et al* (2005) notaram que, na ausência de intensos sistemas sinóticos (*e.g.* ciclones extratropicais, frentes frias), a Camada Limite Marinha Atmosférica (CLMA) nessa região é modificada, em escalas espacial e temporal, pelos intensos gradientes de temperatura da superfície do mar. O mesmo padrão foi descrito mais detalhadamente em Pezzi *et al* (2009) e Acevedo *et al* (2010).

Segue então que a condição de escoamento de ar sobre águas resfriadas (Corrente das Malvinas) origina ventos fracos e uma CLMA estável. Por outro lado, um escoamento de ar sobre águas aquecidas (Corrente do Brasil) sofre a influência de movimentos verticais mais intensos e, portanto, são produzidos ventos mais fortes e uma CLMA instável em resposta ao aumento da turbulência (Tokinaga *et al*, 2005; Pezzi *et al*, 2005, 2009; Acevedo *et al*, 2010).

De acordo com Mahrt (2000), a influência dos contrastes superficiais decresce gradualmente com a altura dentro da Camada Limite Planetária. O nível em que esse efeito se apresenta aproximadamente nulo é chamado de Altura de Mistura. Acima do referido nível, o escoamento está submetido apenas aos forçantes de média e grande escala. Segundo esse autor, a Altura de Mistura é diretamente proporcional à escala horizontal do contraste superficial, *i.e.*, extensas regiões de gradiente originam uma Altura de Mistura maior.

Mahrt (2000) ilustra essa situação considerando ar frio escoando sobre uma região de gradiente térmico à favor do gradiente, *e.g.*, indo de uma superfície resfriada para uma superfície aquecida. A mistura convectiva do ar sobre a superfície aquecida causa a formação de uma Camada Limite Interna (CLI), de origem térmica, na parte inferior da Camada Limite (*i.e.*, nesse caso a CLMA).

O topo da Camada Limite Interna (Altura de Mistura) se inclina na direção à favor do escoamento e, eventualmente, pode coincidir com o topo da CLMA, conforme o grau de instabilização da massa de ar em baixos níveis.

Conforme Skyllingstad *et al* (2007), a CLI é inicialmente rasa sobre a transição das duas superfícies, uma vez que nesse estágio seu desenvolvimento é inibido pela camada de ar estável acima. À medida que o ar escoar continuamente sobre a zona de

transição e depois sobre a superfície aquecida, a Camada Limite Interna passa a ser influenciada pelo balanço entre dois processos: mistura convectiva turbulenta e subsidência de ar.

A consequência disso é uma CLI convectiva e mais espessa sobre a superfície aquecida, com cada vez menos resquícios da estabilidade original. A destruição da Camada Limite Interna ocorre no momento em que a estabilidade deixa de existir na CLMA, e é substituída por uma camada de ar úmido bem misturado e instável.

Além da temperatura da superfície do mar, outros fatores estão relacionados e desempenham um importante papel para a formação das células de convecção rasa. Esses fatores são a estabilidade atmosférica e a advecção de umidade próximas à superfície.

Utilizando perfis de temperatura potencial em uma camada entre a superfície e o nível de 700 hPa, Wood e Bretherton (2006) constataram que a fração de cobertura de nuvens rasas possui boa correlação com a estabilidade/instabilidade da troposfera inferior. Afirmam ainda que a presença de uma forte inversão do perfil de temperatura potencial com a altura representa um bom indicativo de umidade dentro da CLMA e, portanto, um indicativo de maior cobertura de nuvens.

Mahrt (2000) evidencia que as CLI convectivas de mesoescala, originadas pela passagem do ar frio sobre uma superfície aquecida, são frequentemente bem definidas e apresentam uma inversão de temperatura em seu topo. Próxima a essa inversão, de acordo com Wood e Bretherton (2006), é que ocorre a formação de nebulosidade dentro da CLMA.

Agee e Dowell (1974) apresentaram perfis de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho para os dois tipos de convecção celular de mesoescala (Figura 1.5) sobre os oceanos. Nota-se uma fraca inversão de temperatura localizada em uma fina camada para o padrão de células fechadas (Figura 1.5a). Por outro lado, observaram que uma inversão mais intensa, cuja camada foi mais espessa, se configurou para células abertas (Figura 1.5b). Em ambas as situações, a inversão marcou o limite entre o ar úmido em baixos níveis e o ar seco nos níveis superiores.

Ao mesmo tempo, Agee e Dowell (1974) assinalaram que a camada úmida em convecções celulares abertas é em geral mais espessa que nas fechadas (Figura 1.5), em função do padrão típico de circulação em cada tipo (Figura 1.2). Embora em alguns aspectos haja diferenças entre os dois tipos de convecção rasa, eles se mostram similares quanto ao ambiente de desenvolvimento, *e.g.*, incursões de ar polar, que são marcadas pelas presenças de divergência e subsidência de ar de grande escala (Sheu e Agee, 1977).

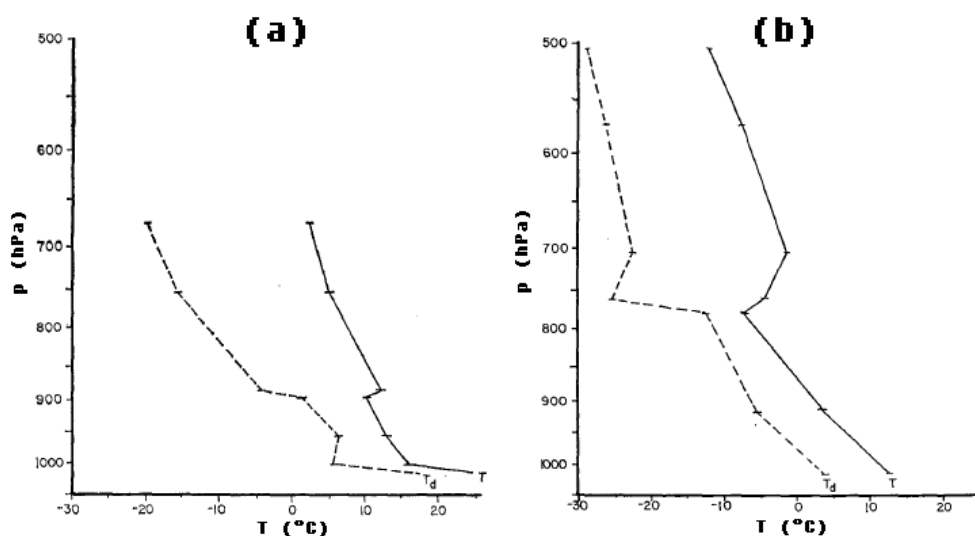


Figura 1.5 – Perfis de temperatura do ar (T) e temperatura do ponto de orvalho (T_d) durante ocorrência de convecção rasa organizada no padrão de (a) células fechadas e (b) células abertas (Adaptado de Agee e Dowell, 1974).

Wood e Hartmann (2006) descreveram a influência da camada úmida bem misturada na troposfera inferior na estabilidade e na produção de cobertura de nuvens baixas, durante sua análise de dados do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) em regiões subtropicais à leste dos oceanos. Dessa forma, fica evidente a contribuição da advecção de umidade em baixos níveis para a formação de nebulosidade rasa, até mesmo nuvens precipitantes.

Como visto até agora, os fluxos de calor e de umidade mais intensos sobre a superfície aquecida contribuem para a modificação da estrutura da CLMA através da produção de turbilhões convectivos, do aumento da mistura vertical e da destruição da

CLI dentro do ar frio (Skyllingstad *et al*, 2007). Torna-se clara, portanto, a interrelação existente entre os gradientes de temperatura da superfície do mar, fluxos de umidade e a estabilidade em baixos níveis em relação à formação e à evolução da convecção rasa sobre os oceanos.

No Sudoeste do Oceano Atlântico, observa-se essa interligação quando o ar frio, transportado pelo anticiclone transiente sobre a superfície aquecida na Confluência Brasil-Malvinas, se torna instável em função da combinação de intensos fluxos de calor e umidificação contínua em baixos níveis. Como consequência disso, a massa de ar ganha o suporte necessário para que a nebulosidade rasa venha a precipitar.

Observações em outras regiões do planeta evidenciam a ocorrência de chuviscos pela atuação dos anticiclones migratórios em regiões de gradientes de temperatura da superfície do mar (Pastor *et al*, 2001; Stevens *et al*, 2005; Comstock *et al*, 2005; Painemal *et al*, 2010).

A importância da temperatura da superfície do mar para a ocorrência de precipitação foi explorada por Pastor *et al* (2001), que concluiu que o gradiente térmico, aliado aos efeitos topográficos à oeste do Mar Mediterrâneo, esteve relacionado aos eventos de chuva.

Stevens *et al* (2005) investigaram células precipitantes em regiões de cobertura de *stratus* e *stratocumulus* no Leste do Oceano Pacífico. A região é conhecida pela ocorrência de incursões de ar frio sobre o gradiente térmico da superfície oceânica por atuação dos anticiclones permanentes. Stevens *et al* (2005) concluíram que a células de convecção fechadas, tal como a cobertura de *stratus* do Sudeste do Pacífico, tenderam a apresentar pouca ou nenhuma ocorrência de chuvisco. Enquanto que células abertas preferencialmente ocasionaram mais eventos de precipitação.

Comstock *et al* (2005) também investigaram o Sudeste do Oceano Pacífico e notaram que células precipitantes abertas têm seus tempos de vida ampliados (para acima de 2h), em parte pelo aproveitamento de umidade da CLMA úmida. Eles mostram também que o chuvisco tem impacto direto no tempo de vida da célula convectiva e no suporte de umidade da CLMA.

Por outro lado, Painemal *et al* (2010), também estudando o Sudeste do Oceano Pacífico, identificaram dois regimes de chuviscos. Um regime de verão sinoticamente dentro do padrão, caracterizado por um intenso anticiclone, amplas células fechadas, e frequente chuvisco. E um regime de outono, caracterizado por um anticiclone mais fraco, células fechadas de tamanhos mais reduzidos, algumas vezes até células abertas e a ocorrência de precipitação associada principalmente aos sistemas sinóticos (*e.g.*, sistemas frontais, ciclones extratropicais).

Os resultados de Painemal *et al* (2010) se opõem aos de Stevens *et al* (2005). Stevens *et al* (2005) afirmam que as células abertas tendem a apresentar maior ocorrência de chuviscos em comparação ao padrão de convecção fechado. A diferença está nas dimensões e na estrutura das células de convecção rasa que os dois estudos consideraram. Por exemplo, Painemal *et al* (2010) definiu “pequenas células fechadas” como tendo até 30 km de diâmetro, ao passo que Stevens *et al* (2005) considerou essa mesma configuração como “bolsões de células abertas”.

Domingues e Dereczynski (2005), em sua análise de uma advecção de umidade sobre o Estado do Rio de Janeiro (Sudeste do Brasil) por atuação de um anticiclone transiente, ressaltaram a importância do fenômeno para a Previsão do Tempo. Afirmam que a advecção de umidade por atuação da alta migratória não está bem documentada para o Oceano Atlântico Sul na literatura meteorológica e atualmente os Modelos de Previsão têm dificuldade de representar sua ocorrência.

Dentre as várias causas, pode ser citada a falta de uma parametrização mais representativa de convecção de umidade (Schneider e O’Gorman, 2008) e também dos fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera (Acevedo *et al*, 2010).

Simulações em modelos globais de circulações feitas Schneider e O’Gorman (2008), por outro lado, concluíram que a convecção de umidade na troposfera inferior influencia marginalmente a estabilidade/instabilidade que ocorre em regiões extratropicais. Ressaltam também que para avaliar a estratificação térmica de atmosferas úmidas, tais quais sobre os oceanos, é essencial ao menos regionalmente

levar em conta outros processos, entre eles a liberação de calor latente durante as mudanças de fase da água (condensação em áreas de ar ascendente).

Acevedo *et al* (2010) também enaltecem a importância de uma parametrização mais adequada à Previsão do Tempo, uma vez que eventuais condições de céu encoberto e/ou chuviscos intermitentes podem ocorrer em regiões nas quais os Modelos de Previsão haviam previsto ausência de nebulosidade.

Com base no que foi exposto ao longo deste capítulo, define-se que o objetivo principal deste estudo é contribuir para um melhor entendimento da advecção de nebulosidade rasa e a influência desse fenômeno sobre o Sul do Brasil.

A partir disso, são definidos os seguintes objetivos específicos:

- A partir de imagens de satélite, identificar casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil durante incursões de ar frio entre 1º de janeiro de 2005 e 31 de dezembro de 2010.
- Utilizando reanálises, obter uma climatologia do fenômeno, baseada nos campos médios da troposfera inferior e superior durante os casos selecionados.
- Obter a distribuição e a configuração sazonais do fenômeno.
- Enfatizar a influência da Região CBM nas condições de tempo no Sul do Brasil, em escala espacial e temporal. Dados observados sobre o continente, bem como os calculados utilizando reanálise, auxiliarão na obtenção do quadro sinótico e termodinâmico médios dos eventos.

No Capítulo 2 é apresentada a metodologia de seleção dos casos e de construção da climatologia do fenômeno. Também são detalhadas as ferramentas utilizadas na caracterização dos padrões atmosféricos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil.

2 – METODOLOGIA

Neste capítulo são apresentadas as metodologias de identificação e de seleção dos casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. Serão mostradas também as ferramentas e os métodos utilizados na construção da climatologia do fenômeno e na validação dos casos.

2.1 – Imagens de satélite

Foram analisadas imagens do canal infravermelho (IR4, sensor *Imager Radiometer and Vertical Sounder*) dos satélites GOES 10 e 12 (*Geostationary Operational Environmental Satellite*), disponibilizadas pela Divisão de Satélites Ambientais (DSA) e do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) dos Estados Unidos.

O conjunto de imagens utilizado abrange o período de 1º de janeiro de 2005 a 31 de dezembro de 2010. As imagens têm resolução espacial de 4 km x 4 km e resolução temporal de aproximadamente 30 minutos.

Como o foco do estudo são advecções de convecção rasa causadas pela ação do anticiclone transiente, tomou-se o cuidado primeiramente de detectar situações pós frentes frias e pós ciclones extratropicais. A partir disso, foi feito o acompanhamento de até 24 horas de cada incursão fria pelo Sul do Brasil.

O período de 24 horas foi considerado para identificar a formação e a evolução da convecção rasa sobre o oceano, durante a atuação da circulação do anticiclone transiente. Nebulosidade rasa nos padrões celulares fechados e abertos que estivessem sendo advectadas do oceano em direção ao Sul do Brasil foram incluídas no conjunto de casos. Utilizando esse método, foram selecionados inicialmente 267 eventos de advecção de nebulosidade rasa sobre a referida região.

2.2 – Dados observados

Dados METAR foram analisados para três localidades do Sul do Brasil: Santa Maria (SBSM), Pelotas (SBPK) e Porto Alegre (SBPA) (Figura 2.1).

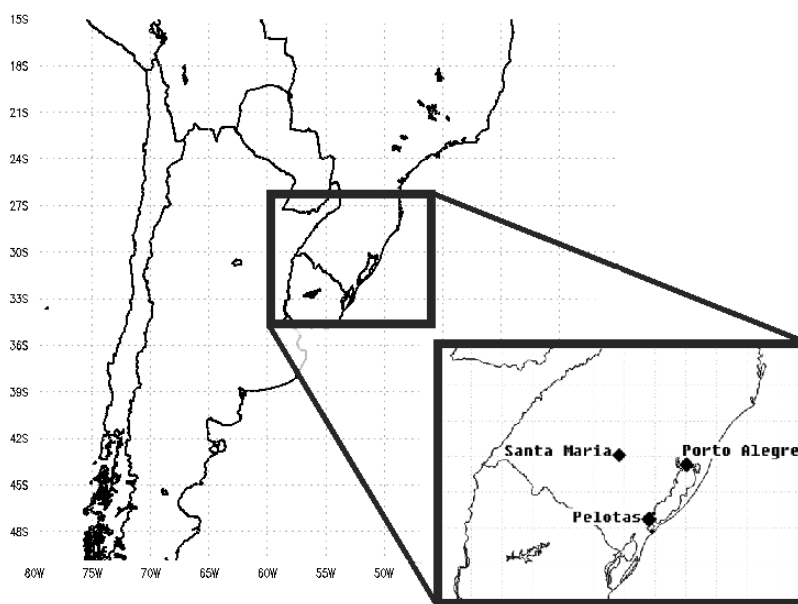


Figura 2.1 – As três localidades do Sul do Brasil (Santa Maria, Porto Alegre e Pelotas) consideradas na observação das condições de tempo durante os casos de advecção de nebulosidade rasa.

A três localidades foram escolhidas por dois motivos. O primeiro e principal motivo é a maior resolução temporal de dados (aproximadamente 30 minutos) que as três localidades disponibilizam, em comparação com as demais que possuem diversas falhas.

O segundo motivo é a localização em relação à costa. As estações de observação de Porto Alegre e Pelotas localizam-se relativamente próximas ao Oceano Atlântico se comparadas à de Santa Maria. Esse detalhe auxiliou, em parte, na seleção dos casos, permitindo acompanhar as evoluções das condições de Tempo entre as três localidades.

As informações de METAR foram disponibilizadas pela Rede do Comando da Aeronáutica (REDEMET), que é um órgão que divulga informações meteorológicas tanto nacionais quanto internacionais de interesse para Aeronáutica.

O código METAR transmite informações de direção (em graus) e magnitude do vento (em m/s), visibilidade (em metros), condição meteorológica, fração de cobertura de nuvens (em oitavos de céu), altura da base das nuvens (em pés), temperaturas do ar (em °C), temperatura do ponto de orvalho (em °C), e pressão ao nível do mar (em hPa).

No presente estudo, foram utilizadas apenas as informações de condições meteorológicas, fração de cobertura de nuvens e altura da base das nuvens, a fim de identificar o tipo de nebulosidade e ocorrência ou não de precipitação.

O intuito do uso do METAR foi restringir a análise apenas à ocorrência de nebulosidade do tipo rasa sendo advectada sobre o Sul do Brasil por atuação do anticiclone transiente (*i.e.* ar estável promovendo a advecção).

Dessa forma, casos que apresentassem condições de Tempo instável, *e.g.* nebulosidade rasa em condições de pré- e pós-trovoadas, de precipitação de intensidade moderada a forte e ainda nuvens de grande desenvolvimento vertical na vizinhança, em pelo menos uma localidade foram eliminados do conjunto de dados.

Após esse método de seleção, restaram 108 casos, nos quais a condição meteorológica predominante era somente a ocorrência de nebulosidade rasa, com ou sem precipitação de fraca intensidade e/ou chuvisco nas três localidades consideradas.

2.3 – Construção da climatologia

Uma climatologia sazonal da troposfera inferior foi construída a partir dos 108 casos, utilizando os campos de magnitude e direção do vento médio na camada 1000-700 hPa e de pressão ao nível do mar. Foram utilizados também os campos de altura geopotencial, Omega, e vento para obter a climatologia na troposfera superior.

Na construção da climatologia, utilizou-se dados de reanálise do modelo do *National Centers for Environmental Prediction* do *The National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) (Kalnay *et al*, 1996), disponibilizados pela NOAA, com resolução espacial de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (277,5 km x 277,5 km) e resolução temporal de quatro tempos diários (0000, 0600, 1200, 1800 UTC).

O campo de temperatura da camada de pele (ou temperatura de pele), em regiões oceânicas, também foi considerado na análise climatológica.

A camada de pele é uma camada oceânica que geralmente possui temperatura alguns décimos de grau mais baixa do que a camada localizada abaixo dela (*i.e.*, a camada logo abaixo da superfície). Ela possui alguns milímetros de espessura e é uma camada importante para as trocas de calor entre o oceano e a atmosfera (Large, 1998; Souza, 2005).

Outra característica dessa camada é a presença de um gradiente vertical de temperatura entre os níveis mais próximos à superfície (níveis mais quentes, atribuiu-se à temperatura de pele ou *skin*) e os níveis mais profundos (níveis mais frios, atribuiu-se à temperatura de balde ou *bulk*, que é frequentemente denominada “temperatura da superfície do mar” ou TSM) (Donlon, 2004; Souza, 2005).

Segundo Jin (2004), a temperatura de pele está mais diretamente relacionada às propriedades de cada superfície se comparada à própria temperatura do ar medida à superfície. Por essa razão, segundo esse autor, talvez a temperatura de pele seja mais representativa para determinadas análises.

Diversos estudos mostram estimativas empíricas da temperatura da camada de pele, baseados no gradiente térmico existente entre as camadas mais profundas e as mais

rasas (Saunders, 1967; Hasse, 1971; Schlüessel *et al*, 1990; Soloviev e Schlüessel, 1994; Fairall *et al*, 1996; Wick *et al*, 1996; Zeng *et al*, 1999).

Tais modelos podem ser aplicados em estudos que consideram os fluxos de calor e os fluxos radiativos entre oceano-atmosfera, e que necessitem de uma medida que represente bem a temperatura nessa camada, como é o caso do presente estudo, que leva em conta a temperatura da superfície oceânica (TSM). Tais modelos são melhor discutidos e comparados em Souza (2005).

A diferença entre as temperaturas *bulk* (temperatura da superfície do mar) e *skin* (temperatura de pele) é dada pela Equação 1.

$$\Delta T = T_{bulk} - T_{skin} \quad (1)$$

sendo que a temperatura *bulk* é obtida por medições, enquanto que a diferença ΔT é altamente dependente da velocidade do vento. De acordo com Shlüessel *et al* (1990) e Fairall *et al* (1996), ΔT é diretamente proporcional a velocidade do vento, enquanto que outros autores (Saunders, 1967; Coppin e Bradley, 1991; Wick *et al*, 1996) propõem que as duas grandezas sejam inversamente proporcionais.

Pode-se obter a medida de temperatura interface oceano-ar (camada de pele) corrigindo a temperatura *bulk*. Então, resolvendo a Equação 1 para a temperatura *skin*, resulta que

$$T_{skin} = T_{bulk} - \Delta T \quad (2)$$

Por questão de incompatibilidades na resolução horizontal das grades da temperatura da superfície do mar e das demais variáveis, adotou-se a temperatura de pele. Dado que as condições meteorológicas exploradas neste estudo causam ventos de fraca intensidade na camada de ar em contato direto com o oceano, assumir-se-á que o valor do termo ΔT seja pequeno demais (Shlüessel *et al*, 1990; Fairall *et al*, 1996), tal

que seu impacto na Equação 2 seja desprezível. Com base nisso, a partir de agora, a temperatura da superfície do mar será considerada e referenciada como equivalente à temperatura de pele sobre os oceanos (Equação 3).

$$T_{skin} \approx T_{bulk} \quad (3)$$

Com o uso do *software* GrADS (*Grid Analysis Display System*), primeiramente, foi extraída a localização e a trajetória do centro do anticiclone transiente. O método consistiu da plotagem do campo de pressão ao nível do mar no *display* do GrADS, de cada um dos 4 tempos diários dos casos.

A seguir, identificou-se e marcou-se na tela, com o ponteiro do *mouse*, o centro de alta pressão. A posição de longitude e latitude para cada tempo foi registrada automaticamente em segundo plano em um arquivo de saída.

Posteriormente, tais registros foram utilizados para delimitar a região preferencial de posicionamento médio do centro do anticiclone transiente e, ainda, sua trajetória usual.

Em um segundo momento, calculou-se a direção preferencial média do vento em cada um dos 108 eventos de advecção de nebulosidade rasa. O método pode ser visto na Equação 4.

$$\underline{U} = 180^\circ + \left[\operatorname{tg}^{-1} \left(\frac{\sum_{1000}^{700} \vec{U}}{z} \right) \right] \left(\frac{180^\circ}{\pi} \right) \quad (4)$$

sendo \underline{U} a direção média do vento entre 1000-700 hPa, \vec{U} o vetor vento, z a quantidade de níveis verticais de pressão considerados (*i.e.*, 4 níveis: 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa), e $\pi \approx 3,1415$.

O vetor resultante, assim como as componentes zonal u e meridional v , foram extraídos da reanálise em unidades de graus. O cálculo foi realizado dentro de uma área limitada, e os resultados usados como dados iniciais em um algoritmo para classificar cada valor de direção média do escoamento em baixos níveis segundo as direções Norte (N), Noroeste (NW), Oeste (W), Sudoeste (SW), Sul (S), Sudeste (SE), Leste (E), Nordeste (NE). A Tabela 1 ilustra os intervalos atribuídos a cada rótulo de direção do vento.

Tabela 1 – Intervalos de direções preferenciais utilizados na análise do vento.

Rótulo (direção)	Limiar inicial	Limiar final
N	> 337.5°	≤ 22.5°
NE	> 22.5°	≤ 67.5°
E	> 67.5°	≤ 112.5°
SE	> 112.5°	≤ 157.5°
S	> 157.5°	≤ 202.5°
SW	> 202.5°	≤ 247.5°
W	> 247.5°	≤ 292.5°
NW	> 292.5°	≤ 337.5°

A Figura 2.2 mostra que a área utilizada para a análise do campo médio de vento na camada 1000-700 hPa está limitada pelas latitudes 23°S e 36°S e longitudes 40°W e 65°W.

Considerou-se, durante o cálculo, tanto regiões continentais da América do Sul quanto regiões oceânicas (inclusive o Norte da Confluência Brasil-Malvinas, a região de maior gradiente de TSM), pois o objetivo foi focar a atenção nos escoamentos oriundos do Sul do Oceano Atlântico na direção do Sul do Brasil e suas vizinhanças.

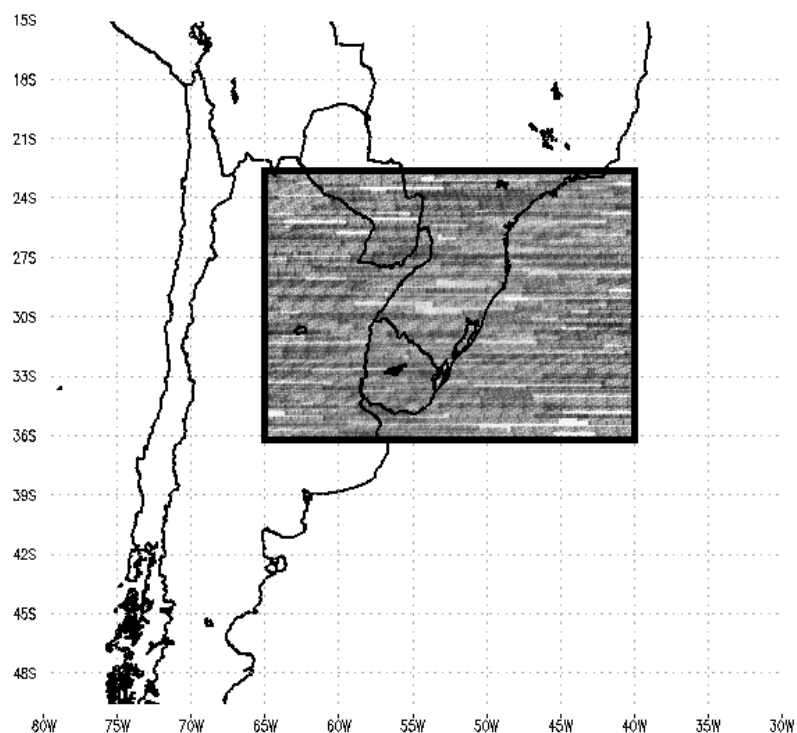


Figura 2.2 – Domínio utilizado para os cálculos do vento médio na camada 1000-700 hPa e do fluxo de umidade específica integrado na mesma camada.

Dados de reanálises (NCEP/NCAR) de umidade específica foram considerados para obter campos médios do fluxo horizontal de umidade integrado na camada 1000-700 hPa. A Equação 5 mostra como foi realizada a integração vertical.

$$f_{1000-700} = \int_{1000}^{700} qUdp \quad (5)$$

sendo $f_{1000-700}$ o fluxo integrado de umidade (em kg/s), q a umidade específica (em kg/kg), U o vetor vento resultante (em m/s), e dp representa a camada na qual foi realizada a integração (*i.e.*, iniciando em 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, e finalizando em 700 hPa).

A área da Figura 2.2 também foi utilizada para obter a quantidade média de umidade específica (em kg/s) que atravessa cada “parede”. Na obtenção dessa medida, foi aplicada novamente a Equação 4, porém, em cada um dos lados. O sinal do fluxo integrado indica a direção do mesmo em relação à cada lado da caixa (*e.g.*, sinal

negativo representava fluxos de Leste para Oeste e de Norte para Sul; e positivo, o contrário).

Adicionalmente, obteve-se o sinal e a magnitude da divergência do fluxo no interior da caixa. A Equação 6 mostra o método para obter essa quantidade. Um sinal negativo indica que havia fluxo mais intenso de umidade saindo da caixa do que entrando (*i.e.*, divergência), enquanto que um sinal positivo simboliza o contrário (*i.e.*, convergência).

$$D = \nabla \cdot \left(\int_{1000}^{700} qUdp \right) = \nabla \cdot f_{1000-700} \quad (6)$$

sendo D a medida de divergência do fluxo de umidade, podendo também ser representado por $\nabla \cdot f_{1000-700}$.

Uma vez que a medida do fluxo verticalmente integrado foi obtida, e o interesse desse estudo se focaliza no transporte horizontal dessa quantidade, desse ponto em diante o “fluxo horizontal de umidade específica” será referido apenas como “fluxo de umidade específica” ou simplesmente “fluxo de umidade”.

Reanálises (NCEP/NCAR) de temperatura do ar e umidade relativa também foram utilizadas para gerar os perfis termodinâmicos médios em três localidades do Sul do Brasil (Porto Alegre, Santa Maria e Pelotas). O algoritmo de plotagem dos perfis termodinâmicos foi criado e disponibilizado por Hart (2009).

A fim de avaliar as condições médias de estabilidade da atmosfera em níveis inferiores e superiores, considerou-se a variação vertical da temperatura do ar e da temperatura do ponto de orvalho entre os níveis 1000 hPa e 300 hPa em três localidades do Sul do Brasil (Porto Alegre, Santa Maria e Pelotas).

A partir dessas informações, tal algoritmo gerou valores médios para os índices mais importantes de instabilidade atmosférica: K, LI, CAPE, CIN e água precipitável.

O índice K é baseado na taxa vertical de variação da temperatura do ar, no conteúdo de umidade na baixa troposfera e na extensão vertical da camada úmida.

Quanto mais positivo (negativo) esse índice, mais instável (estável) está a atmosfera (Henry, 1987; Nascimento, 2005).

O índice LI, ou Índice de Levantamento, é baseado no empuxo experimentado por uma parcela de ar em uma determinada camada de ar em baixos níveis. Quanto mais negativo (positivo) esse índice, mais instável (estável) estará a atmosfera (Henry, 1987; Nascimento, 2005).

O índice CAPE, ou Energia Disponível para Convecção, também é baseado no empuxo experimentado pela parcela de ar. Ou seja, o valor de CAPE é proporcional à diferença entre as temperaturas da parcela de ar e do ambiente. Quanto mais elevado (baixo) esse índice, mais instável (estável) está a atmosfera. Por exemplo, valores de CAPE acima de 1000 J/kg são considerados típicos de atmosferas instáveis. Valores próximos de zero são típicos de estabilidade atmosférica (Houze, 1993; Nascimento, 2005).

O índice CIN, ou Inibição Convectiva, denota o contrário do índice CAPE, representando o grau de inibição convectiva. Ou seja, o grau de dificuldade que o ambiente imporá à ascensão da parcela de ar. Quanto mais elevado (baixo) esse índice, mais estável (instável) estará a atmosfera, se o CAPE não for nulo. Valores de CIN entre 0-50 J/kg são típicos de atmosferas instáveis, enquanto que valores próximos de 100 J/kg demonstram inibição convectiva eficiente (Houze, 1993; Nascimento, 2005).

O índice Água Precipitável indica a quantidade de água (em cm, mm ou kg) que poderia ser obtida se todo o vapor contido em uma coluna unitária de atmosfera se condensasse e precipitasse. Em geral, seu valor quanto mais próximo de zero (mais elevado), mais seca (mais úmida) está a atmosfera (Varejão-Silva, 2000).

Para se obter o grau de instabilidade da atmosfera, de uma forma geral, deve-se tomar o cuidado de analisar os índices termodinâmicos em conjunto, e não separadamente (Nascimento, 2005).

Durante os estudos de casos, foi necessário demonstrar perfis menos suaves. Dessa forma, foram gerados perfis termodinâmicos baseados em dados observacionais, de maior resolução vertical, disponibilizadas pelo *Department of Atmospheric Sciences* da *University of Wyoming* em <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

2.4 – Validação dos casos

A validação dos casos selecionados foi realizada a partir do uso do teste t-Student (Wilks, 2006) para duas amostras com variâncias diferentes. A média da amostra menor (108 casos) foi comparada à da amostra maior (30 anos, 1980-2010) através do algoritmo desenvolvido e disponibilizado pelo *Center of Climatic Research* da *University of Wisconsin-Madison*, dos Estados Unidos, em http://ccr.aos.wisc.edu/climate_modeling/modeling/data_processing/grads/grads_statsig.php.

Regiões em que as médias dos casos estiveram bem próximas ou iguais as da climatológica (representadas na Figura 2.3 pelas anomalias nulas) foram sombreadas com a cor branca e consideradas insignificantes a 90%. Enquanto que as áreas cinzas representam anomalias significantes a 90%.

De uma forma sucinta, a análise estatística mostrou que das seis variáveis submetidas ao teste t-Student, pelo menos três representam significativamente o fenômeno. São elas: a pressão ao nível do mar (Figuras 2.3a), a componente meridional do vento médio em 1000-700 hPa (Figura 2.3d) e, conseqüentemente, o fluxo meridional de umidade específica (Figura 2.3f).

A anomalia do campo de umidade específica integrada entre 1000-700 hPa, que enfatizaria uma quantidade de umidade acima da média sobre o Sul do Brasil, não representou bem o fenômeno durante os casos. Isso é mostrado na Figura 2.3b através das anomalias negativas em uma ampla área, que abrange o Sul do Brasil e a Região de Confluência Brasil-Malvinas. No entanto, o fato do fluxo meridional de umidade ter sido significativo se deve principalmente pela representatividade do campo do vento meridional.

Apesar disso, mostra-se que a metodologia de seleção apresentada no Capítulo 2 foi eficiente, considerando um nível de significância de 90%.

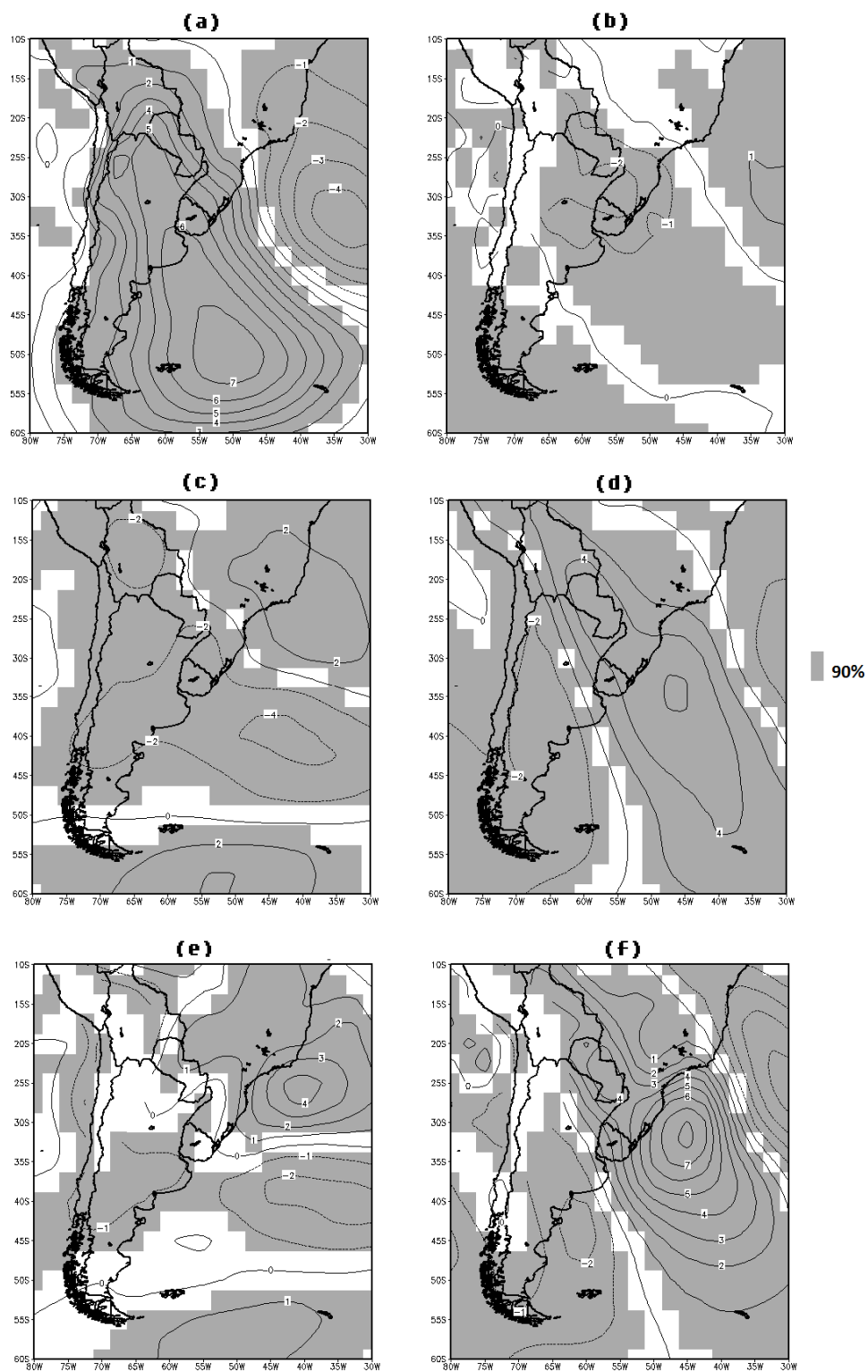


Figura 2.3 – Teste t-Student de significância dos campos de (a) pressão ao nível médio do mar (intervalos de 1 hPa), de (b) umidade específica (intervalos de 1×10^3 kg/kg), magnitude do vento (c) zonal e (d) meridional médios (intervalos de 2 m/s) na camada 1000-700 hPa, (e) fluxo zonal e (f) meridional de umidade específica (intervalos de 1×10^4 kg/s) integrados na camada 1000-700 hPa. Regiões sombreadas na cor cinza representam as áreas em que as diferenças em relação à média foram significativas a 90%.

Após terem sido definidos os objetivos e a metodologia de estudo, serão apresentados a seguir os resultados (Capítulo 3) e, posteriormente, as considerações finais (Capítulo 4).

Uma fenomenologia introdutória é mostrada na Seção 3.1, com a apresentação das características básicas e a climatologia sinótica das advecções de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. As características sazonais do fenômeno serão discutidas na Seção 3.2. E seus efeitos locais na Seção 3.3.

3 – RESULTADOS

3.1 – Climatologia sinótica

Nesta seção são apresentadas as características básicas das advecções de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil ocorridas entre 2005 e 2010. Primeiramente, é mostrado o grau de persistência do fenômeno (Figura 3.1). Como já definido anteriormente, neste estudo considera-se cada caso como um dia (24 horas) de advecção de nebulosidade rasa.

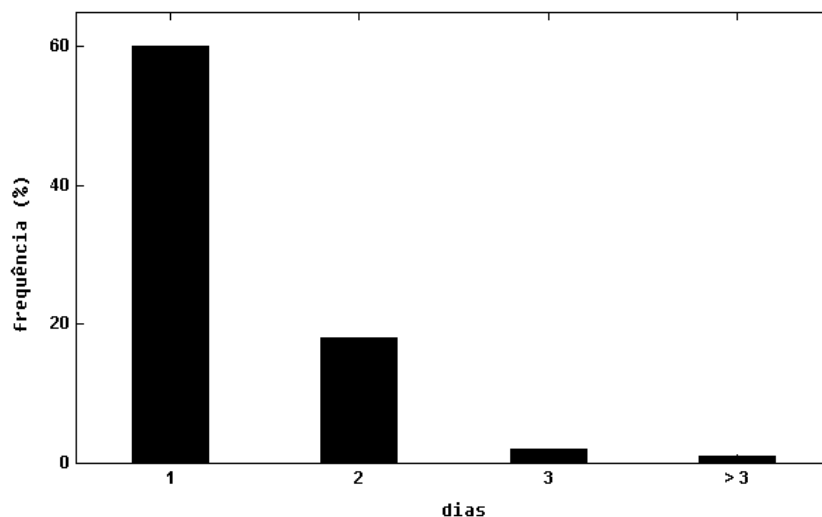


Figura 3.1 – Frequência de casos consecutivos (dias), isto é, o grau de persistência do fenômeno, assumindo-se que um dia equivale a um caso.

Notou-se que tipicamente as advecções de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil não persistem durante vários dias. Assim, a ocorrência de três ou mais casos consecutivos se mostrou pouco frequente.

Por outro lado, a grande totalidade das ocorrências estudadas entre 2005 e 2010 apresentaram entre 1-2 casos consecutivos.

Além do grau de persistência, foram obtidas, a partir de reanálises (NCEP/NCAR), as configurações médias dos 108 casos selecionados. As variáveis consideradas foram a pressão ao nível do mar, a umidade específica integrada na camada 1000-700 hPa, a magnitude e a direção do vento na camada 1000-700 hPa, e os fluxos zonal e meridional de umidade específica integrados na camada 1000-700 hPa.

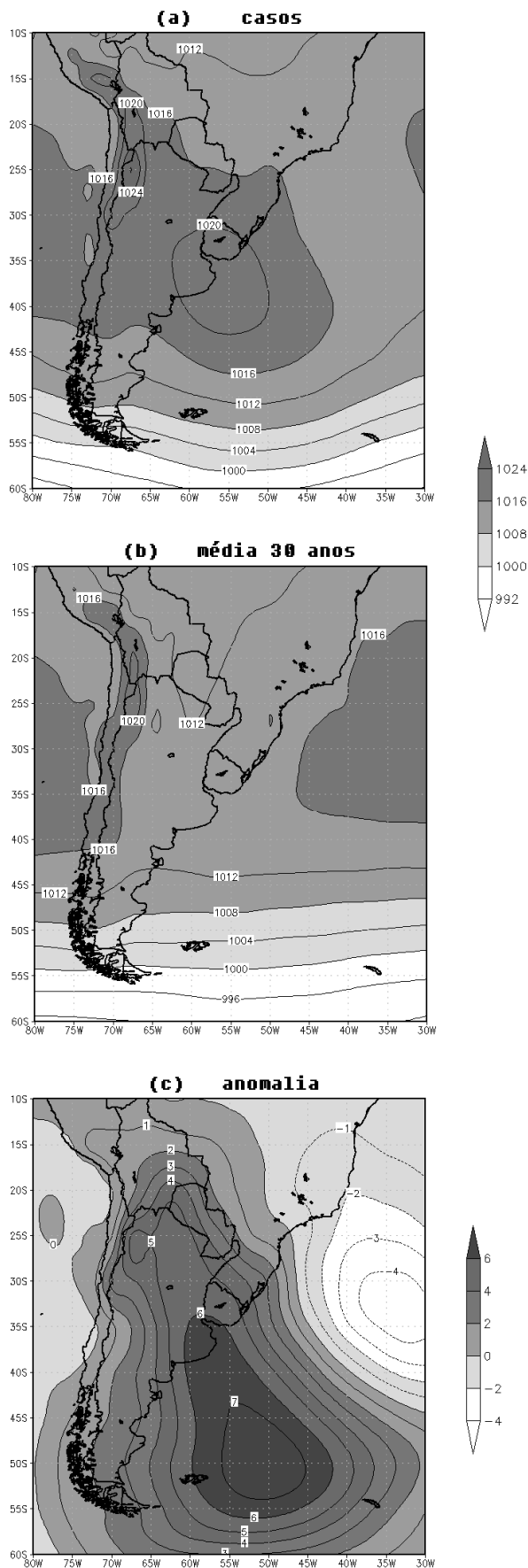
Obteve-se também as anomalias dos campos médios dos 108 casos em relação as respectivas médias climatológicas de 30 anos (1980-2010).

O campo médio de pressão ao nível do mar dos 108 casos configurou uma alta pressão de 1020 hPa, cujo centro localizou-se em 38°S/56°W, se estendendo sobre a Confluência Brasil-Malvinas e o Sul do Brasil.

Em relação à média climatológica (1980-2010), o campo de pressão ao nível do mar apresentou uma importante anomalia positiva (de até 7 hPa. Isso é mostrado na Figura 3.2c.

Tal diferença, significativa a 90%, se deve em função da nítida influência da alta migratória durante os casos selecionados (Figura 3.2a), e também, em parte pela suavidade do campo de pressão climatológico (Figura 3.2b) sobre as regiões de interesse (Sul do Brasil e Confluência Brasil-Malvinas).

Figura 3.2 – Médias (a) dos 108 casos e (b) de 30 anos (1980-2010) (sombreado, intervalos de 8 hPa; contornos, intervalos de 4 hPa) do campo de pressão ao nível do mar e respectiva (c) anomalia (sombreado, intervalos de 2 hPa; contornos, intervalos de 1 hPa).

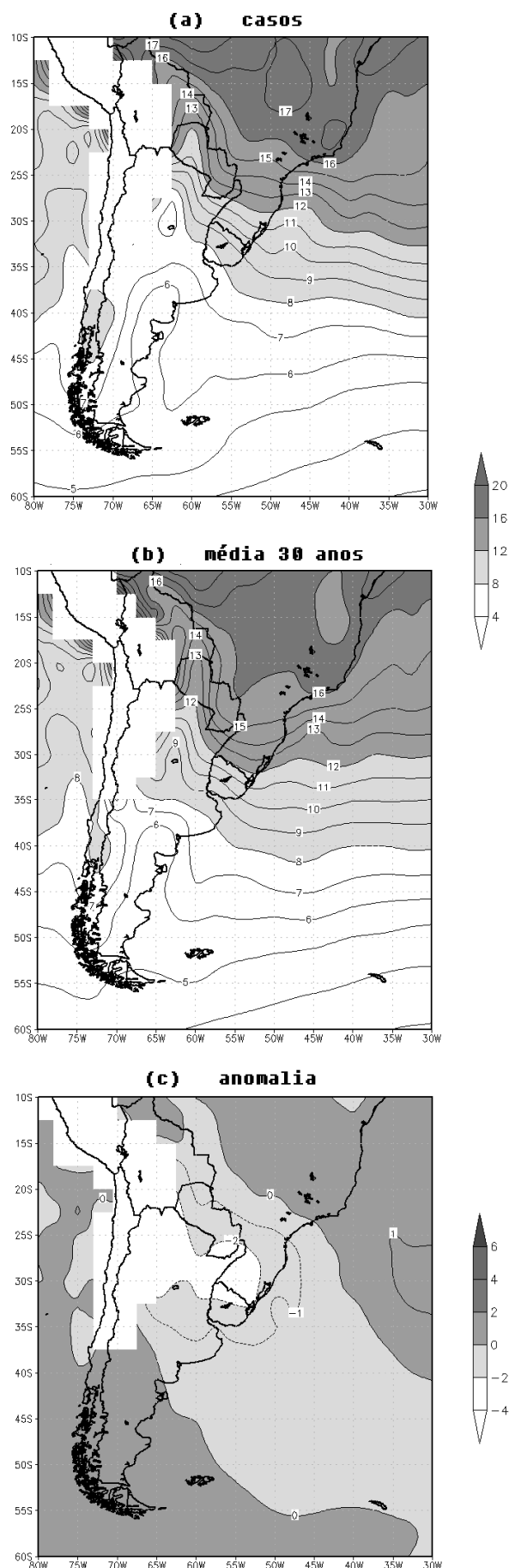


Nota-se que o campo médio de umidade específica dos casos (Figura 3.3a) pouco diferiu do climatológico (Figura 3.3b).

Ainda assim, houve uma anomalia negativa no campo de umidade específica (Figura 3.3c) sobre o Sul do Brasil e a Confluência Brasil-Malvinas, indicando que a quantidade de umidade em baixos níveis durante os casos escolhidos esteve abaixo da média.

Esse déficit se contrapôs ao que se esperava para essa variável, uma vez que o aumento do conteúdo de umidade acima da média na camada inferior da troposfera seria um fator importante para o fenômeno aqui estudado.

Figura 3.3 – Médias (a) dos 108 casos e (b) de 30 anos (1980-2010) (sombreado, intervalos de 4×10^3 kg/kg; contornos, intervalos de 1×10^3 kg/kg) do campo de umidade específica integrada na camada 1000-700 hPa e respectiva (c) anomalia (sombreado, intervalos de 2×10^3 kg/kg; contornos, intervalos de 1×10^3 kg/kg).



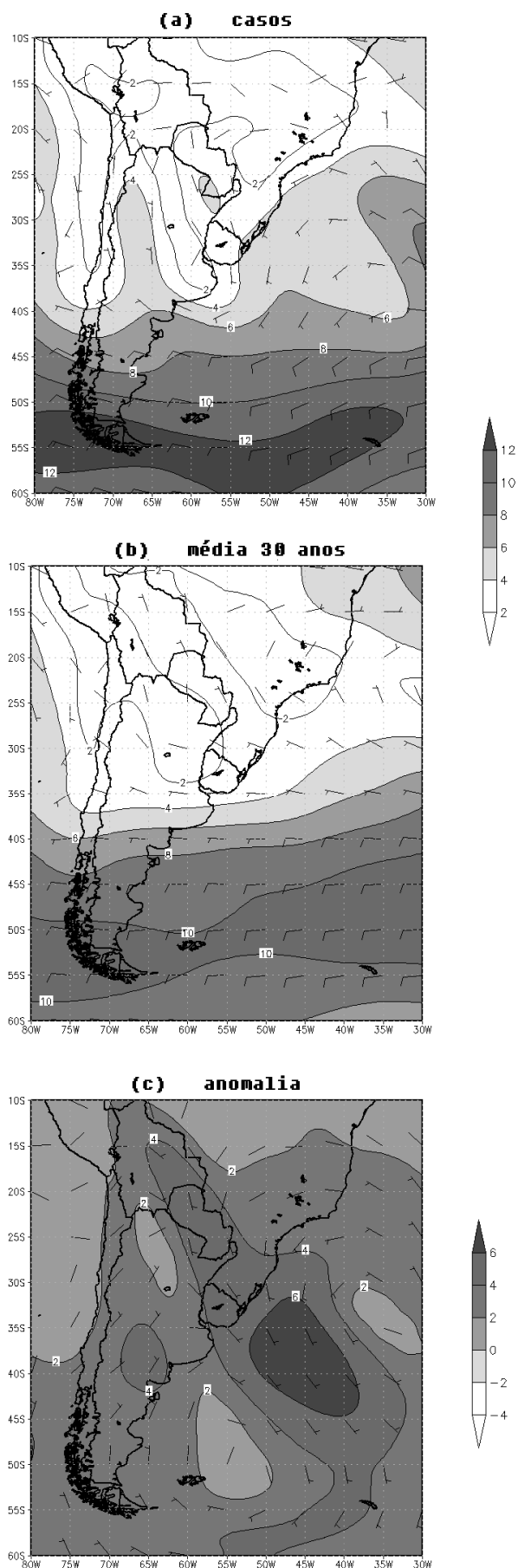
O campo médio de vento na camada 1000-700 hPa durante os casos teve como características um escoamento difluente do setor Sul, e de fraca intensidade, sobre o Sul do Brasil (Figura 3.4a).

Enquanto que a média climatológica caracteriza um escoamento zonal bem comportado sobre tal região (Figura 3.4b).

A Figura 3.4c mostra anomalias positivas e de grande magnitude em uma área centrada em $36^{\circ}\text{S}/46^{\circ}\text{W}$. Essa área estendeu-se do Oceano Atlântico em direção ao continente Sul Americano, apresentando difluência no escoamento sobre o Sul do Brasil.

Essa configuração difluente em baixos níveis desempenhou um papel importante para o fenômeno, garantindo a estabilidade em escala sinótica.

Figura 3.4 – Médias (a) dos 108 casos e (b) de 30 anos (1980-2010) da magnitude (sombreado, intervalos de 2 m/s; contornos, intervalos de 2 m/s) e da direção (barbelas) do campo de vento na camada 1000-700 hPa e respectivas (c) anomalias (sombreado, intervalos de 2 m/s; contornos, intervalos de 2 m/s).



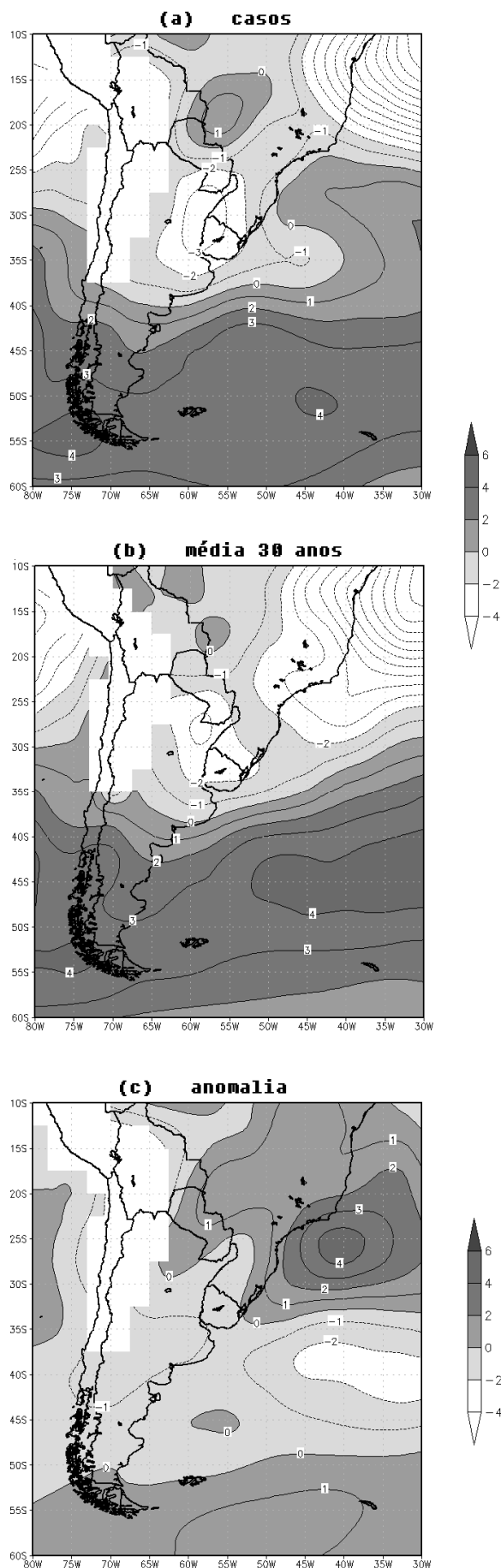
A configuração do campo do fluxo zonal de umidade (Figura 3.5a) sobre a região Sul do Brasil se assemelhou ao da média climatológica (Figura 3.5b).

Conseqüentemente, a anomalia apresentou valores próximos de zero, tanto positivos quanto negativos (entre $\pm 1,0 \times 10^4$ kg/s).

Por outro lado, sobre a Confluência Brasil-Malvinas houve apenas anomalias negativas (até $-1,0 \times 10^4$ kg/s).

Mostra-se, então, que durante os casos escolhidos, o fluxo zonal de umidade pouco contribuiu para as advecções de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil.

Figura 3.5 – Médias (a) dos 108 casos e (b) de 30 anos (1980-2010) (sombreado, intervalos de 2 kg/s; contornos, intervalos de 1 kg/s) da magnitude do campo de fluxo zonal de umidade específica (10^4 kg/s) na camada 1000-700 hPa, e respectiva (c) anomalia (sombreado, intervalos de 2 kg/s; contornos, intervalos de 1 kg/s).

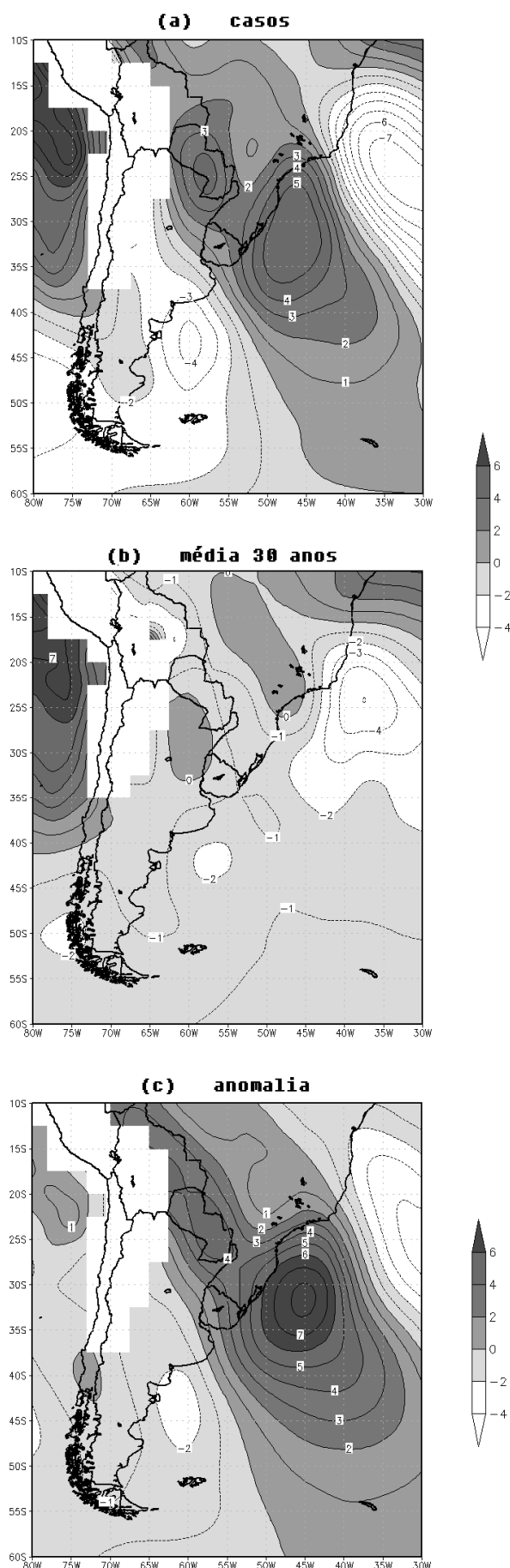


Enquanto que a componente meridional do fluxo de umidade se mostrou mais influente durante os casos selecionados (Figura 3.6a), como pode ser visto através da respectiva anomalia ilustrada na Figura 3.6c.

Adicionalmente, os valores acima da média foram bem mais elevados (até $7,0 \times 10^4$ kg/s) se comparados aos da componente zonal (*i.e.*, fluxo meridional com forte componente de Sul).

Isso era esperado, uma vez que o fluxo meridional de umidade se comporta de acordo com o campo médio de vento na camada 1000-700 hPa (mostrado anteriormente na Figura 3.4), que também mostrava grandes influências sobre o Sul do Brasil durante os casos selecionados e obteve significância de 90% no teste estatístico.

Figura 3.6 – Médias (a) dos 108 casos e (b) de 30 anos (1980-2010) (sombreado, intervalos de 2 kg/s; contornos, intervalos de 1 kg/s) da magnitude do campo de fluxo meridional de umidade específica (10^4 kg/s) na camada 1000-700 hPa, e respectiva (c) anomalia (sombreado, intervalos de 2 kg/s; contornos, intervalos de 1 kg/s).



Visto que o campo de pressão ao nível do mar apresentou anomalias de até 7 hPa em relação à média climatológica (1980-2010), conseguiu-se enfatizar a presença do anticiclone transiente durante os casos selecionados. Ao mesmo tempo, conseguiu-se mostrar que o escoamento causado pela alta migratória foi bem representado pela componente meridional do vento médio na camada 1000-700 hPa.

Como já mencionado anteriormente, a anomalia da componente meridional do fluxo de umidade em relação à média 1980-2010 também foi expressiva. Já o fluxo zonal de umidade não apresentou anomalias significantes sobre o Sul do Brasil e sobre a Confluência Brasil-Malvinas, o que mostra que, durante o fenômeno, a participação dessa componente foi menos efetiva que a meridional.

Após terem sido exploradas as condições médias do fenômeno, dar-se-á ênfase nas configurações sinóticas dos campos de pressão ao nível do mar, magnitude e direção médias do vento na camada 1000-700 hPa e temperatura da superfície do mar na troposfera inferior; e dos campos de altura geopotencial e Omega em 500 hPa, magnitude e direção do vento em 250 hPa na troposfera superior.

A fim de caracterizar sinoticamente de forma clara a advecção de nebulosidade rasa, obteve-se o padrão geral de escoamento que representa suas características básicas (*i.e.*, anticiclone transiente direcionando os ventos à favor do gradiente de temperatura da superfície do mar e, posteriormente, advectando a umidade e a nebulosidade rasa do oceano para o continente).

O padrão, mostrado pela Figura 3.7, teve como característica na troposfera inferior um centro de alta pressão em superfície bem definido em 38°S/55°W. Essa circulação anticiclônica causou escoamento do quadrante Sudeste sobre o Sul do Brasil. Antes de chegar ao continente, o ar foi forçado pela alta migratória a escoar a favor do gradiente de temperatura da superfície do mar, como pode ser visto na Figura 3.7a. Portanto, houve suporte para instabilização da massa de ar em baixos níveis.

O campo médio em altos níveis (Figura 3.7b) configurou a presença de uma crista orientada meridionalmente em 500 hPa e cujo eixo esteve localizado entre a

Cordilheira dos Andes e o Sul do Brasil. O campo de altura geopotencial se apresentou em fase com o de vento em 250 hPa, que estava disposto no mesmo padrão de onda. A área de influência da advecção de vorticidade anticiclônica causada pela crista cobriu tanto o Sul do Brasil como a Região CBM.

Isso resultou na formação de áreas de subsidência de ar a leste da crista, do continente até a Confluência Brasil-Malvinas. As áreas de subsidência de ar impediram que a convecção se desenvolvesse profundamente, mantendo a nebulosidade mais rasa.

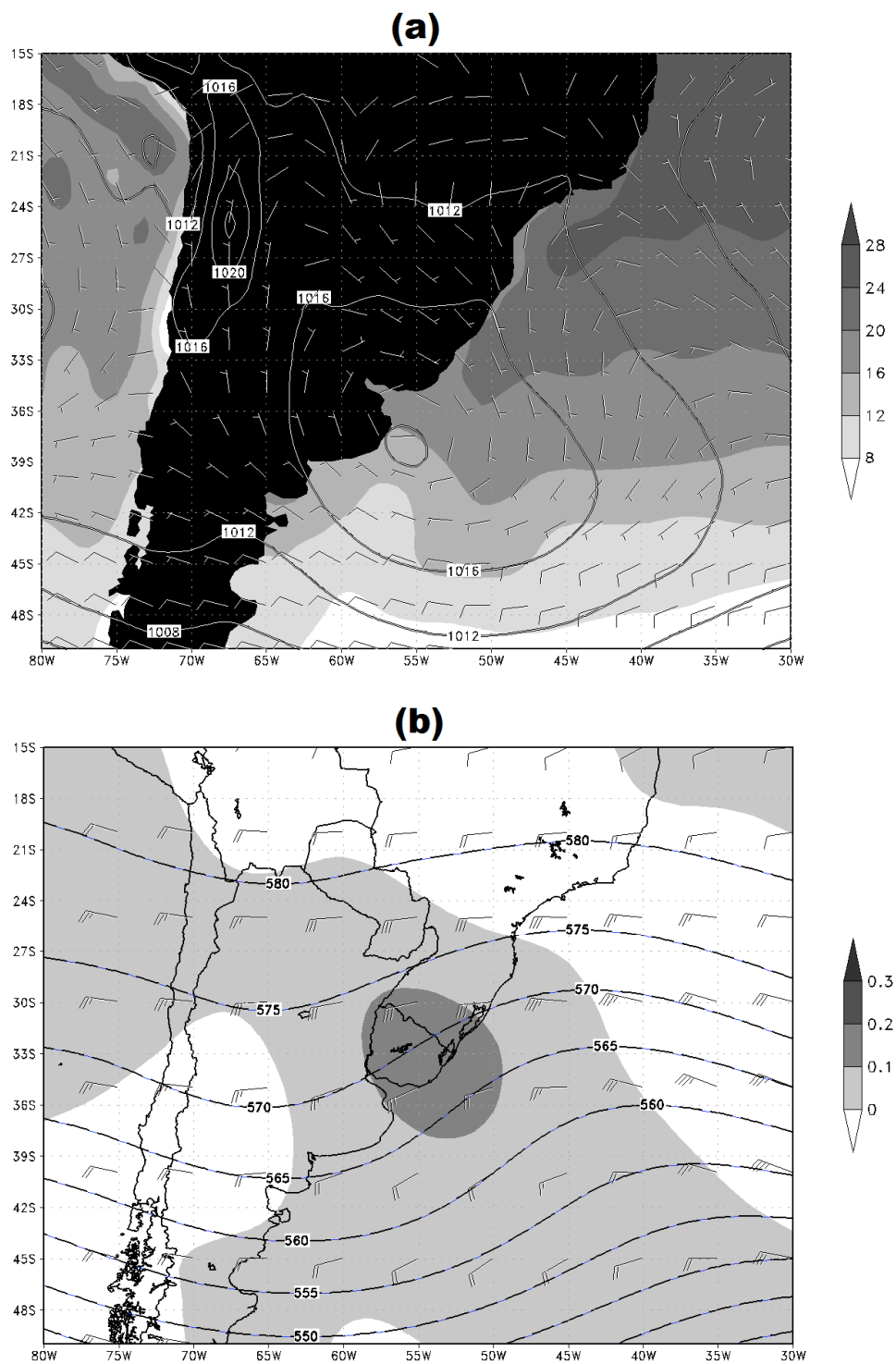


Figura 3.7 – Campos médios de (a) pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) e (b) altura geopotencial em 500 hPa (linhas tracejada, intervalos de 5 mgp), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) dos 108 casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil.

Esse padrão de troposfera inferior e superior concorda com as condições pós-frontais (dias posteriores à passagem do sistema frontal) apresentadas por Garreaud (2000) e por Acevedo *et al* (2010).

O posicionamento médio da crista em 500 hPa garantiu o suporte de vorticidade anticiclônica à alta migratória em superfície. Isso está de acordo com Sinclair (1996) e Garreaud (2000).

A circulação da alta pressão, por sua vez, favoreceu o escoamento de ar sobre a Região da Confluência, das águas frias para as águas quentes, e posteriormente advectou a nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil.

Obteve-se o fluxo médio de umidade integrado na camada 1000-700 hPa sobre Sul do Brasil durante os 108 casos. Isso é mostrado na Figura 3.8, simultaneamente ao campo de espessura entre 1000 hPa e 700 hPa.

Confirmou-se, através do campo médio de espessura da camada 1000-700 hPa, que o fenômeno ocorre durante a incursão de ar frio de latitudes mais altas para o Sul do Brasil (Figura 3.8). Tal incursão se apresentou como uma língua fria na direção de latitudes mais baixas, tendo os valores mais elevados do fluxo de umidade à leste do eixo.

Durante os 108 casos, o fluxo de umidade apresentou, em média, direção Sul-Sudeste sobre o Sul do Brasil (Figura 3.8), em conformidade com o posicionamento médio do centro do anticiclone transiente em 38°S/55°W. A intensidade do fluxo de umidade sobre o Sul do Brasil variou, também em média, no intervalo de $3,0 \times 10^4$ a $6,0 \times 10^4$ kg/s.

Acompanhando o padrão do escoamento anticiclônico, a área de máxima intensidade do fluxo estendeu-se desde o Oceano Atlântico em direção ao continente Sul Americano. Uma característica também em comum com o campo médio do vento em 1000-700 hPa foi a configuração difluente do campo do fluxo em baixos níveis sobre o Sul do Brasil. Esse resultado confirma a persistência da estabilidade em escala sinótica.

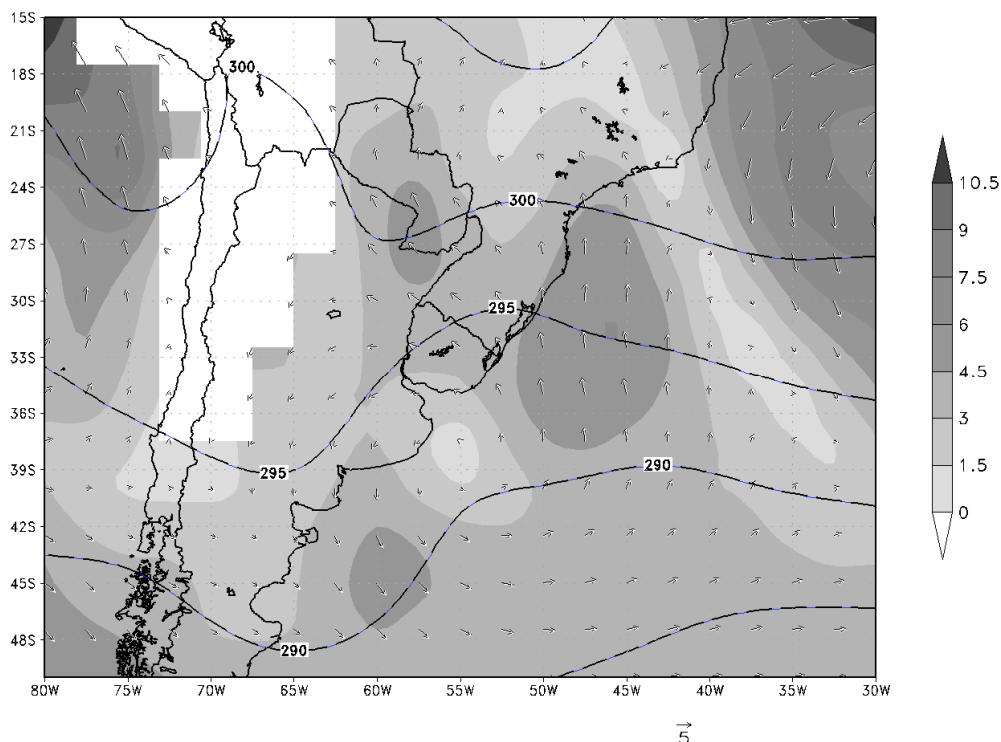


Figura 3.8 – Campos médios de espessura da camada 1000-700 hPa (linha tracejada, intervalos de 5 dam), direção (vetores) e magnitude do fluxo de umidade específica (sombreado, intervalos de $1,5 \times 10^4$ kg/s) integrado na mesma camada durante os 108 casos.

A presença de valores mais elevados (acima de $6,0 \times 10^4$ kg/s) sobre o oceano (18° - 30° S/ 30° - 35° W), onde o fluxo se mostra basicamente de Norte-Nordeste, se deve à convergência de umidade existente na borda norte do ciclone extratropical.

Esse fato explica o aumento na intensidade do fluxo de umidade ao longo da costa do Sul do Brasil. Tanto a proximidade do ciclone em relação à referida região quanto o intenso gradiente de pressão ao nível do mar disposto paralelamente à costa contribuiu para os valores elevados. Esse resultado concordou com a situação pós-frontal (dia +1) observado por Acevedo *et al* (2010).

O conteúdo médio de umidade advectado sobre o Sul do Brasil pela incursão de ar frio durante os 108 casos foi calculado em uma área centrada sobre o Sul do Brasil. O resultado é mostrado na Figura 3.9. A maior entrada de umidade para a referida região

ocorreu através da parede Sul, aproximadamente $1,8 \times 10^4$ kg/s, vinda de latitudes mais altas, preferencialmente por escoamento de Sul sobre a Região CBM.

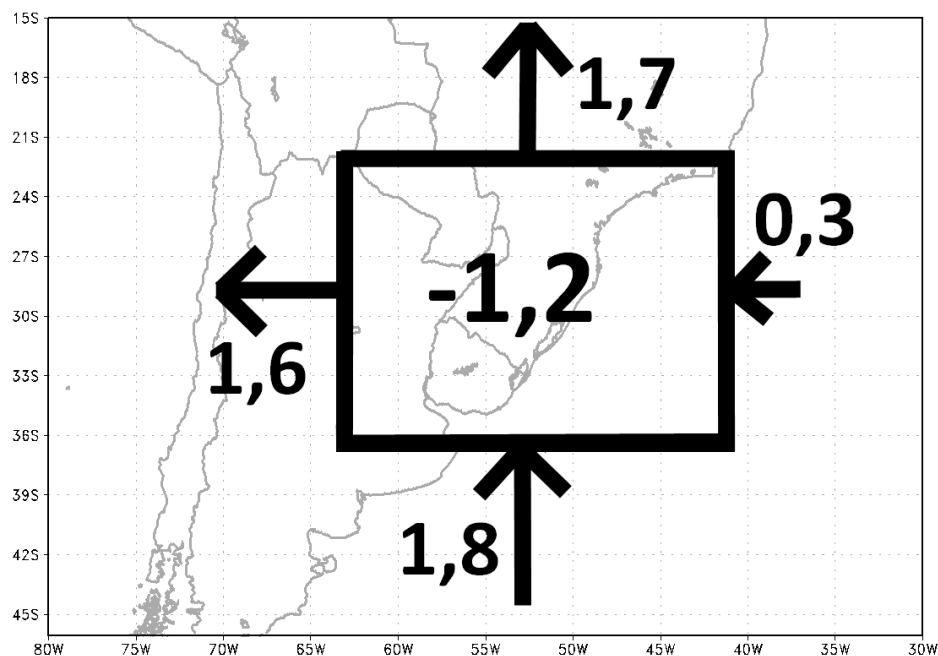


Figura 3.9 – Direção (vetores) e magnitude do fluxo de umidade específica (10^4 kg/s) integrado na camada 1000-700 hPa, em cada lado da caixa, e a divergência do fluxo (centro da caixa). Os valores referem-se ao fluxo médio dos 108 casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil.

A parede Leste pouco contribuiu com a entrada de umidade para a região Sul do Brasil, configurando um valor médio de $0,3 \times 10^4$ kg/s. A razão disso esteve no padrão de fluxo meridional obtido na média dos 108 casos, cujo escoamento paralelo a essa parede inviabilizou a entrada de grande parte da umidade.

A quantidade média de ar úmido que atravessa as paredes Oeste e Norte foi, respectivamente, $1,6 \times 10^4$ e $1,7 \times 10^4$ kg/s. O campo médio mostrado na Figura 3.9 evidencia que a configuração do fluxo de umidade por essas paredes foi exclusivamente de saída.

Em relação ao saldo de umidade dentro da caixa, de fato houve sinal de divergência no campo médio fluxo de umidade, como ilustra o valor no centro das caixas.

Assim sendo, os 108 casos foram caracterizados pela maior saída de umidade pelas paredes Oeste e Norte do que de entrada pelas paredes Sul e Leste.

Independentemente da magnitude dos fluxos de entrada/saída de ar úmido pelas caixas, o que se conseguiu mostrar aqui foi que os casos selecionados respeitaram um padrão de advecção meridional de umidade, na direção de latitudes mais baixas. Tal regime ocorreu a favor de zonas de gradientes de temperatura da superfície do mar, antes da massa de ar alcançar o continente.

Durante os casos, após se instabilizar sobre a CBM e se umidificar, a umidade contida na camada limite planetária (abaixo de 850 hPa) é advectada pela circulação anticiclônica sobre o Sul do Brasil. Isso é mostrado na Figura 3.10 através de perfis termodinâmicos médios (108 casos), obtidos a partir da reanálise (NCEP/NCAR), para três localidades do Sul do Brasil.

Por serem representações médias dos 108 casos selecionados, os perfis de temperatura do ar e de temperatura do ponto de orvalho da Figura 3.10 foram suaves, impedindo um melhor detalhamento da camada limite planetária.

É notável a presença de uma camada de ar seco e estável acima de 850 hPa, resultante da subsidência provocada pela atuação da crista em níveis superiores. Tal resultado também foi observado por Sheu e Agee (1977). Essa espessa camada seca nos níveis superiores garante que a convecção não se desenvolva verticalmente sobre a região da Confluência e especialmente sobre o continente.

Os valores médios de alguns índices de instabilidade se encontram na Figura 3.10. Observou-se um grande indicativo de estabilidade através dos índices K negativos; LI positivos; e ainda CAPE e CIN nulos nas três localidades. Isso significa que, em média, houve inibição de convecção profunda nas três localidades. Esse resultado está de acordo com Paluch e Lenschow (1991) e Wood e Bretherton (2006).

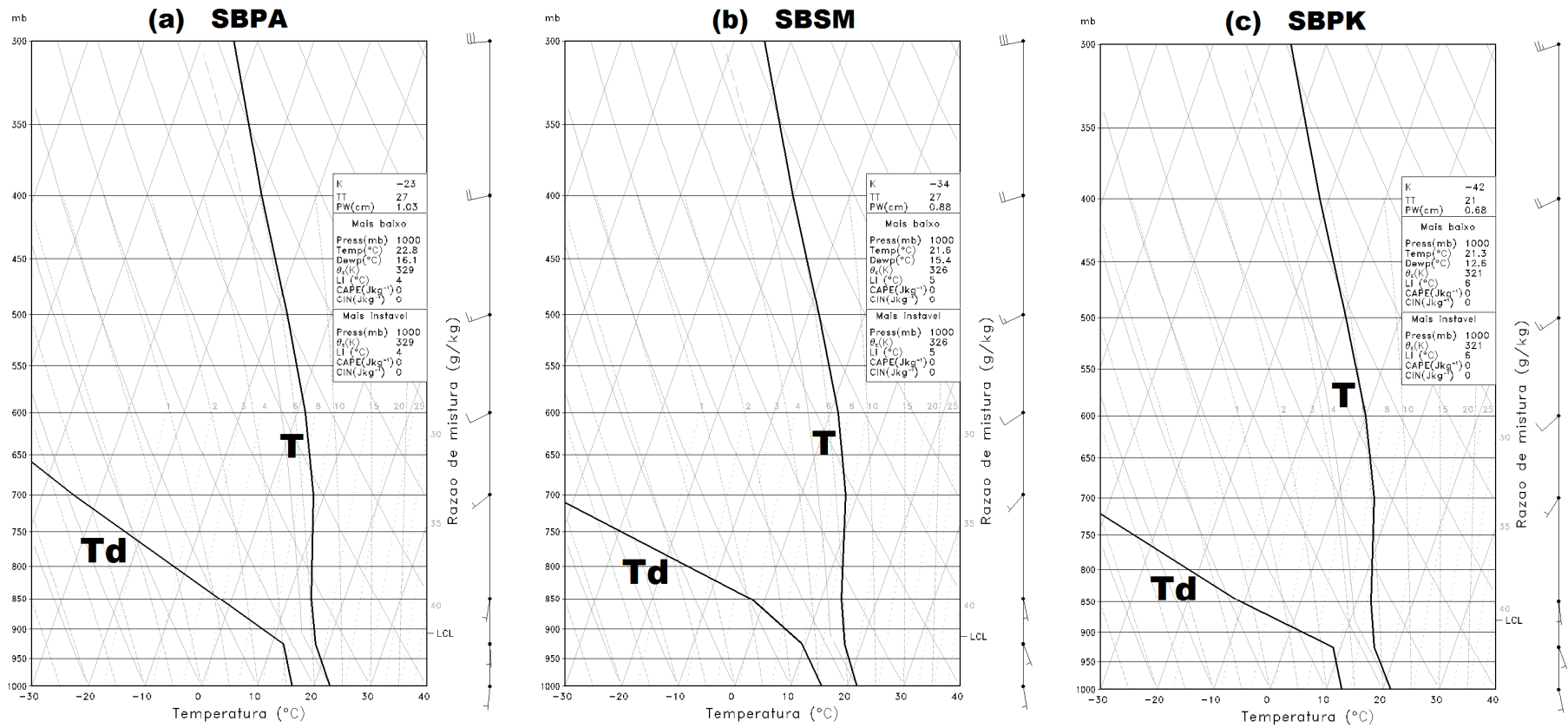


Figura 3.10 – Perfis médios de temperatura do ar (T, °C) e de temperatura do ponto de orvalho (T_d, °C) durante os 108 casos de advecção de nebulosidade nas localidades de (a) Porto Alegre, (b) Santa Maria e (c) Pelotas.

3.2 – Climatologia sazonal

Primeiramente é apresentada a totalização de casos, estando eles classificados sazonalmente. As características sazonais do centro do anticiclone transiente e do vento na camada 1000-700 hPa são mostrados separadamente. E finalmente, são analisados os campos médios sazonais nos níveis inferiores e superiores da troposfera.

A distribuição sazonal dos casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil entre 2005 e 2010 se apresentou aproximadamente homogênea. Porém, a Figura 3.11 evidencia que os meses de outono e verão apresentam uma quantidade de casos levemente maior que as demais estações do ano. Tal resultado foi o oposto do que se esperava. Garreaud (2000), Cavalcanti e Kousky (2003) e Andrade (2007) mostraram que as incursões de ar frio ocorrem com maior frequência nos períodos de inverno e primavera no Sul da América do Sul.

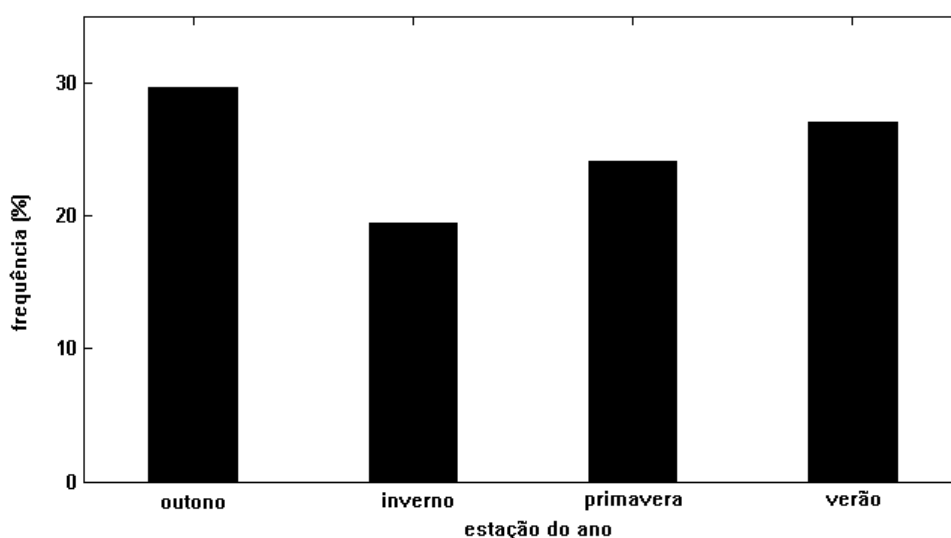


Figura 3.11 – Distribuição sazonal dos 108 casos de advecção de nebulosidade rasa ocorridos entre 2005 e 2010 sobre o Sul do Brasil.

Uma possível causa desse contraponto está no suave deslocamento sazonal e meridional da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) em relação ao Sul do Brasil. Conseqüentemente, a Corrente do Brasil se desloca até seu ponto mais ao Sul entre o início do verão e meados do outono, implicando na retração da Corrente das Malvinas (Wainer *et al*, 2000). Esse fato tem importante impacto na origem e na evolução do fenômeno, uma vez que a instabilização da massa de ar ocorreria sobre uma região mais extensa de águas quentes antes de alcançar o continente.

A análise da direção média do vento na camada 1000-700 hPa mostra que durante os casos de advecção de nebulosidade rasa houve preferencialmente a ocorrência de escoamentos dos setores Sul e Leste sobre o Sul do Brasil. A Figura 3.12 exhibe a frequência com que cada direção do vento predominou nos casos de acordo com a estação do ano.

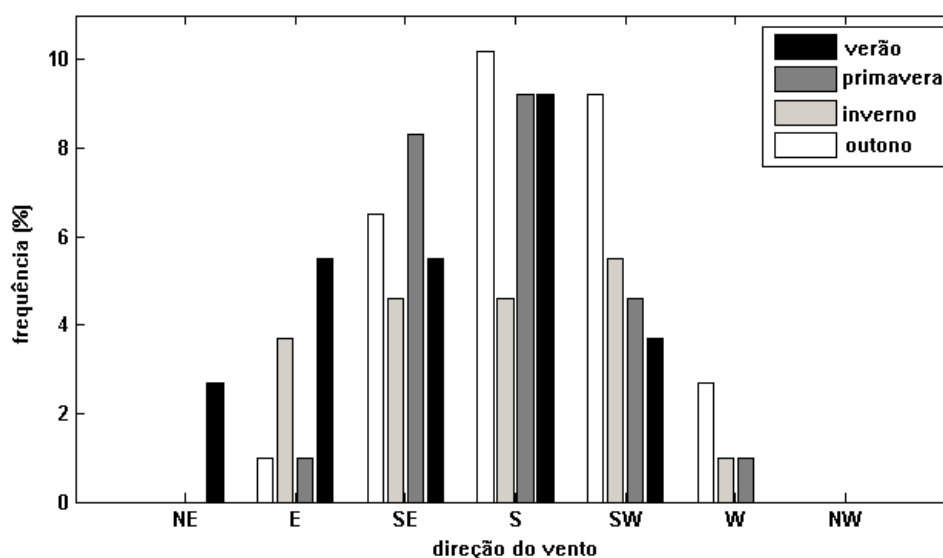


Figura 3.12 – Distribuição sazonal das direções do vento durante os 108 casos de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil.

Especialmente durante o outono, foi observada a presença mais pronunciada das componentes de Sul e de Sudoeste que em relação às demais direções e demais períodos do ano. A distribuição do período de inverno se mostrou homogênea, variando desde o setor Sul até o setor Leste, apesar da componente Sudoeste ligeiramente se sobressair. As direções Sul e Sudeste aparecem como características da primavera, enquanto que no

verão houve preferencialmente presença de escoamentos das direções Sul, Sudeste e Leste.

Dessa forma, se torna evidente a atuação dos ventos dos setores Sul e Leste durante os eventos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. Tais direções, especialmente do setor Sul, são importantes para a análise dos casos selecionados, uma vez que elas mostram que o ar estável proveniente de latitudes mais altas foi forçado a escoar a favor de gradientes de temperatura da superfície do mar, que é o passo inicial para a formação de convecção rasa.

Com base nisso, as quatro direções de vento mais frequentes (SW, S, SE, E) foram separadas e submetidas individualmente a uma análise do posicionamento do centro do anticiclone transiente que originou o escoamento.

O resultado é mostrado na Figura 3.13. Os casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil que apresentaram direção do vento preferencialmente de SW tiveram como característica comum o posicionamento do centro do anticiclone transiente sobre o continente Sul Americano (Figura 3.13a), mais especificamente sobre o território da Argentina.

Para os casos com escoamentos de Sul e Sudeste (Figura 3.13b e 3.13c, respectivamente), o posicionamento do centro da alta migratória foi em sua maior parte bem próximo e ao longo da costa da Argentina e do Uruguai. Quando a direção do vento foi preferencialmente de Leste, o centro do anticiclone transiente apresentou posicionamento ligeiramente afastado da costa da América do Sul (Figura 3.13d).

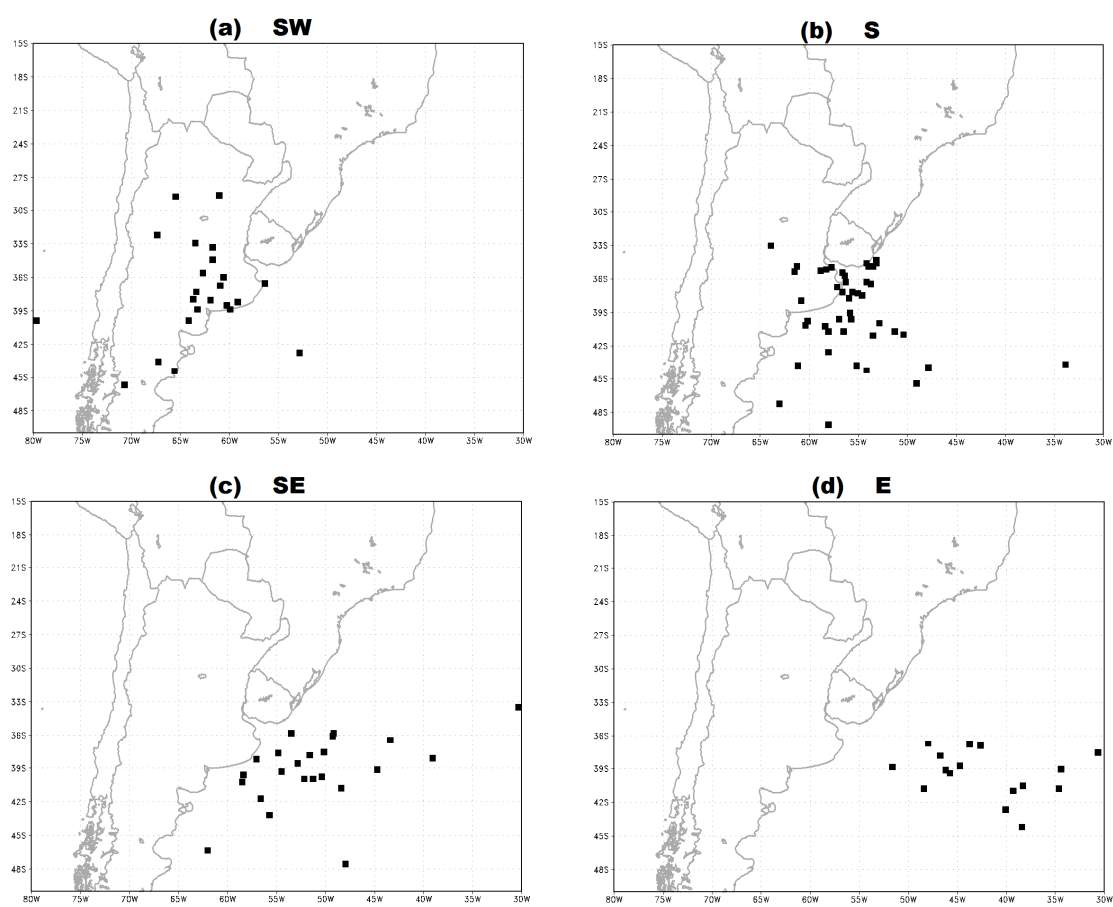


Figura 3.13 – Posicionamento médio do centro do anticiclone transiente durante os casos em que o escoamento sobre o Sul do Brasil foi preferencialmente de (a) Sudoeste, (b) Sul, (c) Sudeste e (d) Leste.

A análise individual das direções preferenciais do vento permitiu uma classificação objetiva do posicionamento do centro da alta migratória durante os casos.

Devido à dificuldade de limitá-las geograficamente através de coordenadas de longitude e latitude, essas três áreas, classificadas pela densidade de posicionamentos, foram primariamente definidas como:

- Escoamento de Sudoeste sobre o Sul do Brasil, causado por posicionamento do anticiclone transiente sobre o continente Sul Americano ou “Região I”;
- Escoamento de Sul e Sudeste sobre o Sul do Brasil, causado por posicionamento do anticiclone transiente sobre ou nas imediações da costa sudeste da América do Sul ou “Região II”;
- Escoamento de Leste sobre o Sul do Brasil, causado por posicionamento do anticiclone transiente ligeiramente afastado da costa da América do Sul ou “Região III”.

De forma geral, nota-se que as três regiões juntas abrangem uma ampla área bem definida, que se estende desde o Sul da América do Sul até o Sudoeste do Oceano Atlântico. Isso é ilustrado de forma compacta pela Figura 3.14.

Isso significa que, durante os casos selecionados, o anticiclone transiente, quando posicionado sobre essa extensa região, causou advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. Como pode ser visto na Figura 3.14, a maior densidade de posicionamentos se localizou próximo à costa ou “Região II”.

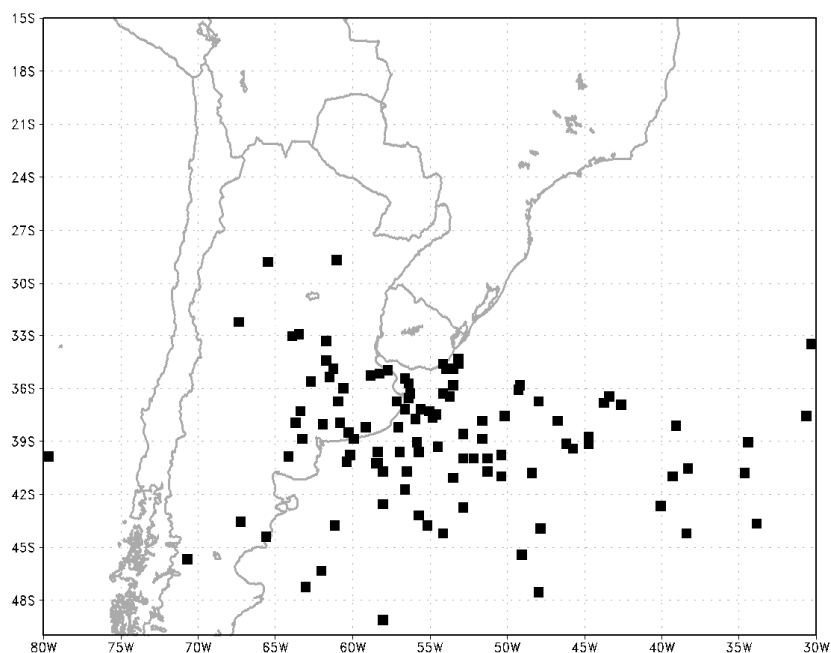


Figura 3.14 – Região preferencial de posicionamento médio do centro do anticiclone transiente durante as advecções de nebulosidade rasa ocorridas entre 2005 e 2010.

Ao se analisar a distribuição do centro da alta migratória entre cada estação do ano, com exceção do outono, foi possível identificar uma preferência sazonal muito clara entre as três regiões (Figura 3.15).

Os casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil mostraram que, durante o outono, o centro do anticiclone transiente preferencialmente esteve bem distribuído entre as Regiões I, II e III (Figuras 3.15a).

Nos casos de inverno, o centro da alta migratória apresentou uma ligeira predileção entre as Regiões II e III (Figuras 3.15b), com posicionamentos dispersos sobre o Oceano Atlântico.

Já durante a primavera, o centro da alta migratória esteve preferencialmente localizado em torno da Região II (Figuras 3.15c).

Enquanto que no verão mostrou preferência sobre as Regiões II e III (Figuras 3.15d), configurando a mesma dispersão dos casos de inverno sobre o oceano. Esses

resultados concordam com as trajetórias dos Anticiclones Transientes sazonais descritas por Lima e Satyamurty (1992).

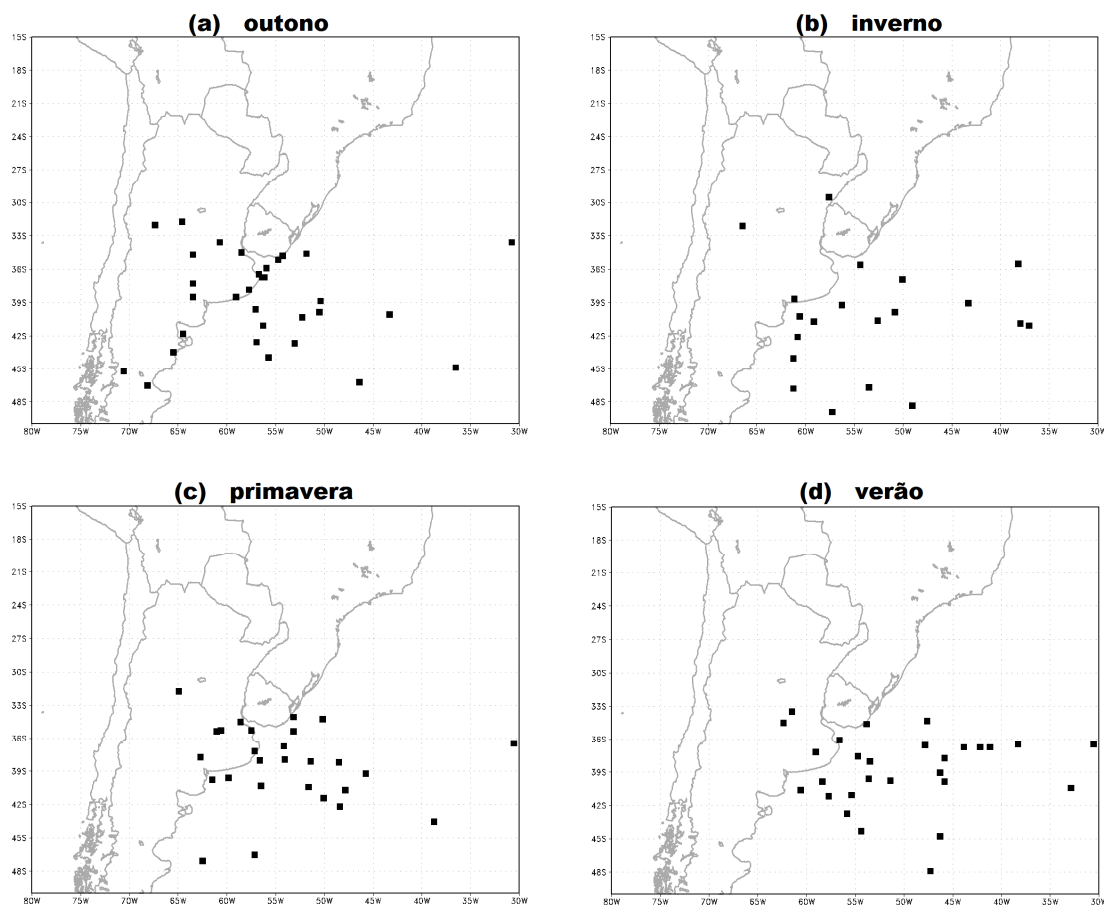


Figura 3.15 – Distribuição sazonal do posicionamento do anticiclone transiente durante cada caso de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. O ponto em cor preta simboliza a posição final do centro da alta migratória em cada dia.

Além de ser possível identificar um padrão claro em todas as trajetórias do anticiclone transiente durante os casos selecionados (*i.e.*, indo do Oceano Pacífico para o Atlântico, no sentido sudoeste-nordeste, Figura 3.16), nota-se também que o centro da alta tendeu a apresentar dois deslocamentos sazonalmente distintos.

Primeiro, um mais continental durante os períodos de outono (Figura 3.16a) e primavera (Figura 3.16c). Segundo, um deslocamento mais marítimo durante o inverno (Figura 3.16b) e o verão (Figura 3.16d). Esses resultados estão de acordo com Lima e Satyamurty (1992), Pezza (2003) e Andrade (2007).

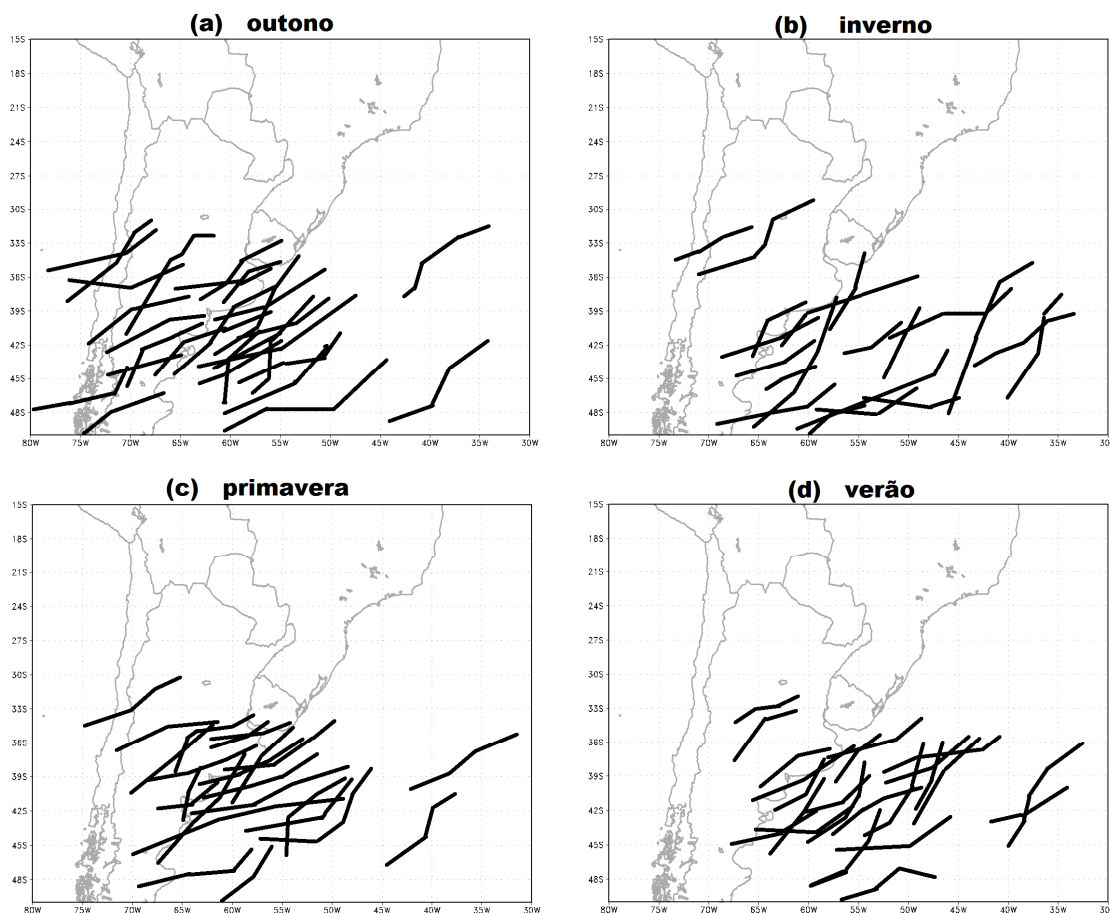


Figura 3.16 – Distribuição sazonal das trajetórias do anticiclone transiente.

Enfatiza-se ainda a quase inexistência de trajetórias cruzando a latitude de 30°S em direção ao norte (Sinclair, 1996), como foi observado através da Figura 3.16. Esse fato se torna importante ao levar em consideração que o centro da alta migratória cruzando 30°S sobre o oceano causaria ventos de Nordeste e Norte, ou seja, escoamento de ar quente de latitudes mais baixas sobre Sul do Brasil.

Em outras palavras, escoamento contra o gradiente de temperatura da superfície do mar, ou que é contrário ao foco deste estudo. Por outro lado, o posicionamento do anticiclone transiente exatamente sobre o Sul do Brasil inviabilizaria quaisquer advecção de nebulosidade sobre o Estado, uma vez que próximo ao centro da alta existem fracos gradientes de pressão e calmaria.

Uma avaliação sazonal agora levando em conta as três regiões de posicionamento da alta migratória, e as respectivas direções do vento, foi realizada para esclarecer os resultados mostrados na Figura 3.15.

Essa nova abordagem, mostrada na Figura 3.17, certamente foi mais eficiente para se obter uma melhor caracterização da circulação atmosférica durante os eventos em cada estação do ano.

Por exemplo, o outono (Figura 3.17a) teve mais casos de centro da alta migratória sobre a Região I com ventos de Sudoeste, e também sobre a Região II com ventos do setor Sul.

Enquanto que o inverno (Figura 3.17b) e a primavera (Figura 3.17c) apresentaram mais casos de centros sobre a Região II e escoamento do setor Sul sobre o Sul do Brasil.

Finalmente, os casos de verão (Figura 3.17d) tiveram mais ventos de Sul quando o centro da alta migratória se posicionou sobre a Região II, e ventos de Leste quando posicionada sobre a Região III.

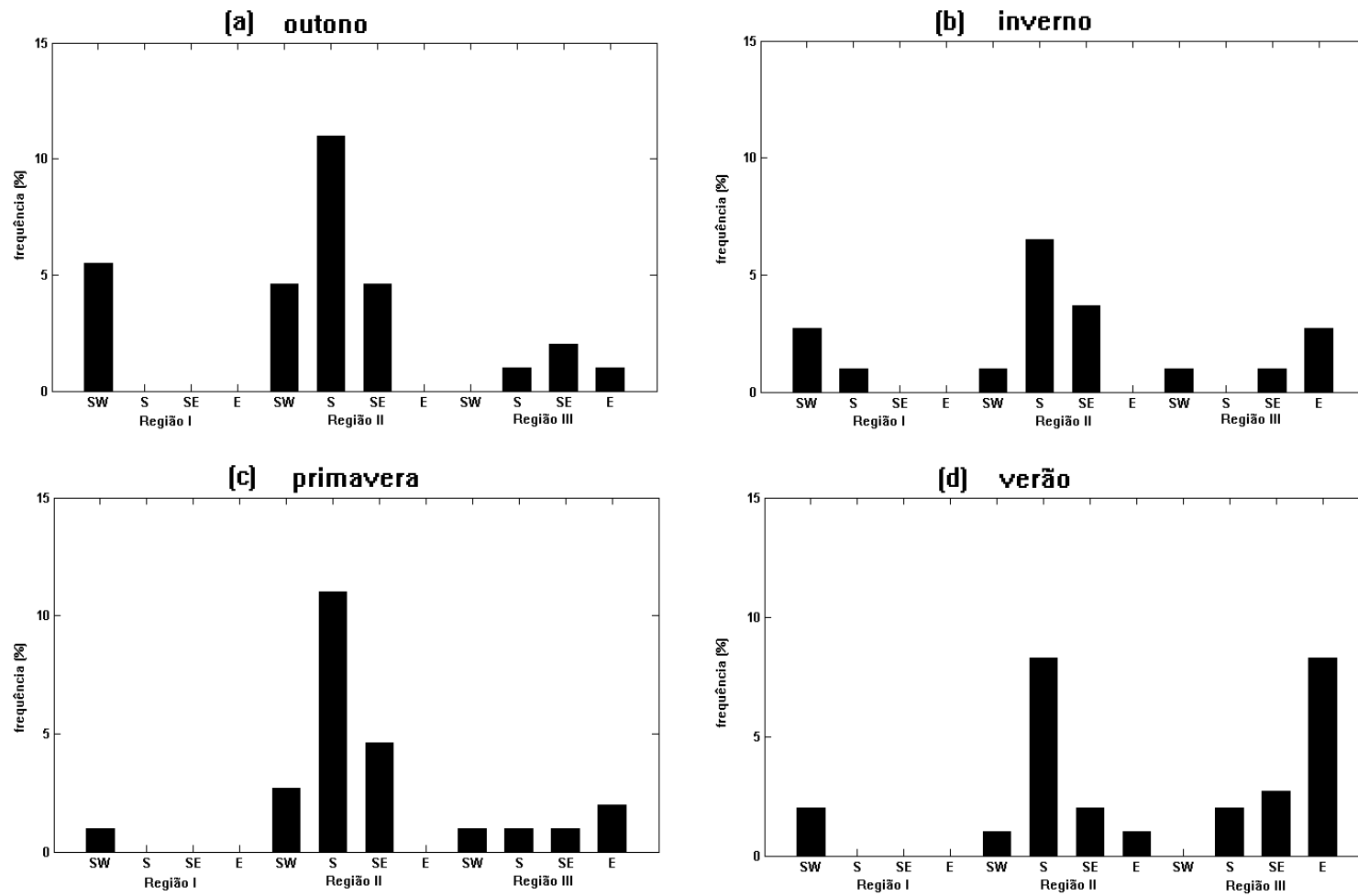


Figura 3.17 – Distribuição sazonal das quatro direções principais do vento de acordo com as três regiões preferenciais de posicionamento do anticiclone transiente.

De forma a sintetizar os resultados obtidos a partir da climatologia sazonal dos casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil, optou-se por restringir a análise sinótica a apenas poucas situações mais frequentes (Figura 3.18).

Com a finalidade de conhecer as configurações sinóticas e termodinâmicas nos níveis inferiores e superiores da troposfera, foi imprescindível que a avaliação fosse reduzida a no máximo três padrões de circulação atmosférica. Cada padrão distinto um em relação ao outro.

Os padrões considerados (70 casos de um total de 108 casos) foram aqueles que na Figura 3.18 atingiram mais de 10% de frequência.

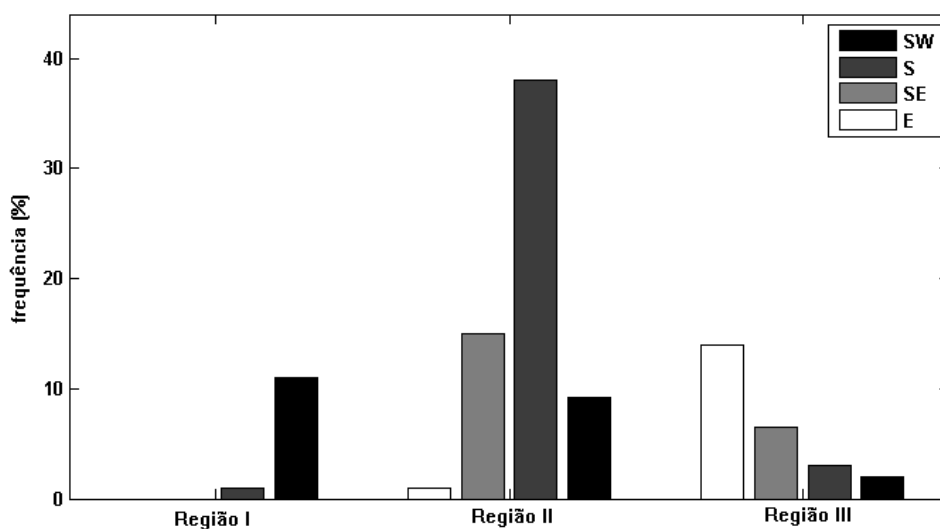


Figura 3.18 – Distribuição das quatro principais direções do vento de acordo com as três regiões preferenciais de posicionamento do anticiclone transiente.

Assim, foram definidos:

- Padrão I (centro do anticiclone sobre a Região I, ventos de Sudoeste sobre o Sul do Brasil);
- Padrão II (centro do anticiclone sobre a Região II, ventos de Sul e Sudeste sobre o Sul do Brasil);
- Padrão III (centro do anticiclone sobre a Região III, ventos de Leste sobre o Sul do Brasil).

Sendo que o Padrão II foi o que concentrou pouco mais de 50% dos casos. Já os Padrões I e III concentraram menos de 15% cada um (Figura 3.19).

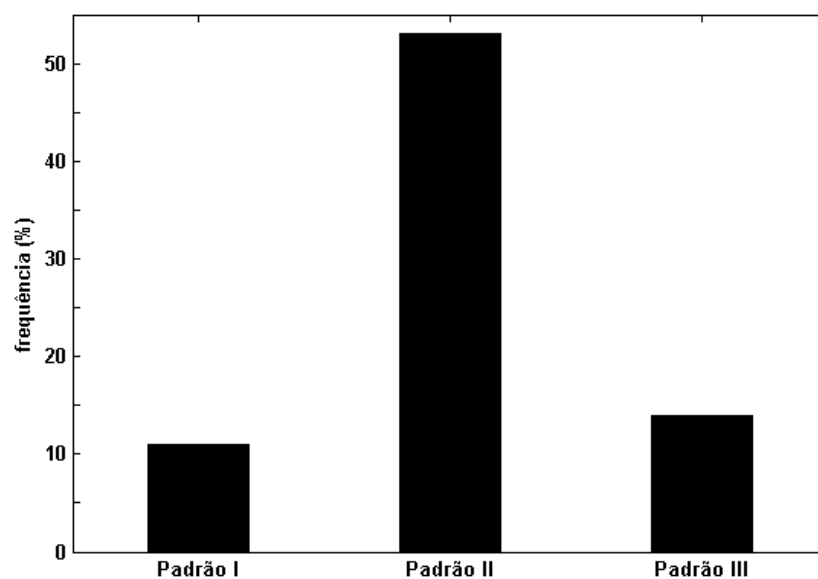


Figura 3.19 – Distribuição dos três padrões de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil.

Então, baseado na distribuição das quatro principais direções do vento em relação às três regiões preferenciais, obteve-se uma configuração sinótica (altos e baixos níveis) para cada padrão de circulação atmosférica identificado.

O Padrão I, mostrado pela Figura 3.20, tem como característica na troposfera inferior um centro de alta pressão definido em 27°S/66°W, identificável através da circulação anticiclônica, a qual direciona o escoamento do quadrante Sudoeste perpendicular à região de gradiente térmico da superfície oceânica (Figura 3.20a).

Nos níveis superiores da troposfera esteve presente uma crista em 500 hPa, cujo eixo posicionou-se sobre a Cordilheira dos Andes. O campo de altura geopotencial se apresentou aproximadamente em fase com o de vento em 250 hPa, pois estava disposto no mesmo padrão de onda (Figura 3.20b).

Conseqüentemente, a área de influência da advecção de vorticidade anticiclônica causada pela crista durante os casos do Padrão I se manteve entre o Sul do Brasil e a Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM).

Isso pode ser observado através da persistência das áreas de subsidência de ar (*i.e.*, regiões de Omega positivo) a leste do eixo da crista, estendendo-se do continente até a CBM.

Esse padrão foi similar ao encontrado por Garreaud (2000) para condições durante e ligeiramente após a passagem de sistemas frontais (“dia zero”) sobre o Sudeste da América do Sul. Está de acordo também com Lima e Satyamurty (1992) e Andrade (2007).

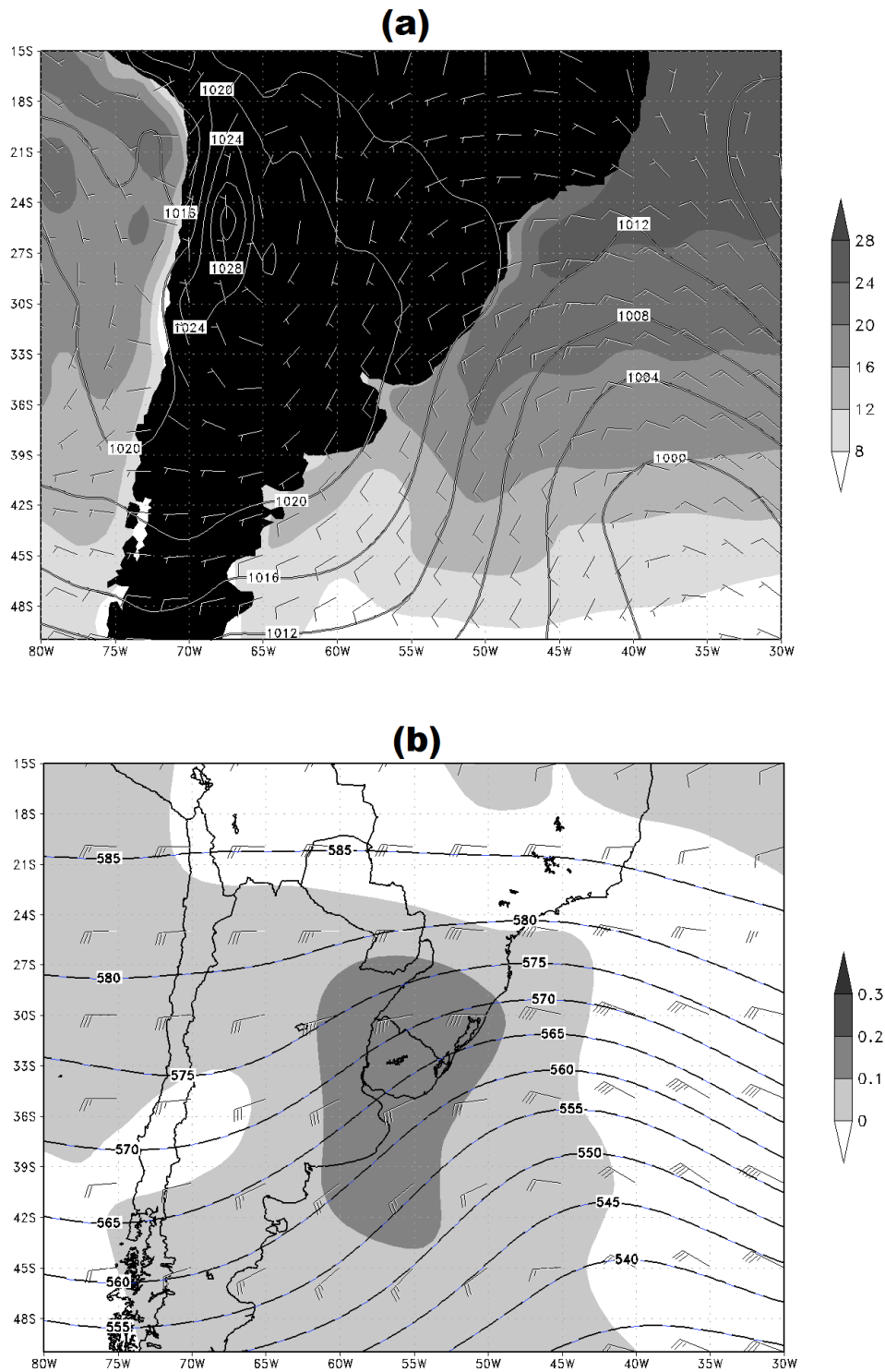


Figura 3.20 – Campos médios de (a) pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) e (b) altura geopotencial em 500 hPa (linhas tracejada, intervalos de 5 mgp), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para o Padrão I de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil.

A Figura 3.21 ilustra o Padrão II, em que o centro do anticiclone transiente de superfície esteve definido em $37^{\circ}\text{S}/57^{\circ}\text{W}$ com valor médio de pressão 1020 hPa. Essas condições favoreceram o escoamento do setor Sul sobre a Região CBM à favor do gradiente de temperatura da superfície do mar (Figura 3.21a).

Em altos níveis (Figura 3.21b) se configurou a presença de uma crista em 500 hPa, cujo eixo se localizou entre a Cordilheira dos Andes e o Sul do Brasil. O campo de altura geopotencial se apresentou aproximadamente em fase com o de vento em 250 hPa, que estava disposto no mesmo padrão de onda.

A área de influência da advecção de vorticidade anticiclônica causada pela crista sob o regime do Padrão II cobriu tanto o Sul do Brasil como a Confluência Brasil-Malvinas.

Conseqüentemente, isso resultou na persistência das áreas de subsidência de ar a leste do eixo da crista, isto é, do continente até a CBM.

O Padrão II concorda com as condições pós-frontais (dias posteriores à passagem do sistema frontal) em níveis inferiores e superiores apresentadas por Lima e Satyamurty (1992), Garreaud (2000) e Andrade (2007). Também há semelhança nas condições pós-frontais de baixos níveis encontradas por Acevedo *et al* (2010).

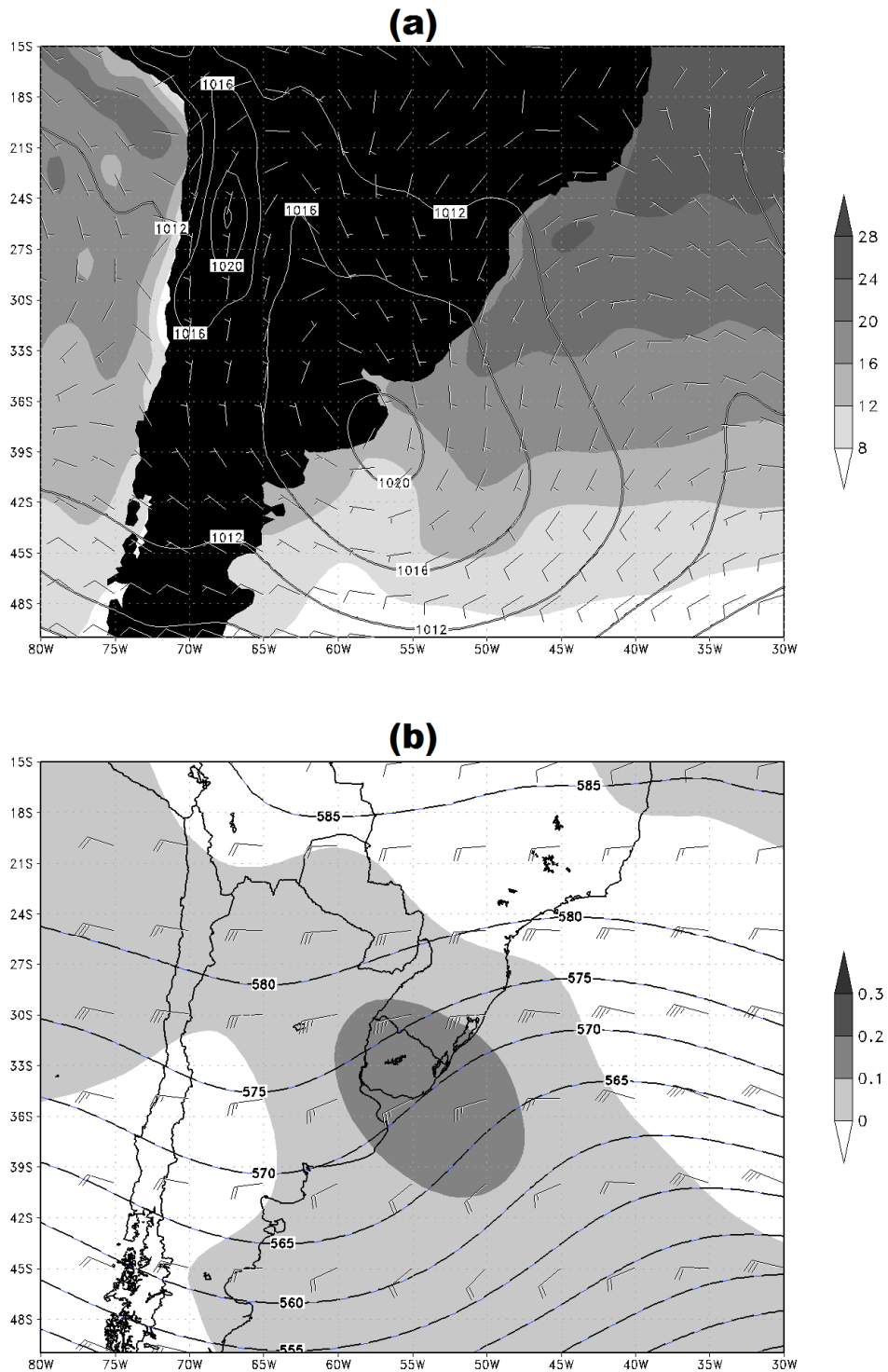


Figura 3.21 – Campos médios de (a) pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) e (b) altura geopotencial em 500 hPa (linhas tracejada, intervalos de 5 mgp), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para o Padrão II de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil.

O Padrão III (Figura 3.22) foi caracterizado por um centro do anticiclone transiente, com valor médio de pressão 1020 hPa definido em 37°S/47°W, cuja circulação promove o direcionamento dos ventos do setor Leste à favor do gradiente de temperatura da superfície do mar na Região CBM (Figura 3.22a).

Nos níveis superiores da troposfera houve a atuação de uma crista em 500 hPa, cujo eixo esteve posicionado a oeste do Sul do Brasil, porém levemente inclinado corrente abaixo do escoamento. O campo de altura geopotencial se apresentou aproximadamente em fase com o de vento em 250 hPa (Figura 3.22b).

A área de influência da advecção de vorticidade anticiclônica para os casos do Padrão II se estendeu desde o Sul do Brasil até o Oceano Atlântico, cobrindo inclusive a Confluência Brasil-Malvinas, resultando na persistência das áreas de subsidência de ar a leste do eixo da crista, estendendo-se do continente até a CBM.

O posicionamento médio da crista em 500 hPa garantiu o suporte de vorticidade anticiclônica à alta migratória em superfície. Isso está de acordo com Sinclair (1996) e Garreaud (2000). A circulação da alta pressão, nas três situações, favoreceu o escoamento de ar sobre a Região da Confluência, das águas frias para as águas quentes, e posteriormente advectou a nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil.

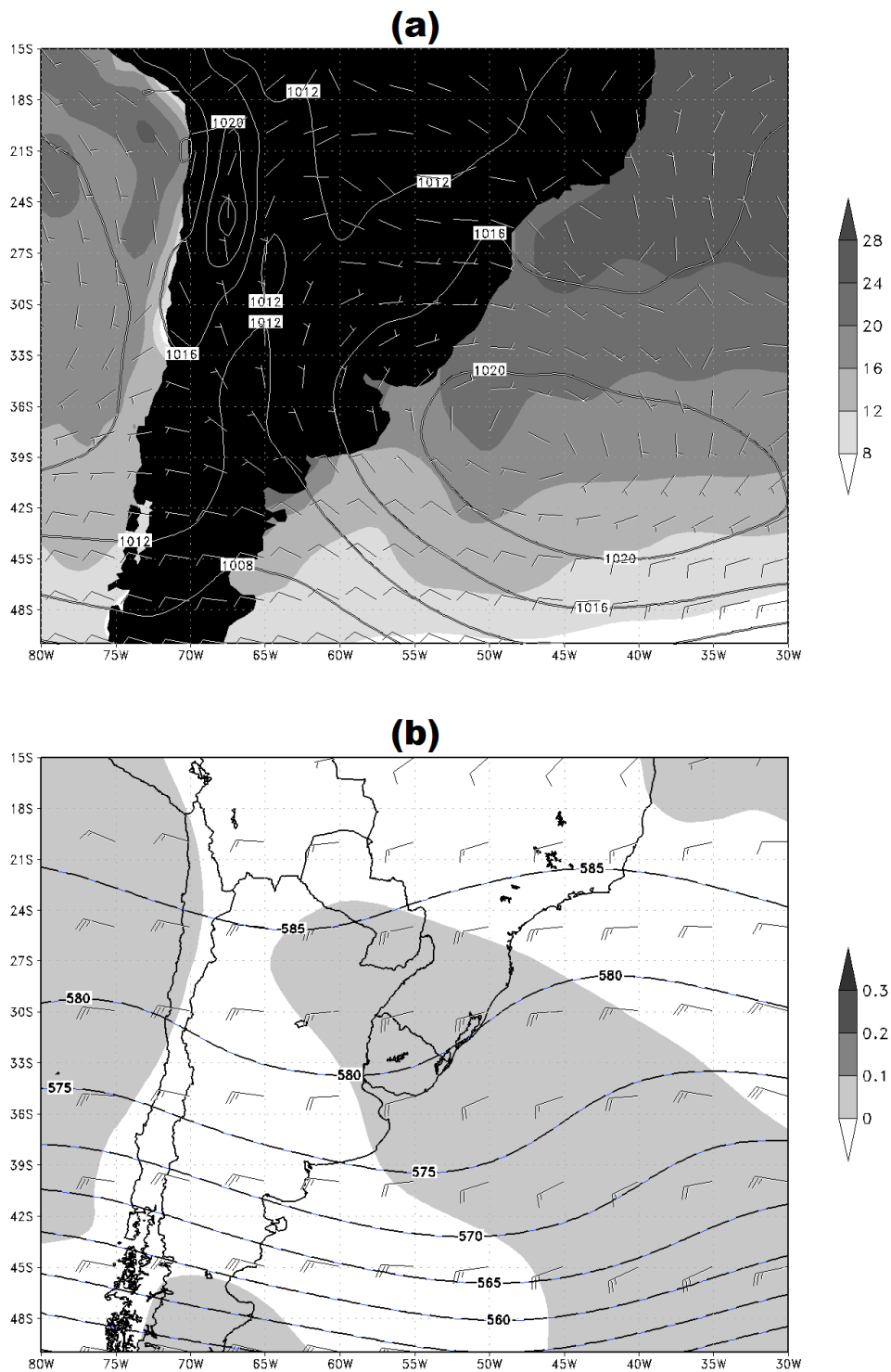


Figura 3.22 – Campos médios de (a) pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) e (b) altura geopotencial em 500 hPa (linhas tracejada, intervalos de 5 mgp), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para o Padrão III de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil.

Os três padrões foram utilizados para obter o quadro sinótico de cada estação do ano. As Figuras 3.23 e 3.24 ilustram essa distribuição para os níveis inferiores e superiores, respectivamente.

Pode-se afirmar que em baixos níveis (Figura 3.23) os campos de pressão ao nível do mar e vento médio na camada 1000-700 hPa indicam uma predileção sazonal pelo Padrão II.

Com exceção dos casos de verão, que apresentaram preferência também pelo Padrão III (como pode ser visto através do centro do anticiclone transiente ligeiramente mais afastado da costa na Figura 3.23d), as demais estações do ano (Figura 3.23a a 3.23c) mostram o centro da alta migratória posicionado sobre a Região II e ventos de Sul e de Sudeste sobre o Sul do Brasil e Confluência Brasil-Malvinas. Isto é, houve uma preferência sazonal pelas características do Padrão II.

Em função do campo de vento ter sido obtido a partir da média entre os níveis 700 hPa e 1000 hPa, a circulação do anticiclone transiente (Figura 3.23) apresentou leve defasagem em relação as isóbaras em superfície, especialmente no centro da alta.

Isso se deve ao fato de que o escoamento em 700 hPa ser mais intenso que em 1000 hPa, o que faz com que o campo médio tenda a assumir as características dos níveis em que a magnitude seja maior. Apesar da circulação mostrada nos casos de verão ser similar à das demais estações do ano (Padrão II), o campo de pressão ao nível do mar se configurou como um misto de Padrão II e Padrão III.

Em níveis superiores, a homogeneidade sazonal foi menor. Por exemplo, os campos de altura geopotencial em 500 hPa e vento em 250 hPa dos casos de outono (Figura 3.24a) e inverno (Figura 3.24b) mostraram uma configuração similar à apresentada no Padrão II, enquanto que a primavera (Figura 3.24c) e o verão (Figura 3.24d) se mostraram na forma ligeiramente modificada do Padrão II, tendendo a um Padrão III.

Nos casos das quatro estações do ano, o leste do eixo da crista em 500 hPa esteve localizado sobre o Sul do Brasil, e a área de subsidência de ar, senão idêntica, apresentou-se de uma forma similar à do Padrão II.

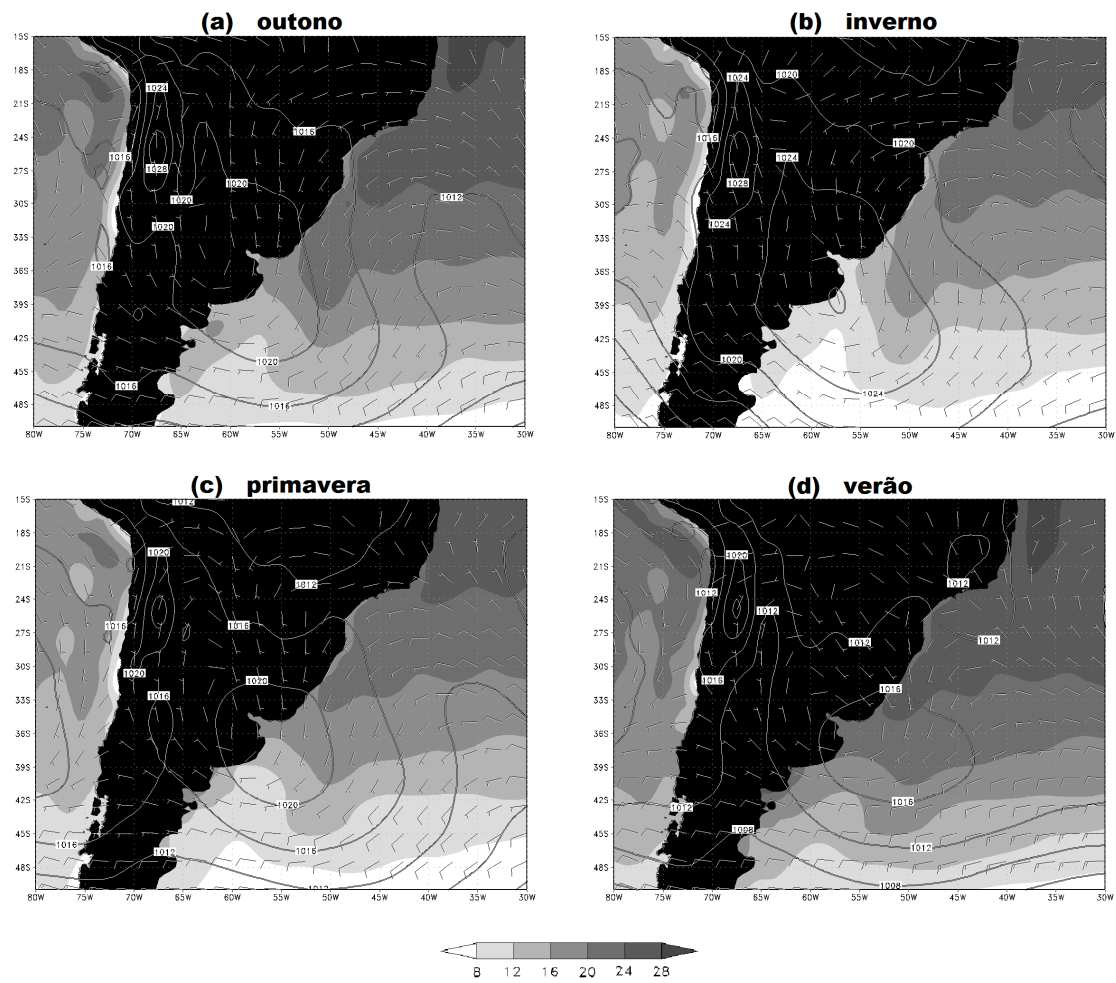


Figura 3.23 – Campos médios sazonais de pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) para os casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil ocorridos durante (a) o outono, (b) o inverno, (c) a primavera e (d) o verão.

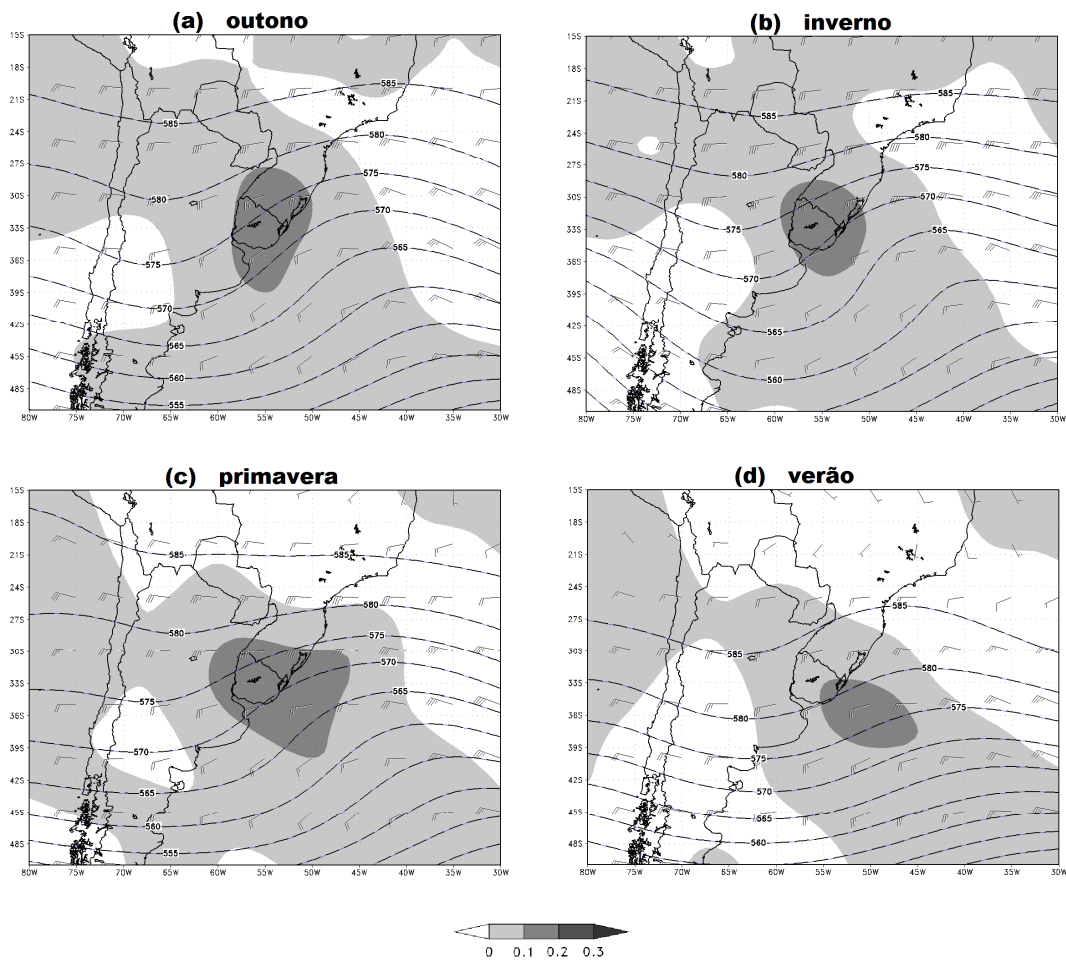


Figura 3.24 – Campos médios sazonais de altura geopotencial (linhas tracejadas, intervalos de 5 mPg), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para os casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil ocorridos durante (a) o outono, (b) o inverno, (c) a primavera e (d) o verão.

A Figura 3.25 permite confirmar que em baixos níveis os campos de pressão ao nível do mar e vento médio na camada 1000-700 hPa indicam uma predileção sazonal pelo Padrão II. No entanto, o verão indicou preferência tanto pelo Padrão II quanto pelo III.

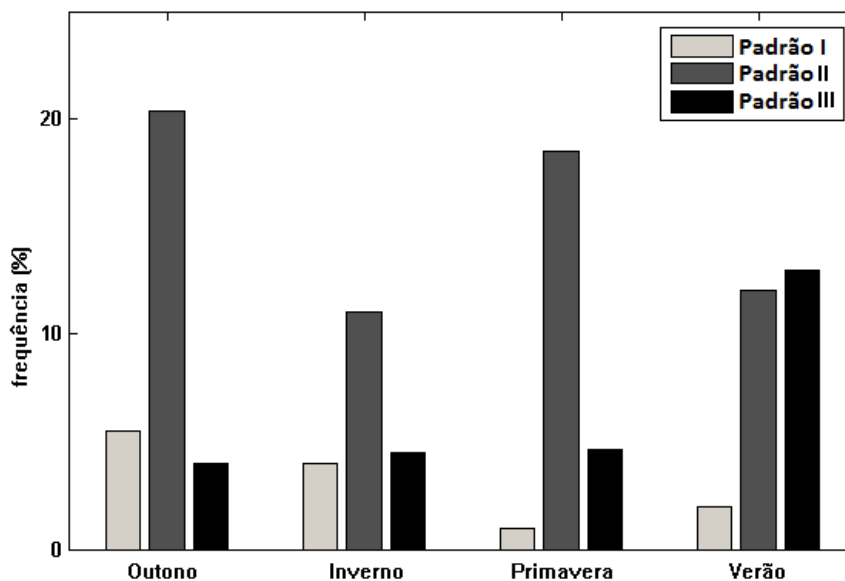


Figura 3.25 – Distribuição sazonal dos três padrões de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil, com base na configuração obtida nos níveis inferiores.

As áreas de subsidência de ar sobre a Região CBM a princípio inibiriam a formação de nebulosidade. Porém, como já mencionado, em superfície o anticiclone transiente força o ar a escoar à favor do gradiente de TSM (*i.e.* indo na direção de águas aquecidas) e a massa de ar se instabiliza em baixos níveis (Mahrt, 2000; Skyllingstad *et al*, 2007). Esse fato favorece a convecção rasa devido ao amplo suporte de umidade e mistura de ar sobre a Confluência, ainda que haja inibição nos níveis superiores (Painemal *et al*, 2010).

Paluch e Lenschow (1991) observaram o mesmo efeito dos gradientes de TSM na geração da convecção rasa do Nordeste do Oceano Pacífico. Segundo eles, a presença de uma intensa subsidência gerada pela alta pressão subtropical do Pacífico, aliada a intensos fluxos ascendentes de umidade sobre as águas quentes em latitudes

mais baixas conduziram a formação de nebulosidade cumuliforme (células abertas) sobre aquela região. Tal constatação foi explicada mais tarde por Mahrt (2000) e Skillingstad *et al* (2007).

3.3 – Efeitos locais

3.3.1 – Casos precipitantes

Nesta seção são investigadas a frequência dos casos precipitantes, bem como suas configurações médias na troposfera inferior e superior. Os campos analisados foram os mesmos da Seção 3.1: pressão ao nível do mar, magnitude e direção médias do vento na camada 1000-700 hPa, temperatura da superfície do mar, altura geopotencial e Omega em 500 hPa, magnitude e direção do vento em 250 hPa.

A metodologia de seleção apresentada no Capítulo 2 se mostrou satisfatória. Ela permitiu descartar situações de nevoeiro, precipitação de intensidade moderada a forte eventualmente acompanhada de trovoadas e/ou rajadas de vento e queda de granizo nas três localidades (Porto Alegre, Santa Maria e Pelotas) dentro do conjunto de casos.

Tais situações poderiam contaminar a análise. Assim, vale ressaltar mais uma vez que, neste estudo e mais especificamente nesta seção, quando mencionado “precipitação” estar-se-á referindo restritamente às condições de tempo entre chuviscos e/ou chuva de intensidade fraca.

Os casos precipitantes tiveram participação tão expressiva quanto os não-precipitantes. A Figura 3.26 mostra que os casos em que houve precipitação em pelo menos uma localidade somaram 45% do total de 108 eventos. Enquanto que registros de nebulosidade sem precipitação ocorreram em 55% dos casos selecionados.

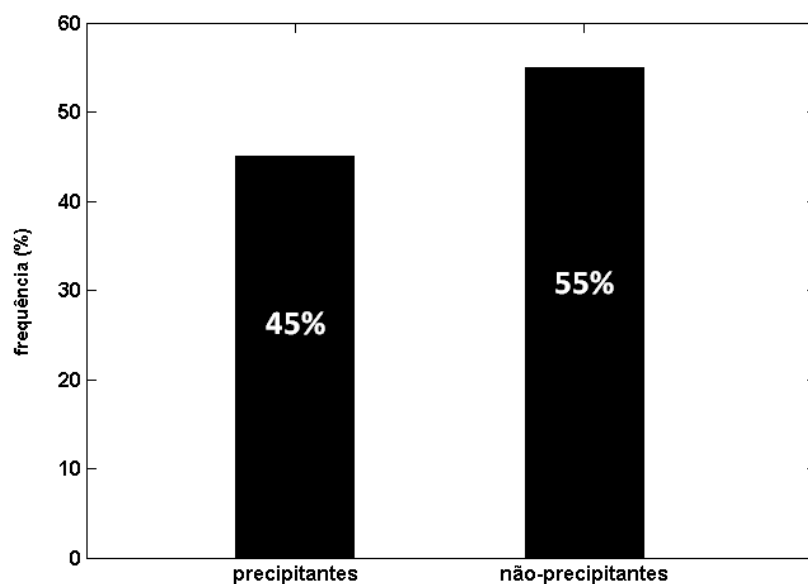


Figura 3.26 – Frequência dos casos precipitantes e não-precipitantes sobre o Sul do Brasil ocorridos entre 2005 e 2010.

Os casos precipitantes foram classificados da seguinte forma: precipitação somente em Santa Maria (SBSM), somente em Porto Alegre (SBPA), somente em Pelotas (SBPK), em Porto Alegre e em Pelotas (SBPA,SBPK), em Santa Maria e em Porto Alegre (SBSM,SBPA), e nas três localidades (SBSM,SBPA,SBPK).

Não houve registro de precipitação nos dados de METAR de forma simultânea nas localidades de Pelotas e Santa Maria durante os casos selecionados.

O levantamento da distribuição espacial dos casos precipitantes é mostrado na Figura 3.27.

Observou-se que Porto Alegre foi a localidade mais influenciada pela advecção de nebulosidade rasa precipitante entre 2005 e 2010. A frequência dos casos precipitantes apenas nessa localidade foi de 23%.

Quanto as demais localidades, ambas apresentaram frequência menor que Porto Alegre se analisadas tanto isoladamente quanto simultaneamente, mas ainda assim

Pelotas (6,5%) se mostrou sob maior influência da nebulosidade rasa precipitante do que Santa Maria (2%).

Evidentemente, analisadas em conjunto com as outras localidades, Santa Maria e Pelotas apresentaram uma quantidade ligeiramente maior de casos com registro de precipitação do que isoladamente, porém, não o suficiente para igualarem-se a dos não-precipitantes e menos ainda as de Porto Alegre.

Quando quantificados em conjuntos, a localidade de Pelotas mostrou uma frequência de 15,5%, enquanto que Santa Maria, 12%, e Porto Alegre registrou 36,5% de ocorrências.

O fato de ter sido observado baixa ocorrência de casos com precipitação nas três localidades simultaneamente (5,5%), mostrou que a influência da advecção de nebulosidade rasa precipitante a partir da costa em direção ao interior do Sul do Brasil foi ainda menor no período analisado se comparada aos casos não-precipitantes.

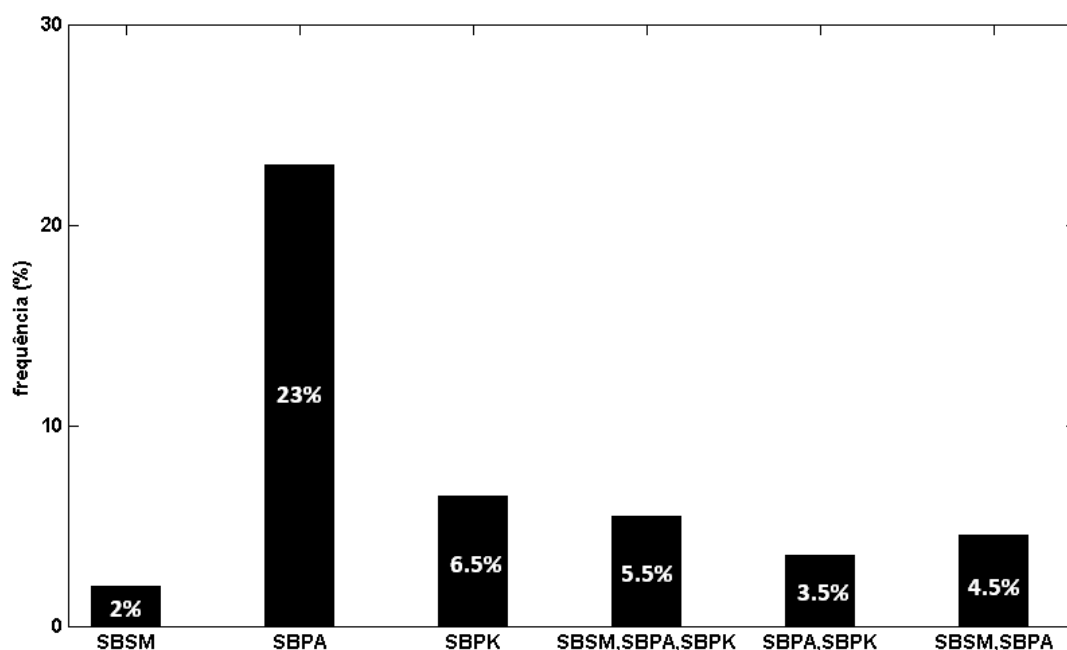


Figura 3.27 – Distribuição dos casos precipitantes sobre o Sul do Brasil ocorridos somente em Santa Maria (SBSM), somente em Porto Alegre (SBPA), somente em Pelotas (SBPK), nas três localidades simultaneamente (SBSM,SBPA,SBPK), em Porto Alegre e em Pelotas (SBPA,SBPK), e em Santa Maria e em Porto Alegre (SBSM,SBPA).

Com a finalidade de se conhecer as características de cada uma das cinco situações precipitantes citadas, avaliou-se os campos médios em níveis inferiores (Figuras 3.28 e 3.30) e superiores (Figuras 3.29 e 3.31) sob a ótica dos três padrões sinóticos definidos na Seção 3.2.

Observou-se semelhança dos campos médios entre os casos de Porto Alegre e de Pelotas. Tais casos configuraram características do Padrão II tanto nos níveis inferiores (Figuras 3.28a e 3.28b, respectivamente) quanto nos superiores (Figuras 3.29a e 3.29b, respectivamente).

Enquanto que os casos com precipitação somente em Santa Maria apresentaram uma ligeira preferência por um misto entre os Padrões I e II na troposfera inferior e superior (Figuras 3.28c e 3.29c, respectivamente).

Um detalhe em comum entre os campos das três situações foi o enquadramento em condições típicas pós-frontais e pós-ciclônicas sobre o Sul do Brasil. Isto é, a presença do ciclone extratropical afastado da costa (em torno de 33°S/43°W) e da alta migratória posicionada sobre a linha de costa (em torno de 39°S/60°W), que demonstra a preferência pelo Padrão II.

As intensidades médias da alta migratória durante os casos precipitantes foram iguais (ver Figura 3.28b) e até superiores (ver Figuras 3.28a e 3.28c) as médias sazonais obtidas por Painemal *et al* (2010), que variaram entre 1016-1020 hPa.

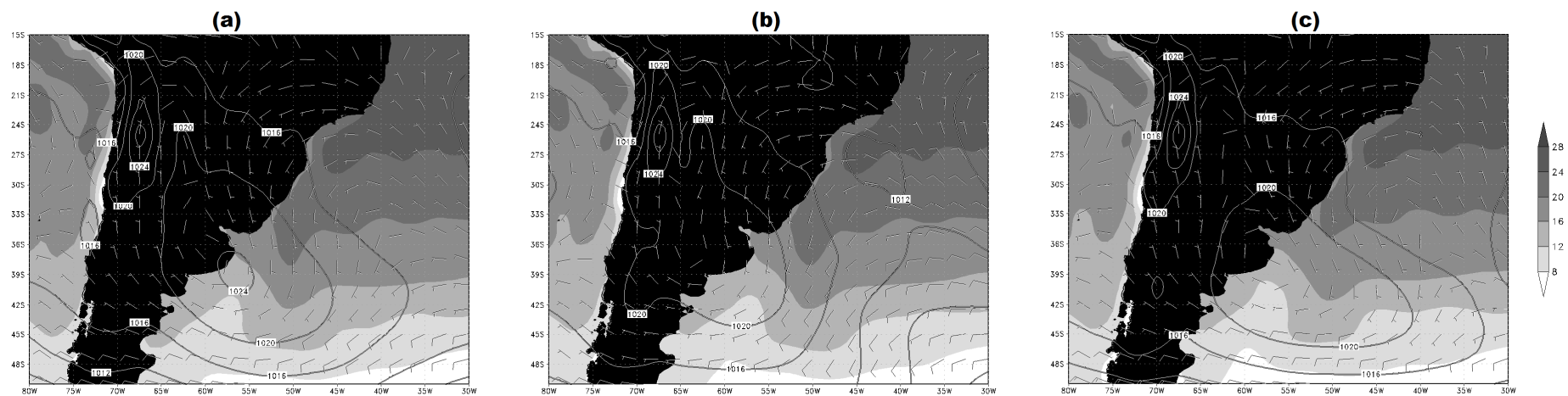


Figura 3.28 – Campos médios de pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) para os casos de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorridos (a) somente em Porto Alegre, (b) somente em Santa Maria e (c) somente em Pelotas.

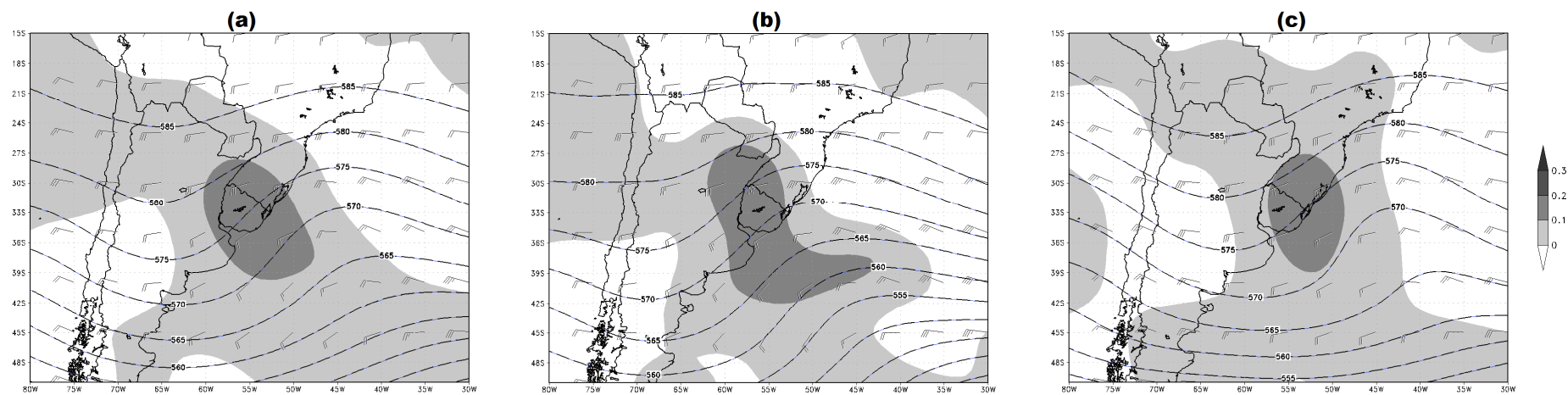


Figura 3.29 – Campos médios de altura geopotencial (linhas tracejadas, intervalos de 5 mpg), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para os casos de advecção de nebulosidade rasa ocorridos (a) somente em Porto Alegre, (b) somente em Santa Maria e (c) somente em Pelotas.

Os casos que registraram precipitação nas três localidades simultaneamente também foram característicos de um misto de Padrão I e II apenas nos níveis inferiores (Figura 3.30a), pois em níveis superiores o Padrão I foi predominante (Figura 3.31a).

Situação semelhante foi observada nos casos de precipitação simultânea em Porto Alegre e Santa Maria (Figuras 3.30b e 3.31b), também sob influência tanto do Padrão I quanto do II em baixos níveis, e do Padrão I na alta troposfera.

No entanto, os casos precipitantes Porto Alegre-Pelotas se apresentaram típicos do Padrão III (Figuras 3.30c e 3.31c), com uma crista bem definida em altos níveis cujo eixo esteve posicionado a oeste da Região CBM e do Sul do Brasil.

Exceto essa última situação (Figura 3.30c), que apresentou um centro anticiclônico mais afastado da costa, outra vez se notou a disposição pós-frontal e pós-ciclônica dos sistemas em baixos níveis sobre as regiões de interesse.

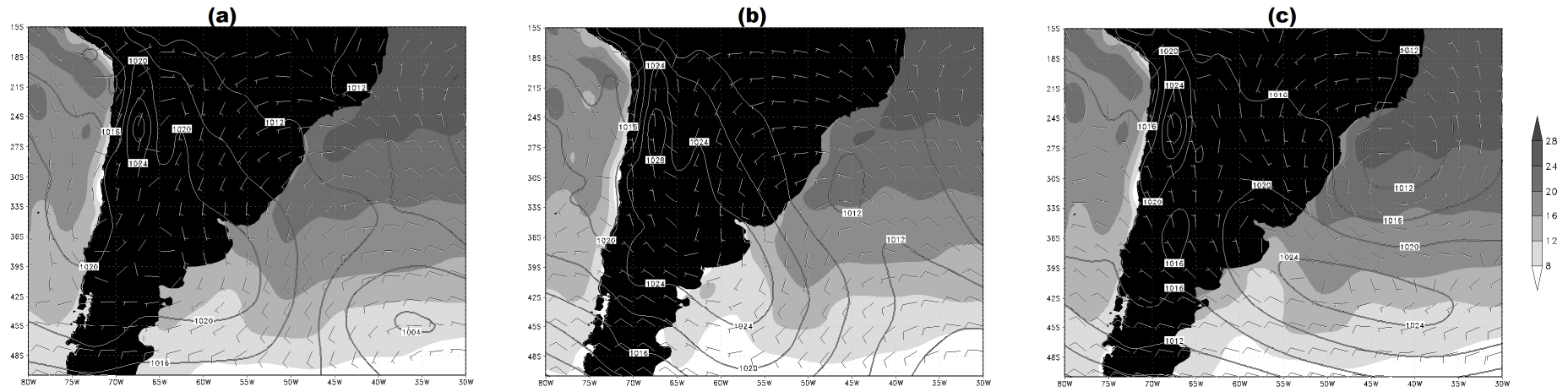


Figura 3.30 – Campos médios de pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) para os casos de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorridos (a) nas três localidades, (b) em Porto Alegre e em Santa Maria e (c) em Pelotas e em Porto Alegre.

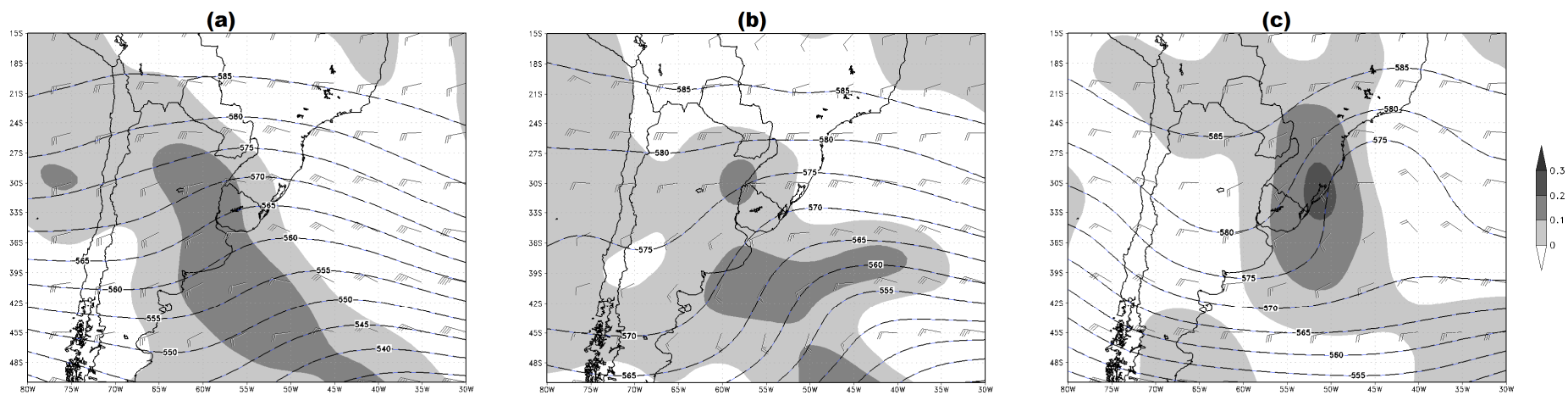


Figura 3.31 – Campos médios de altura geopotencial (linhas tracejadas, intervalos de 5 mpg), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para os casos de advecção de nebulosidade rasa ocorridos (a) nas três localidades, (b) em Porto Alegre e Santa Maria e (c) em Pelotas e Porto Alegre.

Os resultados de Painemal *et al* (2010) indicaram que, durante a atuação de anticiclones menos intensos (isóbara central abaixo de 1020 hPa) no Sudeste do Oceano Pacífico, a convecção tende a estar em uma camada mais profunda disposta no padrão de células abertas e até mesmo células fechadas de pequena dimensão horizontal. A base e o topo das nuvens rasas nesses casos se apresentaram em um nível mais acima em relação à média.

Por outro lado, segundo esses mesmos autores, na presença de anticiclones mais intensos (isóbara central acima de 1020 hPa) sobre aquela região, a convecção ocorre em uma camada mais rasa se torna disposta no padrão de amplas células fechadas. Consequentemente, a base e o topo das nuvens nessa situação se encontram em um nível abaixo do nível médio.

Essas duas afirmações de Painemal *et al* (2010) concordam com os resultados para o Norte dos Oceanos Pacífico e Atlântico obtidos por Agee e Dowell (1974) (Figura 1.5).

Stevens *et al* (2005) ainda afirmaram que houve pouca ou nenhuma ocorrência de chuviscos durante a atuação de amplas células fechadas. Ao passo que a frequência de precipitação foi maior em casos de células abertas e pequenas células fechadas. A diferença se deve ao fato de as amplas células fechadas estarem inseridas em um ambiente de maior estabilidade que as células abertas.

Apesar de haver diferenças entre a relação do regime de chuviscos e o padrão celular de Stevens *et al* (2005) e Painemal *et al* (2010), ambos estudos concordam quanto a altura média da base e do topo das nuvens rasas.

Casos em que houve registro de precipitação em três localidades do Sul do Brasil durante as advecções de nebulosidade rasa foram pouco frequentes. No entanto, ao mesmo tempo foram de grande importância, afinal representam um quadro meteorológico relevante para a Previsão do Tempo da região de estudo.

As condições de Tempo representadas pelos modelos para situações pós-frontais e pós-ciclônicas frequentemente incluem incursões de ar frio e estável, de latitudes mais altas, acompanhadas de ausência de nebulosidade em resposta à essa estabilidade.

No entanto, os resultados mostrados ao longo deste estudo enaltecem que, algumas vezes, a mesma massa de ar que traria ausência de nebulosidade, eventualmente se encontra instabilizada em baixos níveis, apresentando uma camada úmida adquirida após escoar sobre a Confluência Brasil-Malvinas em direção tanto na região costeira quanto no interior do Sul do Brasil.

A Figura 3.32 ilustra uma forte preferência de fluxos meridionais de umidade vindos da Região da Confluência na direção do Sul do Brasil durante os casos de precipitação simultaneamente em três localidades. Tal configuração foi bem próxima à obtida para o Padrão II, exceto pelo valor máximo de intensidade do fluxo estar posicionado mais ao Sul na situação precipitante e, ainda, por haver um sinal claro de convergência de umidade sobre a costa do Sul do Brasil.

Evidenciou-se que, em média, uma quantidade de umidade entre $4,5 \times 10^4$ e $7,5 \times 10^4$ kg/s chegou ao Sul do Brasil durante os casos com registro simultâneo de precipitação em Porto Alegre, Santa Maria e Pelotas. Isso representou quase o dobro de umidade obtido no Padrão II.

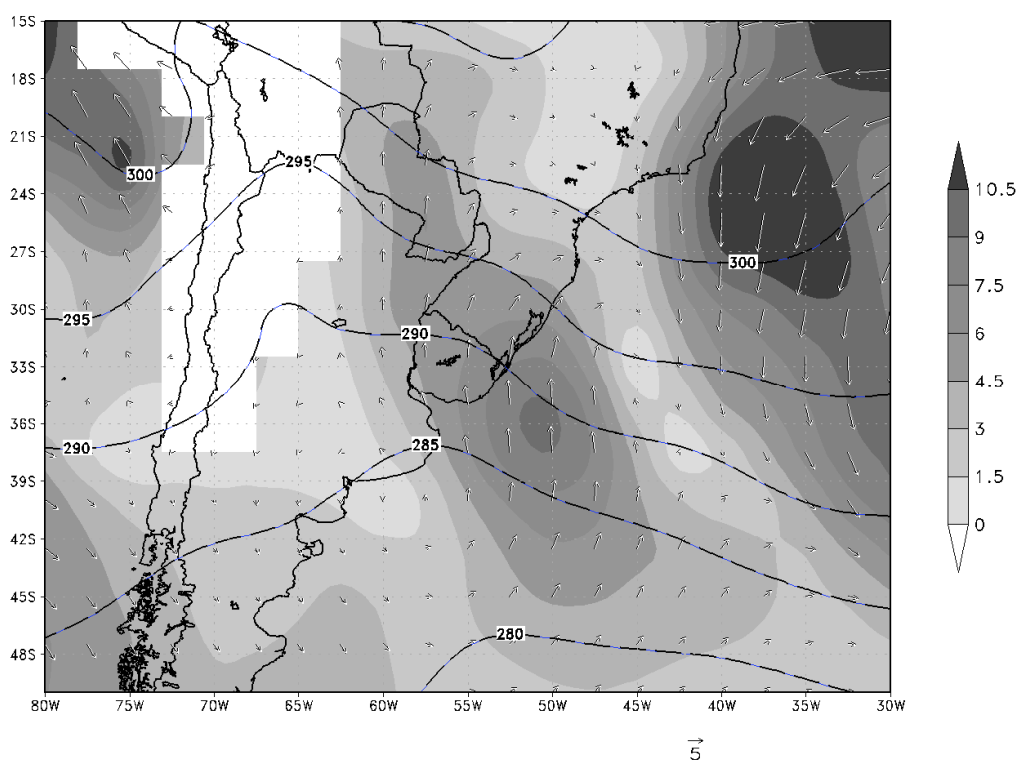


Figura 3.32 – Campos médios de espessura da camada 1000-700 hPa (linha tracejada, intervalos de 5 dam), direção (vetores) e magnitude (sombreado, intervalos de $1,5 \times 10^4$ kg/s) do fluxo médio de umidade específica na camada 1000-700 hPa dos casos de advecção de nebulosidade precipitante ocorridos simultaneamente nas três localidades (Porto Alegre, Santa Maria e Pelotas) entre 2005 e 2010.

A partir dos perfis médios de temperatura (Figura 3.33) pode-se notar a presença de uma camada rasa e úmida nos níveis inferiores (entre 1000-900 hPa) bem mais misturada do que a média do conjunto total de casos, mostrado na Figura 3.10, em que não se separou casos precipitantes dos não-precipitantes.

Acima dessa camada observou-se outra profunda e seca dentro da massa de ar. Essa evidência de convecção rasa em ambiente estável pode ainda ser confirmada pelos valores médios dos índices termodinâmicos, todos indicando estabilidade, e atestando a subsidência de ar.

Dessa forma, a convecção gerada não pode estender-se tão profundamente pela troposfera, ficando limitada a uma camada rasa, como era de se esperar. Dados de METAR mostravam nebulosidade rasa precipitante atuando nas três localidades durante esses casos, com a altura média da base das nuvens entre 800 e 1500 metros, e cobrindo entre 6 e 8 oitavos do céu.

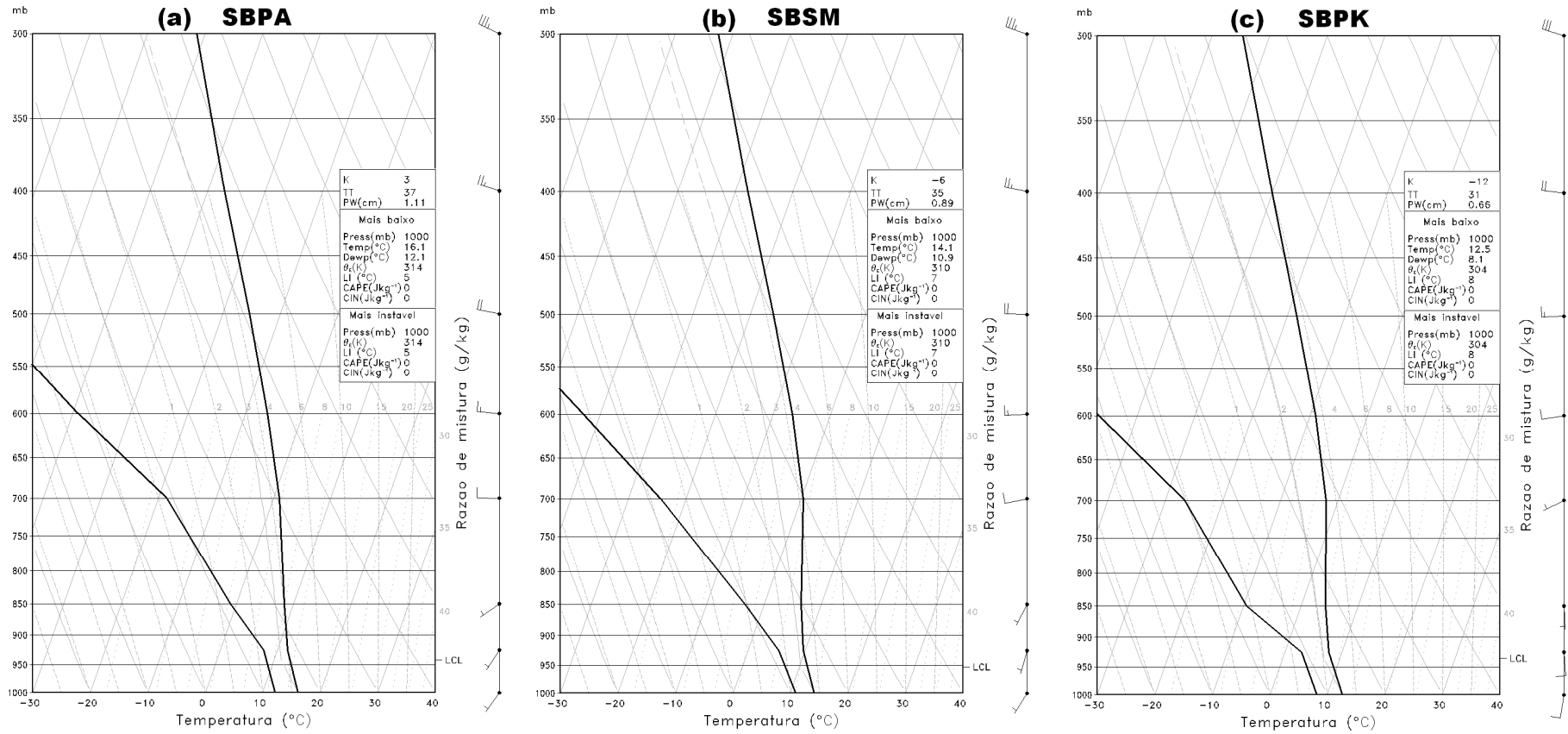


Figura 3.33 – Perfis médios de temperatura do ar (T , °C) e de temperatura do ponto de orvalho (T_d , °C) em (a) Porto Alegre, (b) Santa Maria e (c) Pelotas durante os casos em que houve registro de precipitação simultaneamente nas três localidades do Sul do Brasil.

3.3.2 – Estudos de caso

3.3.2.1 – Evento não-precipitante (15 de setembro de 2008)

Escolheu-se um caso de advecção de nebulosidade rasa não-precipitante sobre o Sul do Brasil, com a finalidade de melhor ilustrar as condições sinóticas e termodinâmicas da atmosfera. Esse caso, ocorrido em 15 de setembro de 2008, apresentou características mistas dos Padrões II e III em níveis inferiores e superiores, como pode ser visto pelas Figuras 3.34 e 3.35, respectivamente.

No escoamento em baixos níveis (Figura 3.34) observou-se um anticiclone transiente, de isóbara central de 1032 hPa, sobre o Sul do Oceano Atlântico (aproximadamente 50°S/40°W, próximo ao encontrado para o Padrão III). No entanto, o formato alongado da alta pressão permitiu que uma isóbara de 1028 hPa fechasse uma circulação em 40°S/59°W, assim como obtido no Padrão II.

Nos níveis superiores (Figura 3.35), configurou-se uma crista em 500 hPa, cujo eixo esteve entre a Cordilheira dos Andes e o Sul do Brasil, inclinando-se na direção da Região CBM. De forma semelhante ao Padrão III e aos resultados de Sinclair (1996) e Garreaud (2000), a atuação da crista em 500 hPa contribuiu com a advecção de vorticidade anticiclônica à alta migratória em 40°S/59°W.

Além disso, o posicionamento dessa crista garantiu a expansão de áreas de subsidência de ar desde o Sul do Brasil até a Região da Confluência Brasil-Malvinas (Figura 3.35).

Esses fatos aliados a ausência de intensos núcleos de corrente de jato sobre as regiões em questão e ainda a presença de um ciclone extratropical barotrópico-equivalente de núcleo frio (em 37°S/39°W), que auxiliou a circulação da alta a direcionar ventos do setor Sul sobre a Confluência; todos esses fatores favoreceram uma advecção mais efetiva da convecção rasa sobre o Sul do Brasil.

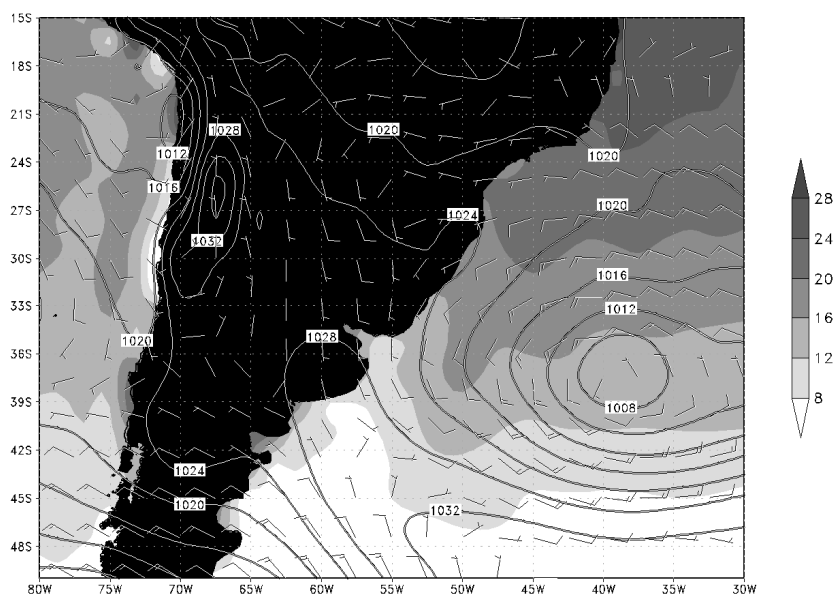


Figura 3.34 – Campos de pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreado, intervalos de 4°C) para o horário das 12 UTC durante o caso de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorrido simultaneamente em Porto Alegre, Santa Maria e em Pelotas no dia 14 de junho de 2005.

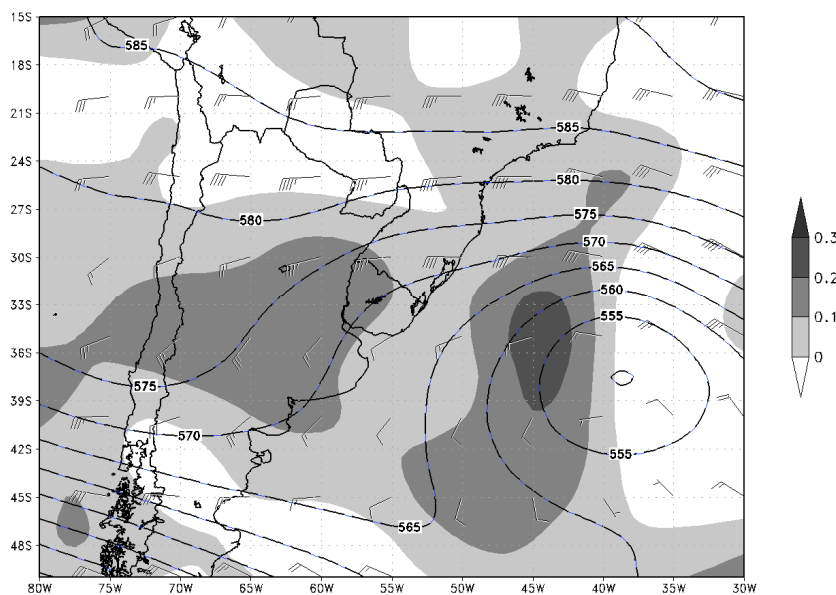


Figura 3.35 – Campos de altura geopotencial (linhas tracejadas, intervalos de 5 m), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreado, intervalos de 0,1 hPa/s) para o horário das 12 UTC durante o caso de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorrido simultaneamente em Porto Alegre, Santa Maria e em Pelotas no dia 14 de junho de 2005.

A Figura 3.36 mostra perfis de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho das 12 UTC do dia 15 de setembro de 2008 em Porto Alegre e em Santa Maria, baseados em dados observados, disponibilizados pela *University of Wyoming*.

Pode-se notar, assim como anteriormente na Figura 3.10, a presença de uma camada rasa e úmida nos níveis inferiores (abaixo de 850 hPa) e outra profunda e seca nos níveis superiores (acima de 850 hPa) sobre as duas localidades. Essa evidência de convecção rasa em ambiente estável, como assinalada por Atkinson e Zhang (1996) pode ainda ser confirmada pela camada de inversão de temperatura do ar entre os níveis 900 e 850 hPa, o que não foi observado com nitidez nos perfis médios da Figura 3.10.

A camada úmida e bem misturada entre 1000-850 hPa foi identificada como remanescente da Camada Limite Interna (CLI) quando se encontra em seu estado de destruição, ao escoar da zona de águas resfriadas para as de águas aquecidas da CBM. Esse resultado está de acordo com Mahrt (2000) e Skillingstad *et al* (2007).

Nessa fase, de acordo com Skillingstad *et al* (2007), a CLI já foi influenciada pelos gradientes de fluxos superficiais de calor, e suas estrutura e estabilidade foram parcialmente alteradas corrente abaixo. Esses fatores, aliados à presença da camada de inversão, conforme mostrado por Wood e Bretherton (2006), são indícios de que houve condições para a ocorrência da nebulosidade rasa no topo da camada limite interna à massa de ar que escoou sobre o Sul do Brasil.

Os índices termodinâmicos em Porto Alegre mostraram condições de estabilidade mais fraca (Figura 3.36a), *e.g.*, índice K pouco negativo (-0,5), LI positivo (9,95), e CAPE e CIN nulos. Isso esteve de acordo com o comportamento dos perfis de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, que indicavam sobre Porto Alegre uma camada úmida mais saturada em torno do nível de 900 hPa e ainda uma inversão pouco configurada entre 900 e 750 hPa.

Dados de METAR mostraram nebulosidade rasa atuante nessa localidade ao longo de todo o dia, com a base das nuvens entre 600 e 1200 metros de altura, cobrindo entre 5 e 6 oitavos do céu, nuvens do tipo estratiforme, segundo Agee e Dowell (1974). Às 12 UTC, as informações davam conta que a cobertura de nuvens apresentou bases entre 450 e 900 metros, como se observa na Figura 3.36a.

Em contrapartida, a atmosfera sobre Santa Maria às 12 UTC mostrava uma camada de inversão menos espessa e bem configurada entre 900 e 850 hPa, um indicativo de maior estabilidade (Figura 3.36b). Índices termodinâmicos, como o K muito negativo (-44,5), confirmavam o ambiente estável.

A camada de ar úmido sobre essa localidade se apresentou ligeiramente menos saturada se comparada à de Porto Alegre, principalmente no nível de 900 hPa. Os dados indicaram presença de nebulosidade rasa somente a partir das 13 UTC, com a base das nuvens também entre 600 e 1200 metros e cobrindo entre 5 e 6 oitavos no restante do dia. Antes das 13 UTC, não havia indício de qualquer tipo de nebulosidade sobre Santa Maria.

Embora alguns dos índices mais importantes não estejam disponíveis para Santa Maria (*e.g.*, LI, CAPE e CIN), a Figura 3.36b mostra que no geral houve condições favoráveis ao desenvolvimento e à persistência da convecção rasa nessa localidade durante e após as 12 UTC.

Dessa forma, torna-se evidente, nesse caso, o deslocamento da nebulosidade rasa, disposta no padrão de células abertas do litoral para o interior do Sul do Brasil. Um efeito semelhante foi observado por outros autores (Hubert, 1966; Agee *et al*, 1973; Agee e Dowell, 1974; Atkinson e Zhang, 1996).

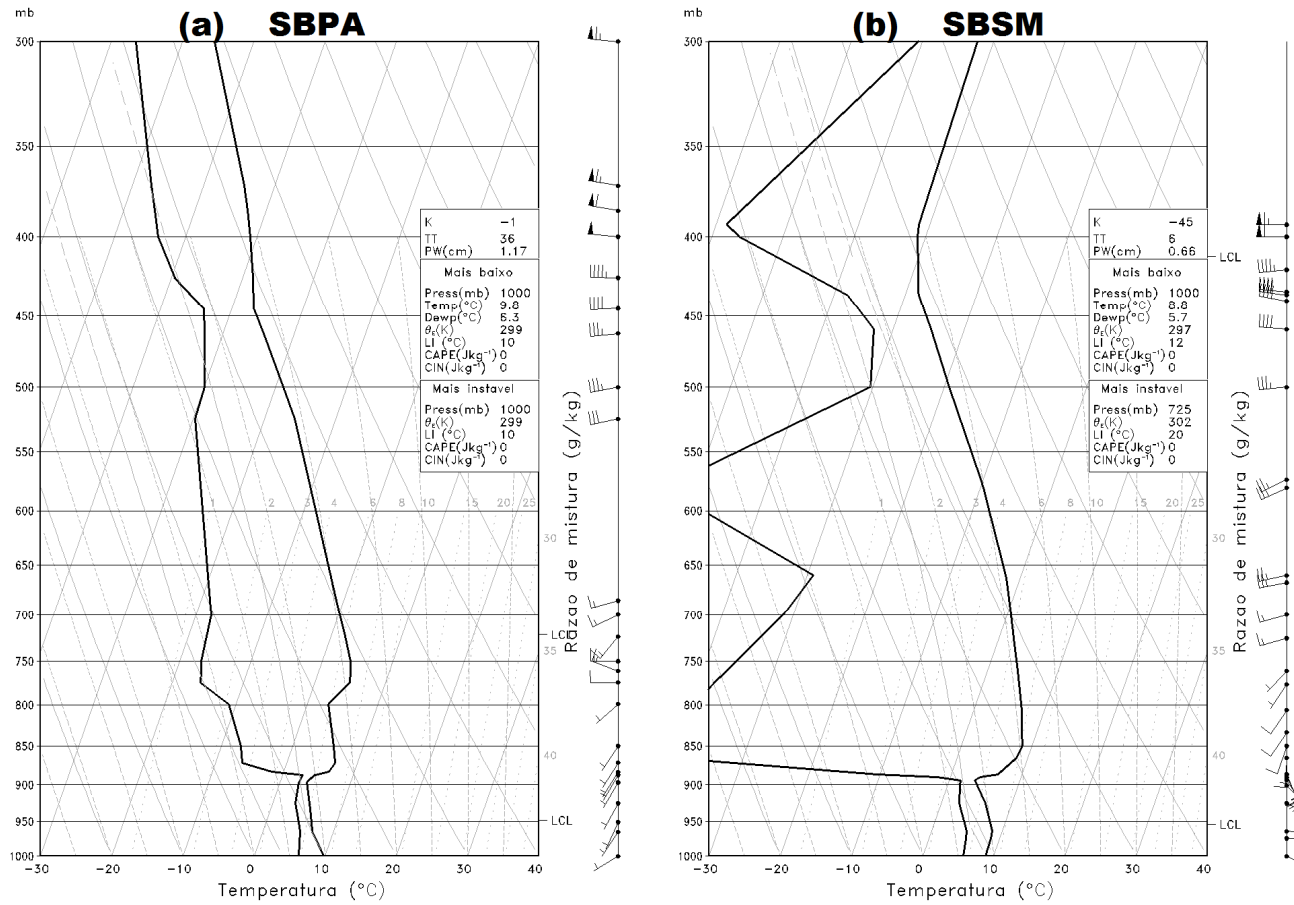


Figura 3.36 – Perfis de temperatura do ar (T , °C) e temperatura do ponto de orvalho (T_d , °C) das 12 UTC do dia 15 de setembro de 2008, para (a) Porto Alegre e (b) Santa Maria, com base em dados observados.

3.3.2.2 – Evento precipitante (14 de junho de 2005)

Foi escolhido um caso de advecção de nebulosidade rasa, que tenha causado precipitação nas três localidades do Sul do Brasil simultaneamente, para investigar suas configurações básicas, comparando-as com as características médias.

O quadro sinótico das 12 UTC do dia 14 de junho de 2005 (Figuras 3.37 e 3.38) mostrou uma configuração preferencial em baixos níveis pelo Padrão II, com o centro da alta migratória de 1024 hPa abrangendo áreas do interior do Sul do Brasil e também regiões próximas à costa. O vento médio na camada 1000-700 hPa causado por esse anticiclone sobre o Sul do Brasil era do setor Sul.

Em 500 hPa (Figura 3.38) havia uma crista de onda curta, cujo eixo estava orientado meridionalmente e posicionado entre a Cordilheira dos Andes e o Sul do Brasil. Essa característica se aproximou do padrão obtido para os casos de precipitação nas três localidades, mostrado anteriormente na Figura 3.30a, que também evidenciou a fraca atuação da crista sobre essas regiões.

O campo médio do vento em 250 hPa indicava a presença de núcleos de corrente de jato ao sul da região Sul do Brasil e da Confluência. A advecção de vorticidade anticiclônica causada pela crista em 500 hPa e o fato de dois núcleos de jato terem se posicionado a sudoeste e a sudeste das referidas regiões garantiu o surgimento de áreas relativamente intensas de subsidência de ar (entre 0,1-0,4 hPa/s) sobre elas.

A advecção de vorticidade auxiliou na intensidade do anticiclone em baixos níveis (Sinclair, 1996; Garreaud, 2000), enquanto que a subsidência influenciou na estabilidade da massa de ar.

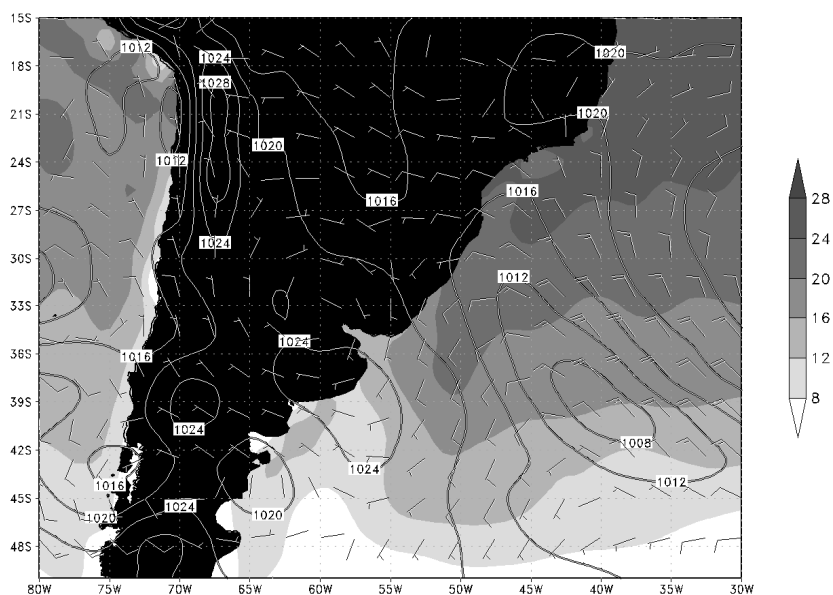


Figura 3.37 – Campos de pressão ao nível do mar (linhas contínuas, intervalos de 4 hPa), magnitude e direção (barbelas) do vento médio na camada 1000-700 hPa, e temperatura da superfície do mar (sombreamento, intervalos de 4°C) para o horário das 12 UTC durante o caso de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorrido simultaneamente em Porto Alegre, Santa Maria e em Pelotas no dia 14 de junho de 2005.

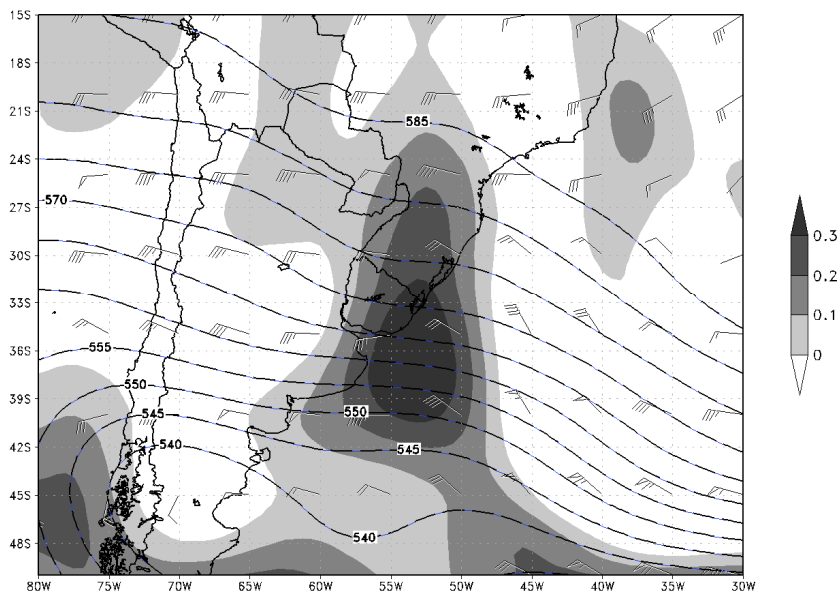


Figura 3.38 – Campos de altura geopotencial (linhas tracejadas, intervalos de 5 mpg), direção (barbelas) do vento no nível de 250 hPa, e Omega em 500 hPa (sombreamento, intervalos de 0,1 hPa/s) para o horário das 12 UTC durante o caso de advecção de nebulosidade rasa precipitante ocorrido simultaneamente em Porto Alegre, Santa Maria e em Pelotas no dia 14 de junho de 2005.

O posicionamento da alta pressão foi favorável para que o ar escoasse sobre a região de gradiente de temperatura da superfície do mar na Confluência Brasil-Malvinas, indo de águas frias para águas com temperaturas no mínimo 8°C mais elevadas, antes de chegar ao continente. Isso pode ser visto na Figura 3.37. Assim, as condições eram propícias, tanto em baixos quanto em altos níveis, para que o ar úmido se instabilizasse ao longo da Região CBM ao deslocar-se na direção do Sul do Brasil, conforme se observa na Figura 3.39.

Nota-se que a leste da língua fria provocada no campo de espessura pela incursão de ar frio existiu uma área em baixos níveis de intensos valores de fluxo de umidade, de até $10,5 \times 10^4$ kg/s (Figura 3.39). A zona costeira e o interior do Sul do Brasil estavam sendo influenciados por esses intensos fluxos de umidade vindos do oceano, e que, segundo Garreaud (2000), em parte, foram influenciados pelo gradiente de pressão existente entre a alta migratória e o ciclone extratropical (Figura 3.37).

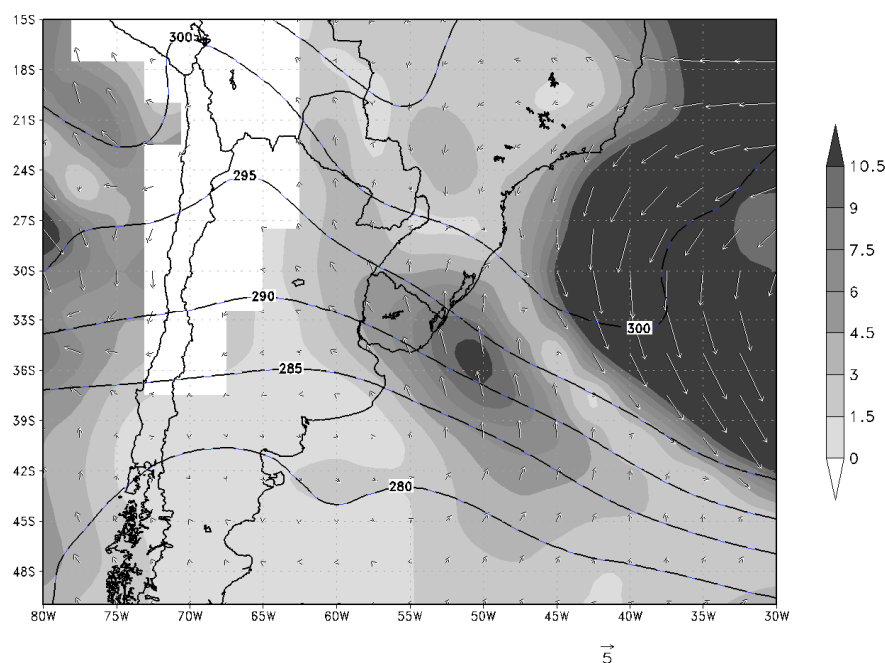


Figura 3.39 – Campos de espessura da camada 1000-700 hPa (linha tracejada, intervalos de 5 dam), direção (vetores) e magnitude (sombreado, intervalos de $1,5 \times 10^4$ kg/s) do fluxo integrado de umidade específica na camada 1000-700 hPa para o horário das 12 UTC durante o caso de advecção de nebulosidade rasa com precipitação registrada simultaneamente em Porto Alegre, Santa Maria e em Pelotas em 14 de junho de 2005.

Tal influência pode ser constatada a partir da evolução dos perfis verticais de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, com base em dados observados, disponibilizados pela *University of Wyoming*, para a localidade de Porto Alegre (Figura 3.40), e também através dos dados METAR para Porto Alegre, Santa Maria e Pelotas.

Às 12 UTC do dia 14 de junho de 2005 (Figura 3.40a), havia uma camada úmida bem misturada em baixos níveis (entre 1000-850 hPa), e uma camada seca bem definida em níveis médios e superiores (750-250 hPa), o que confirmou a intensa subsidência e a inibição do aprofundamento da convecção.

Os índices termodinâmicos em Porto Alegre apresentaram condições de fraca estabilidade, *e.g.*, índice K razoavelmente positivo (22,6), LI positivo (2,53), e CAPE e CIN nulos. Isso refletiu o comportamento dos perfis de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, que indicavam sobre Porto Alegre uma camada úmida saturada em baixos níveis, e uma fina camada de inversão presente entre 850 e 750 hPa, que marcou o topo da camada úmida.

O estado avançado de instabilização da massa de ar em baixos níveis ao alcançar o continente pode ser conferido pelo desenvolvimento da Camada Limite Interna (1000-850 hPa, Figura 3.40a) cujo topo alcançou o da Camada Limite Planetária (850 hPa) naquele horário.

Às 00 UTC do dia 15 (Figura 3.40b) ainda se observava a permanência da camada úmida em baixos níveis (1000-900 hPa), ligeiramente mais espessa do que doze horas antes, e também a camada seca em níveis superiores (800-400 hPa). No entanto, a camada saturada se tornou notavelmente mais fina, em torno do nível de 900 hPa. Nesse estágio, a destruição da CLI já havia se consumado.

A inversão existente entre o ar úmido em baixos níveis e o ar seco em níveis médios, agora mais intensa, esteve presente na camada 900-800 hPa (Figura 3.40b), com mesma espessura que anteriormente. Acima do ar seco, próximo do nível de 400 hPa, se desenvolveu outra fina camada saturada, em função da presença de nuvens estratiformes da alta troposfera.

Os índices termodinâmicos para Porto Alegre confirmaram a persistência de ar instabilizado em baixos níveis, com exceção do K (-13,3), que demonstrava sinais de estabilidade.

Dados de METAR mostravam nebulosidade atuante em Porto Alegre antes e após as 12 UTC do dia 14. Tal nebulosidade ocasionou precipitação de fraca intensidade durante o período da manhã, e chuviscos à tarde. Dados de Pelotas também registraram precipitação de fraca intensidade ao longo do dia. Enquanto que em Santa Maria, também houve nebulosidade ao longo do dia, porém, com ocorrência de chuviscos somente após as 12 UTC do dia 14. A cobertura de nuvens sobre essas localidades esteve disposta em um padrão de células fechadas (estratiforme) (Agee e Dowell, 1974), com a base entre 240 e 2400 metros de altura.

Às 00 UTC do dia 15, as informações registradas nas três localidades eram de nebulosidade também estratiforme (Agee e Dowell, 1974), porém, com a base em média entre 240 e 1500 metros. Tais registros coincidiram com a camada de ar saturado (mostrado na Figura 3.40a para Porto Alegre). Não houve registro de precipitação nesse horário.

Notou-se, portanto, que a intensidade do anticiclone transiente (isóbara central de 1024 hPa) garantiu o desenvolvimento de convecção rasa no padrão de células fechadas, e formando nebulosidade estratiforme precipitante. Essas características concordam com os resultados obtidos por Stevens *et al* (2005) e Painemal *et al* (2010).

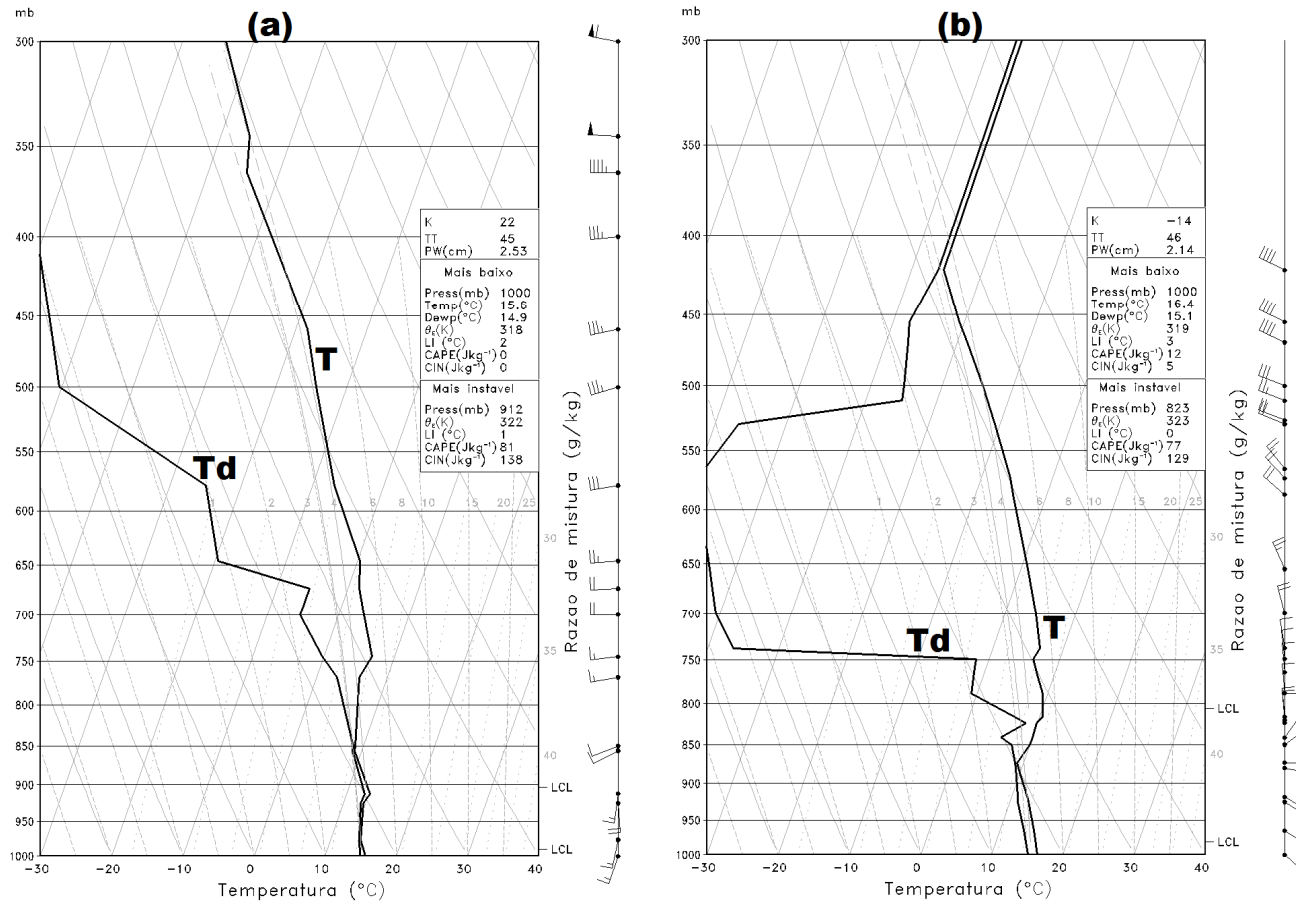


Figura 3.40 – Perfis de temperatura do ar (T, °C) e temperatura do ponto de orvalho (T_d, °C) às (a) 12 UTC do dia 14 e às (b) 00 UTC do dia 15 de junho de 2005 para a localidade de Porto Alegre, com base em dados observados.

A proximidade com o oceano foi, de fato, um importante indício para explicar o porquê de Porto Alegre e Pelotas apresentarem, de forma geral, uma maior influência da advecção de nebulosidade rasa precipitante, se comparadas à Santa Maria. Afinal, assim como no caso precipitante descrito anteriormente, o fluxo de umidade a partir do oceano favorecido pelo escoamento de Sul causado pelo anticiclone transiente fez com que a camada úmida em baixos níveis alcance primeiramente as localidades na linha de costa e posteriormente as do interior.

A fraca estabilidade da massa de ar na camada 1000-700 hPa também se apresentou como um fator crucial na formação e na manutenção da nebulosidade rasa precipitante advectada sobre o litoral e o interior do Sul do Brasil em 14 de agosto de 2005. Nesse ponto, notou-se claramente o estágio de destruição da camada limite interna e a eliminação total do ar estável dentro da camada limite planetária.

Por outro lado, enfatiza-se também que o relevo do Sul do Brasil é outro aspecto a ser levado em conta durante os casos de advecção de nebulosidade rasa. Foram apresentadas neste estudo algumas evidências da influência orográfica no avanço da umidade para o interior do continente. Isso explicaria, por exemplo, a baixa frequência de casos precipitantes em Santa Maria, bem como o atraso na formação e na evolução da nebulosidade rasa sobre essa localidade em comparação com as próximas à costa.

Considerando que, em média, uma camada úmida advectada da Região CBM sobre o continente esteja limitada entre os níveis 1000 e 850 hPa, *i.e.*, uma camada úmida de cerca de 1200 metros de espessura. O escoamento que a advecta causa ventos de direção Sul e/ou Sudeste sobre o Sul do Brasil. Percebe-se, através da Figura 3.41, que o ar úmido alcançaria as localidades de Pelotas e Porto Alegre com facilidade. Porém, ao avançar para o interior sofrerá influência, ao menos na camada mais baixa, das elevações no terreno de até 400 metros existentes entre Pelotas e Santa Maria.

Um efeito orográfico também importante ocorreria na hipótese de ventos contínuos de Leste influenciando Porto Alegre, que posteriormente avançam sobre o interior do continente. A camada inferior do ar úmido oriundo do oceano seria forçada a se deslocar pelo vale entre Porto Alegre e Santa Maria (Figura 3.41), provocando no

escoamento algo semelhante a uma canalização em baixos níveis. Situações semelhantes são encontradas em outras regiões do planeta, como nos vales costeiros do noroeste dos Estados Unidos (Olsson *et al*, 1973), do Sudeste da França (Bastin *et al*, 2005; Bastin e Drobinski, 2006), do Sul da Itália (De Leo *et al*, 2008) e no Sudeste da Espanha (Azorin-Molina e Chen, 2009).

Esses autores encontraram configurações favoráveis em escala sinótica à ocorrência da penetração de umidade proveniente de oceanos e mares, porém, a canalização foi auxiliada pela atuação de processos de mesoescala, *e.g.*, brisa marítima e ventos locais.

Tais forçantes exigiriam um estudo do fenômeno à nível de modelagem numérica de mesoescala, o que foge do propósito do presente estudo. Esses são aspectos a serem explorados em futuras análises para casos de advecções de nebulosidade rasa com e sem registros de precipitação.

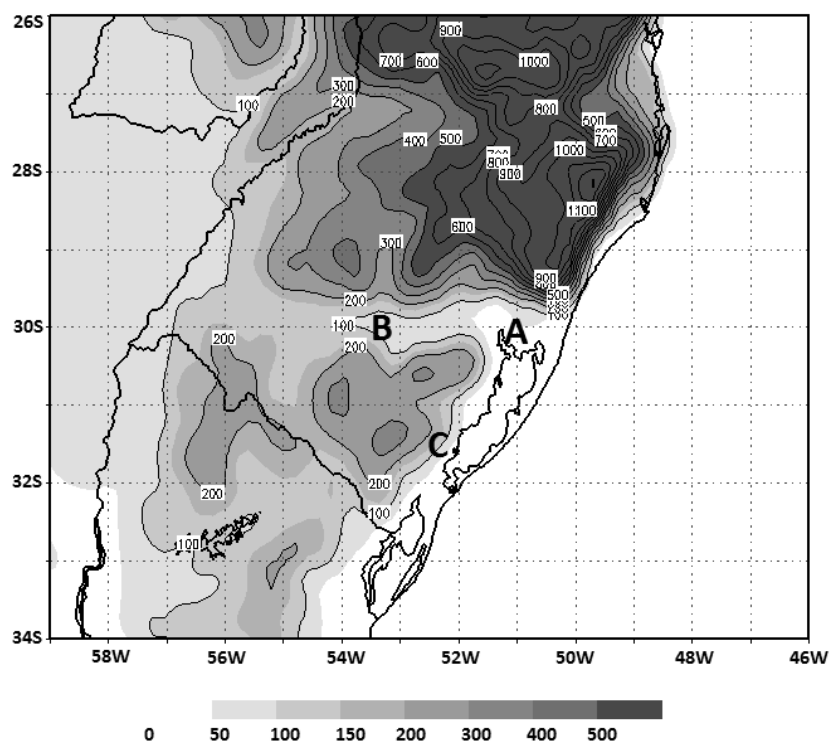


Figura 3.41 – Topografia do Sul do Brasil (sombreado, intervalos de 50 m; contornos, intervalos de 100 m) e, em destaque, a localização de (A) Porto Alegre, (B) Santa Maria e (C) Pelotas.

4 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

O presente estudo se concentrou na identificação e na caracterização dos eventos de advecção de umidade e de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil. Esse fenômeno, frequente após a passagem de frentes frias e ciclones extratropicais pelo Sul da América do Sul, não é bem representado pelos modelos de Análise e Previsão do Tempo e é pouco documentado na literatura meteorológica. Em geral, tem persistência de 1 a 2 dias, podendo durar por períodos superiores a 3 dias consecutivos.

No total, 108 casos foram identificados entre 2005 e 2010, e a partir deles construiu-se a climatologia sazonal, utilizando reanálises dos campos de níveis inferiores e superiores da troposfera.

A climatologia permitiu identificar que, apesar de ser aproximadamente homogênea a distribuição sazonal dos casos, os meses de outono e de verão configuraram como os preferidos para a ocorrência do fenômeno. O inverno e a primavera (períodos de maior incidência de incursões de ar frio sobre o Sul do Brasil) foram as estações que apresentaram as menores frequências de advecção de nebulosidade rasa durante o período analisado.

Atribuiu-se esse contraponto ao suave deslocamento sazonal e meridional da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) em relação ao Sul do Brasil. Esse fato tem importante impacto na orientação do gradiente de temperatura da superfície do mar em relação ao escoamento de ar frio causado pela alta migratória. Principalmente no verão e no outono, essa massa de ar percorre grandes distâncias sobre águas quentes antes de alcançar o continente. Isso resulta no desenvolvimento de uma camada limite úmida, cujo topo encontra-se coberto de nebulosidade rasa.

Definiu-se três configurações sinóticas preferenciais em baixos níveis durante os casos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil: Padrão I, com o centro do anticiclone transiente sobre o continente ($27^{\circ}\text{S}/66^{\circ}\text{W}$) e escoamento de Sudoeste sobre o Sul do Brasil; Padrão II, com o centro da alta migratória entre o continente e o oceano ($37^{\circ}\text{S}/57^{\circ}\text{W}$) e escoamento do setor Sul (Sul e Sudeste) sobre o Sul do Brasil; e o

Padrão III, com o centro do anticiclone transiente sobre o oceano (37°S/47°W) e escoamento de Leste sobre o Sul do Brasil.

Em níveis superiores, identificou-se uma crista em 500 hPa cujo eixo esteve posicionado a oeste do Sul do Brasil nos três padrões, no entanto, sua orientação média apresentou diferentes inclinações. No Padrão I, o eixo da crista posicionou-se meridionalmente sobre a Cordilheira dos Andes; no II, entre os Andes e o Sul do Brasil ligeiramente inclinado corrente abaixo; e no Padrão III, o mesmo que no II, porém, com inclinação maior corrente abaixo. Tal orientação do eixo da crista em 500 hPa durante os três padrões favoreceu a atuação de áreas de subsidência de ar sobre o Sul do Brasil e sobre as águas aquecidas da CBM, impedindo o desenvolvimento de convecção profunda.

Em geral, houve uma preferência sazonal pelas características dos Padrões II e III em níveis inferiores e superiores. Em todos os casos, independentemente da estação do ano, notou-se que o ar foi forçado pela alta migratória a escoar perpendicularmente à favor do gradiente de temperatura da superfície do mar na Confluência. Esse processo foi responsável pela umidificação contínua em baixos níveis, e levou à instabilização do ar frio sobre as águas aquecidas na Região CBM.

Campos médios de fluxo de umidade entre os níveis 1000-700 hPa mostraram a advecção de ar úmido (através de uma componente sul de até $1,8 \times 10^4$ kg/s) da Região da Confluência na direção do Sul do Brasil. Um fluxo líquido de umidade, de em média $3,3 \times 10^4$ kg/s, confirmou o transporte de ar úmido oriundo da CBM durante os eventos estudados.

Esses fatores importantes garantiram as condições necessárias para a formação de nebulosidade rasa corrente abaixo do escoamento. Evidências disso foram encontradas nos perfis termodinâmicos médios em três localidades do Sul do Brasil.

Uma camada úmida foi identificada entre 1000-925 hPa nas localidades próximas à costa (Porto Alegre e Pelotas), bem como no interior do continente (Santa Maria). Entre 900-300 hPa esteve presente uma camada seca devido à subsidência em escala sinótica oriunda de médio e altos níveis da troposfera.

Observações por sondagens em Porto Alegre e em Santa Maria mostraram sinais de destruição da Camada Limite Interna e a existência de uma camada de inversão separando o ar úmido em baixos níveis do ar seco em altos níveis. Dados de METAR

atestaram a formação de nuvens estratiformes e cumuliformes em torno da camada de inversão e a posterior propagação dessa cobertura de nuvens a partir das localidades costeiras em direção ao interior da região Sul do Brasil.

O anticiclone transiente, portanto, mostrou-se responsável em dois momentos: na condução do escoamento frio sobre a CBM (processo pelo qual houve a formação da nebulosidade rasa) e quando houve a advecção da umidade e da convecção rasa sobre o continente.

A análise dos casos de advecção de nebulosidade rasa precipitante mostrou que o fenômeno afetou com maior frequência a zona costeira (Porto Alegre e Pelotas) do que o interior (Santa Maria). Observou-se também que foram raros os casos com registro de simultâneo de precipitação nas três localidades.

Os casos precipitantes apresentaram características sinóticas do Padrão II em níveis inferiores e superiores; exceto para os que registraram precipitação simultânea em Porto Alegre e Pelotas, cujo escoamento tendeu claramente a um Padrão III.

Notou-se que o fluxo médio de umidade sobre o Sul do Brasil durante os eventos com registro simultâneo de precipitação nas três localidades foi quase o dobro do obtido para o Padrão II. Foi possível concluir, então, que a diferença fundamental em relação ao conjunto total de eventos esteve na magnitude do fluxo de umidade entre a Região CBM e o Sul do Brasil, que se apresentou mais elevado nos casos precipitantes.

Mostrou-se que o escoamento na referida situação foi favorável em níveis inferiores e superiores para que houvesse instabilização da camada úmida sobre as águas aquecidas, oriundas da Corrente do Brasil, e a posterior advecção dessa na direção das três localidades. Perfis termodinâmicos da localidade de Porto Alegre confirmaram a presença da camada bem misturada em baixos níveis, e dados de METAR registraram nebulosidade estratiforme causando chuviscos nas três localidades.

Assim, espera-se que os resultados mostrados aqui possam, em parte, esclarecer esse processo ainda pouco documentado sobre o Sul do Brasil e auxiliar na previsibilidade do fenômeno.

5 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. A. Atmospheric Boundary Layer Adjustment to the Synoptic Cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115, D22107, DOI: 10.1029/2009JD013785.

AGEE, E. M. Mesoscale Cellular Convection over the oceans. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 1987, 10: 317-341.

AGEE, E. M.; CHEN, T. S.; DOWELL, K. E. A review of mesoscale cellular convection. *Bulletin American Meteorological Society*, 1973, 54, 10: 1004-1012.

AGEE, E. M.; DOWELL, K. E. Observational studies of Mesoscale Cellular Convection. *Journal of Applied Meteorology*, 1974, 13: 46-53.

ANDRADE, K. M. Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul. Dissertação de Mestrado – INPE, São José dos Campos, 2007, 185p.

ATKINSON, B. W. Mesoscale Atmospheric Circulation. *Academic Press*, San Diego, California, 1981, 495p.

ATKINSON, B. W.; ZHANG, J. W. Mesoscale shallow convection in the atmosphere. *Reviews of Geophysics*, 1996, 34, 4: 403-431.

AZORIN-MOLINA, C.; CHEN, D. A climatological study of the influence of synoptical-scale flows on sea-breeze evolution in the Bay of Alicante (Spain). *Theoretical and Applied Climatology*, 2009, 96: 249-260.

BASTIN, S.; DROBINSKI, P.; DABAS, A.; DELVILLE, P.; REITEBUCH, O.; WERNER, C. Impact of the Rhone and Durance valleys on sea-breeze circulation in the Marseille area. *Atmospheric Research*, 2005, 74: 303-328, DOI: 10.1016/j.atmosres.2004.04.014

BASTIN, S.; DROBINSKI, P. Sea-breeze-induced mass transport over complex terrain in South-Eastern France: A case study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2006, 132: 405-423, DOI: 10.1256/qj.04.111.

BRÜMMER, B. Roll and Cell Convection in Wintertime Arctic Cold Air Outbreaks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1999, 56: 2613-2636.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. Tempo e Clima no Brasil. *Oficina de Textos*, São Paulo, 2009, 463p.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Climatology of South American cold fronts. In: *VII International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Wellington New Zealand. Proceedings... American Meteorological Society, 2003.

CLOWES, A. J. Influence of the Pacific on the circulation in the Southwest Atlantic Ocean. *Nature*, 1933, 131: 189-191.

COMSTOCK, K.; BRETHERTON, C. S.; YUTER, S. E. Mesoscale variability and drizzle in Southeast Pacific Stratocumulus. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2005, 62: 3792-3807.

COPPIN, P. A.; BRADLEY, E. F. Simultaneous observations of sea surface temperature in the western equatorial Pacific ocean by bulk, radiative and satellite methods. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96: 3401-3409.

DE LEO, L.; FEDERICO, S.; SEMPREVIVA, A. M.; PASQUALONI, L.; AVOLIO, E.; BELLECCI, C. Study of the development of the sea-breeze and its microscale structure at a coastal site using a Multitone Sodar system. *IOP Conference Series – Earth Environmental Science*, 2008, DOI: 10.1088/1755-1307/1/1/012054.

DEFANT, A. Die absolute topographie des phys. Meeresniveaus und der Druckflächen, sowie die Wasserbewegungen im Atl. *Ozean. Meteor. Werk.*, 1941, 6(2): 191-250.

DEPARTMENT OF ATMOSPHERIC SCIENCES / UNIVERSITY OF WYOMING. Atmospheric Soundings. Acesso em: Março/2011. Disponível em: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

DOMINGUES, I. P.; DEREZYNSKI, C. P. Estudo de Caso de Chuva no Rio de Janeiro por Efeito de Circulação Marítima. In: *IX Congresso Argentino de Meteorologia*, Buenos Aires, 2005.

DONLON, C. J. GODAE High Resolution Sea Surface Temperature. Pilot Project Data Specification Document. *Technical report*. GHRSS-PP Project Office, UK MetOffice, 2004.

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; GODFREY, J. S.; WICK, G. A.; EDSON, J. B.; YOUNG, G. S. Cool skin and warm layer effects on sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101: 1295-1308.

GARREAUD, R. D. Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics. *Monthly Weather Review*, 2000, 128: 2544–2559.

CENTER OF CLIMATIC RESEARCH / UNIVERSITY OF WISCONSIN-MADISON.
GrADS SIGNIFICANCE SCRIPTS. Acesso em: Maio/2011. Disponível em:
http://ccr.aos.wisc.edu/climate_modeling/modeling/data_processing/grads/grads_statsig.php

HASSE, L. The sea surface temperature deviation and the heat flow at the sea-air interface. *Boundary Layer Meteorology*, 1971, 1: 368-379.

HART, B.. SkewT/LogP Function for GrADS, 2009. Acesso em: Abril/2011.
Disponível em: <http://moe.met.fsu.edu/~rhart/software/skew.html>

HENRY, W. The Skew-T, Log-P Diagram. *National Weather Service Training Center*. EUA, 1987, 68p.

HOUZE, R. A. Cloud Dynamics. *Academic Press*, 1993, 573p.

HUBERT, L. F. Mesoscale cellular convection. *Meteorological Satellite Laboratory Report*. Washington D.C., 1966, 37, 68p.

JIN, M. Analysis of land skin temperature using AVHRR observations. *Bulletin of American Meteorological Society*, 2004, 85: 587-600.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J., ZHU, Y., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., HIGGINS, W., JANOWIAK, J., MO. K. C., ROPELEWSKI, C., WANG, J., LEETMAA, A., REYNOLDS, R., JENNE, R., JOSEPH, D. The NCEP/NCAR-40-year reanalysis project. *Bulletin of American Meteorology Society*. 1996, 77: 437-470.

LARGE, W. G. Modeling and Parameterizing Ocean Planetary Boundary Layers. In: *Ocean Modeling and Parameterization*. Netherlands. Kluwer Academic Publishers, 1998.

LIMA, L. C. E.; SATYAMURTY, P. Um estudo observacional da formação e trajetórias de anticiclones extratropicais na América do Sul. In: *VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Anais...*, 1992, 2: 706-710.

MAHRT, L. Surface heterogeneity and vertical structure of the Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 2000, 96: 33-62.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: Uma estratégia operacional adotável no Brasil? *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2005, 20 (1): 121-140.

NORRIS, J. R.; LEOVY, C. B. Interannual variability in stratiform cloudiness and sea surface temperature. *Journal of Climate*, 1994, 7: 1915-1925.

OLSON, D. B.; PODESTÁ, G. P.; EVANS, R. H.; BROWN, O. B. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. *Deep-Sea Research*, 1988, 35: 1971-1990.

OLSSON, L. E.; ELLIOT, W. P.; HSU, S.-I. Marine air penetration in Western Oregon: An observational study. *Monthly Weather Review*, 1973, 101, 4: 356-362.

PAINEMAL, D.; GARREAUD, R.; RUTLLANT, J.; ZUIDEMA, P. Southeast Pacific Stratocumulus: High Frequency Variability and Mesoscale Structures over San Felix Island. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2010, 49, 3: 463-477.

PALUCH, I. R.; LENSCHOW, D. H. Stratiform Cloud Formation in the Marine Boundary Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1991, 48: 2141-2158.

PASTOR, F.; ESTRELA, M. J.; PEÑARROCHA, D.; MILLÁN, M. M. Torrential rains on the Spanish Mediterranean Coast: Modeling the effects of the sea surface temperature. *Journal of Applied Meteorology*, 2001, 40: 1180-1195.

PEZZA, A. B. Ondas de Frio na América do Sul e as Trajetórias dos Ciclones e Anticiclones Extratropicais. *Climatologia Sinótica*. Tese de Doutorado. IAG/USP, 2003.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas

Confluence Region. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32, L22603, DOI: 10.1029/2005GL023866.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A.; CAMARGO, R. Multilayer measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas Confluence Region. *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114, DOI: 10.1029/2008JD011379.

REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M. STOKES, D. C.; WANG, W. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, 2002, 15: 1609-1625.

SAUNDERS, P. M. The temperature at the ocean-air interface. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1967, 24: 269-273.

SCHLÜESSEL, P.; EMERY, W. J.; GRASSL, H.; MAMMEN, T. On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95 (C8): 13341-13356, DOI: 10.1029/JC095iC08p13341.

SCHNEIDER, T.; O'GORMAN, P. A. Moist convection and the thermal stratification of the extratropical troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2008, 65: 3571-3583.

SHEU, P. J.; AGEE, E. M. Kinematic analysis and air-sea heat flux associated with Mesoscale Cellular Convection during AMTEX '75. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1977, 34: 793-801.

SINCLAIR, M. R. A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 1996, 124: 245–263.

SKYLLINGSTAD, E. D.; VICKERS, D.; MAHRT, L.; SAMELSON, R. Effects of mesoscale sea-surface temperature fronts on the marine atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*. 2007, 123: 219-237. DOI: 10.1007/s10546-006-9127-8.

SOLOVIEV, A.; SCHLÜESSEL, P. Parameterization of the cool skin of the ocean and the air-ocean gas transfer on the basis of modeling surface renewal. *Journal of Physical Oceanography*, Boston, 1994, 24: 1339-1346.

SOUZA, R. B. Oceanografia por satélites. *Oficina de textos*. São Paulo, ISBN: 85-86238-48-1, p.153-162, 2005.

STEVENS, B.; VALI, G.; COMSTOCK, K.; WOOD, R.; VAN ZANTEN, M. C.; AUSTIN, P. H.; BRETHERTON, S.; LENSCHOW, D. H. Pockets of open cells and drizzle in marine stratocumulus. *Bulletin of American Meteorological Society*, 2005, 86, 1: 51-57, DOI:10.1175/BAMS-86-1-51.

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S.-P. SST-Induced Surface Wind Variations over the Brazil-Malvinas Confluence: Satellite and In Situ Observations. *Journal of Climate*. 2005, 18: 3470-3482.

TRUMP, C. L.; NESHYBA, S. J.; BURT, W. V. Effects of Mesoscale Atmospheric Convection Cells on the waters of East China Sea. *Boundary Layer Meteorology*, 1982, 24: 15-34, DOI: 10.1007/BF00121797.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia. *Instituto Nacional de Meteorologia*, Brasília, 2000, 532p.

WAINER, I.; GENT, P.; GONI, G. Annual Cycle of the Brazil-Malvinas Confluence Region in the National Center for Atmospheric Research Climate System model. *Journal of Geophysics Research*, 2000, 105 (C1), 26: 167-177, DOI: 10.1029/1999JC000134.

WICK, G. A.; EMERY, W. J.; KANTHA, L. H.; SCHLÜESSEL, P. The behavior of the bulk-skin surface temperature difference under varying wind speed and heat flux. *Journal of Physical Oceanography*, Boston, 1996, 26: 1969-1988.

WILKS, D. S. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, 2nd Edition. *International Geophysics Series*, Academic Press, 2006, 59, 627 pp.

WOOD, R.; BRETHERTON, C. S. On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability. *Journal of Climate*, 2006, 19: 6425-6432.

WOOD, R.; HARTMANN, D. L. Spatial variability of liquid water path in marine low cloud: The importance of mesoscale cellular convection. *Journal of Climate*, 2006, 19, 9: 1748-1764.

ZENG, X. B.; ZHAO, M.; DICKINSON, R. E., HE, Y. A multilayer, hourly sea surface skin temperature dataset derived from the TOGA TAO bulk temperature and wind speed over the Tropical Pacific. *Journal of Geophysics Research*, 1999, 104 (C1): 1525-1536, DOI: 10.1029/1998JC900060.