

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

**ESCOAMENTOS DE RETORNO DE UMIDADE NA
BACIA DO PRATA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Felipe Daniel Cristo Espindola

Santa Maria, RS, Brasil

2015

PPGMET/UFSM, RS

Espindola, Felipe D. Cristo

Mestre

2015

ESCOAMENTOS DE RETORNO DE UMIDADE NA BACIA DO PRATA

Felipe Daniel Cristo Espindola

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

Orientador: Prof. Ernani de Lima Nascimento

Santa Maria, RS, Brasil

2015

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Cristo Espindola, Felipe Daniel
ESCOAMENTOS DE RETORNO DE UMIDADE NA BACIA DO PRATA /
Felipe Daniel Cristo Espindola.-2015.
72 p.; 30cm

Orientador: Ernani de Lima Nascimento
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2015

1. Meteorologia Sinótica 2. Retorno de Umidade 3.
Anticiclone Transiente 4. Alteração de massas de ar I. de
Lima Nascimento, Ernani II. Título.

©2015

Todos os direitos autorais reservados a Felipe Daniel Cristo Espindola. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

End. Eletr.: felipedce@hotmail.com

**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

**ESCOAMENTOS DE RETORNO DE UMIDADE NA BACIA DO
PRATA**

elaborada por
Felipe Daniel Cristo Espindola

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:

Ernani de Lima Nascimento, Dr.
(Presidente/orientador)

Marcelo Enrique Seluchi, Dr. (CEMADEN - MCTI)

Everson Dal Piva, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 22 de maio de 2015.

*Ser um bom profissional está para a
superação assim como o oxigênio e a
água estão para os mamíferos.*

(Felipe D. Cristo Espindola)

Dedicado a DEUS, o todo poderoso.

AGRADECIMENTOS

Serei eternamente grato a meus pais Jose Ivo e Maria Eni e a meu irmão Elias Samuel pelo apoio nas horas difíceis e pelo amor nas alegres. Agradeço com carinho e amor minha namorada Fabia Dalla Nora por ter me acompanhado nesta jornada e ter tornado meus dias mais felizes.

Agradeço imensamente ao serviço militar obrigatório, que como já diz o nome, fui obrigado a me deslocar para Santa Maria para servir o Exército. Mas me permitiu refletir sobre a vida e entender o valor de um nível superior e acima de tudo conhecer a Universidade Federal de Santa Maria.

Um grande agradecimento ao prof. Dr. Ernani de Lima Nascimento pela orientação, dedicação e paciência durante o mestrado e os anos de iniciação científica. E também pela amizade que permanecerá nesta nova fase.

Agradeço aos meus grandes amigos do curso de Meteorologia Daiane Brondani, Fernando Rossato, Maurício Ilha, Lincon Carabagialle (in memoriam), Norton Franciscato, Diogo Custódio, Stefanía Dalmolin, Natália Crespo e Vanessa Ferreira pela amizade, companheirismo e pelas horas de conversa ao longo desta jornada. Também agradeço aos meus grandes amigos Luiz Felipe Machado, Leandro Menezes, Fabiano Lappe, Evandro Righi e Ingrid Welter pelas conversas e principalmente pela amizade.

Agradeço a todos os professores dos cursos de graduação e pós-graduação em Meteorologia, em especial ao prof. Dr Everso Dal Piva pela contribuição no cálculo dos fluxos de umidade.

Agradeço aos membros da banca examinadora Prof. Dr. Everson Dal Piva e Dr. Marcelo Seluchi pela disponibilidade e sugestões para o melhoramento deste trabalho.

Agradeço a FAPERGS pelo financiamento, à UFSM e ao CRS-INPE pela estrutura física, em especial a UFSM pelo Restaurante Universitário e Casa do Estudante que tornaram minha jornada um pouco mais fácil, principalmente durante a graduação.

RESUMO

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

ESCOAMENTOS DE RETORNO DE UMIDADE NA BACIA DO PRATA

AUTOR: FELIPE DANIEL CRISTO ESPINDOLA

ORIENTADOR: ERNANI DE LIMA NASCIMENTO

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 22 de maio de 2015.

Este trabalho avaliou a sazonalidade do reaporte de umidade sobre parte da Bacia do Prata (BP) no contexto dos anticiclones transientes a leste dos Andes, fenômeno que recebe o nome de retorno de umidade (RU). Este fenômeno tem duas principais fases: primeiro, ocorre a aproximação de um anticiclone migratório e o estabelecimento de uma massa de ar frio e seco sobre a região de estudo e a segunda com o retorno para esta região de um ar quente e úmido devido ao deslocamento do sistema transiente para latitudes menores no Atlântico Sul. Foram utilizados dados de reanálise do *Climate Forecast System Analysis* (CFSR) para o período entre 1990 e 2009. Para a seleção dos candidatos a RU foram analisadas séries temporais em quatro diferentes setores da BP das seguintes variáveis: pressão reduzida ao nível médio do mar (PNM), umidade específica integrada entre 1000 e 700 hPa (U_{int}), vento meridional em 850 hPa (V₈₅₀) e temperatura do ar em 1000 hPa. Em seguida, os eventos candidatos foram submetidos a uma análise sinótica para seleção apenas dos casos de RU. Para os casos confirmados foram realizadas análises sazonais dos campos sinóticos médios das variáveis temperatura e umidade específica em 850 hPa (T₈₅₀ e q₈₅₀), V₈₅₀, PNM e espessura entre as alturas geopotenciais de 500 hPa e 1000 hPa (ESP) e também foi calculado o divergente do fluxo de umidade verticalmente integrado em um domínio que delimita parte da BP. Por fim, estimativas de precipitação por sensoriamento remoto pelo método *Center Morphing Method* (CMORPH) entre 2003 e 2009 foram utilizadas para averiguar o comportamento sazonal da precipitação na BP e em cada um dos setores utilizados neste trabalho. Os resultados mostram maior número de eventos de RU nos meses de inverno seguidos pelos de primavera, também no inverno é observado alterações de massas de ar mais intensas entre as diferentes fases do RU e uma maior efetividade no transporte de umidade para BP na fase 2 do RU. A precipitação na fase 2 do RU contribuí para chuvas mais intensas no verão e no inverno é importante para o número total de dias com precipitação.

Palavras-chave: Retorno de umidade. Anticiclone Transiente. Análise sazonal. Fluxo de umidade. Precipitação

ABSTRACT

Master Thesis

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

FLOW OF MOISTURE RETURN IN THE BACIA DO PRATA

AUTHOR: FELIPE DANIEL CRISTO ESPINDOLA

ADVISOR: ERNANI DE LIMA NASCIMENTO

Local and date: Santa Maria, May 22, 2015.

This study evaluated the seasonality of moisture supply on part of the Bacia do Prata (BP) in the context of transient anticyclones east of the Andes, phenomenon that receives the name of moisture return (RU). This phenomenon has two main phases: first, occurs the approach of a transient anticyclone and establishment of air cold and dry mass on the study region and the second with the return to this region of a warm and moist air due to displacement of transient system for lower latitudes in the South Atlantic. Were utilized Reanalysis of Climate Forecast System Analysis (CFSR) data for the period between 1990 and 2009. For the selection of candidates a RU were analyzed time series in four different sectors of the BP of the following variables: reduced pressure at mean level sea (PNM), specific humidity integrated between 1000 and 700 hPa (U_{int}), meridional wind at 850 hPa (V₈₅₀) and air temperature at 1000 hPa. Then the candidate events undergo a synoptic analysis for selection only of the cases RU. For the confirmed cases were performed seasonal analysis of the synoptics field average of the variables temperature and specific humidity at 850 hPa (T₈₅₀ e q₈₅₀), V₈₅₀ e PNM e the thickness between geopotential heights 500 hPa and 1000 hPa (ESP) and also was calculated the divergence of moisture flux vertically integrated in a domain that defines part of BP. Lastly, rainfall estimates by remote sensing by the method Center Morphing Method (CMORPH) between 2003 and 2009 were used to determine the seasonal pattern of rainfall in BP and in each of the sectors used in this work. The results show greater number of RU events in the winter months followed by spring, Also in the winter is observed changes more intense air masses between different phases of the RU and a higher moisture effectiveness for BP in the in phase 2 of RU. The precipitation in phase 2 of RU contributed to more intense rainfall in summer and in winter it is important for the total number of days with precipitation.

Keywords: Moisture return. Transient anticyclone. Seasonal analysis. Moisture flux. Rainfall

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Modelo esquemático (para o Hemisfério Sul) do ciclone extratropical adaptado do modelo conceitual da Escola Norueguesa.	16
Figura 2 – Representação esquemática de um episódio típico de retorno de umidade (RU) sobre a Bacia do Prata. Painel (a): fase 1; intrusão de uma massa de ar frio e seco e predomínio de ventos de sul em baixos níveis; painel (b): fase intermediária; o anticiclone se desloca para latitudes mais baixas e a massa de ar frio e seco se modifica; a componente meridional do vento em baixos níveis é fraca. Painel (c): fase 2; o flanco oeste do anticiclone gera ventos de norte em baixos níveis, o que promove o retorno de uma massa de ar quente e úmido sobre os subtrópicos da América do Sul, caracterizando o RU.	18
Figura 1.1 – Modelo esquemático da interação entre diferentes massas de ar e a formação das frentes fria e quente. A linha azul (vermelha) representa a frente fria (frente quente).	23
Figura 1.2 – Imagem satélite Goes 13 do canal infravermelho (a) e do visível (b, c, d, e, f) entre os dias 7 e 10 de dezembro de 2012. (a) dia 7 às 0000 UTC; (b) 7 às 20 UTC; (c) 8 às 20 UTC; (d) 9 as 12 UTC; (e) 10 às 14 UTC e (f) 10 às 18 UTC. RU quer dizer Retorno de umidade. Fonte: CPTEC – INPE. ...	25
Figura 1.3 – Sondagens atmosféricas plotadas em diagramas Skew-t para Santa Maria – RS (SBSM); (a) para o dia 7 as 00 UTC; (b) dia 9 as 12 UTC; (d) dia 10 as 00 UTC e (e) dia 11 as 00 UTC) . Fonte: University of Wyoming.	26
Figura 1.4 – Campos de pressão atmosférica reduzida ao nível médio do mar [hPa] entre os dias 25 e 27 de junho de 1994, onde H simboliza alta pressão e L baixa pressão. Respektivas datas e horários são indicadas sobre cada painel. Fonte: adaptada de Marengo et al. (1997).	27
Figura 1.5 – Mapa de pressão ao nível do mar [hPa] e espessura [mgp] simuladas pelo modelo ETA, representando a BNOA para o dia 06/07/2000 às 12 UTC. Fonte: adaptada de Seluchi et al. (2003)	28
Figura 1.6 – Figuras para o dia 28/11/1996. (a) Linhas de altura geopotencial em 1000 hPa (mgp) e vetores vento em 925 hPa ($m s^{-1}$); (b) Linhas contínuas [Linhas tracejadas] altura geopotencial (mgp) [temperatura ($^{\circ}C$)] em 500 hPa. Fonte: adaptada de Seluchi e Marengo (2000)	29
Figura 2.1 – Mapa destacando os setores da Bacia do Prata selecionados para a análise de episódios de RU.	32
Figura 2.2 – Séries temporais para o mês de maio de 1999 no horário das 00Z (séries temporais das 12Z também foram feitas mas não ilustradas acima) das médias móveis de 3 dias das seguintes variáveis (às 00Z): (a) pressão ao nível médio do mar (hPa); (b) componente meridional do vento em 850hPa ($m s^{-1}$); (c) umidade específica integrada entre 1000 e 700 hPa ($g Kg^{-1}$) e (d) temperatura do ar em 1000 hPa ($^{\circ}C$). Linhas pretas representam valores médios para o Nordeste da Argentina; vermelhas, Rio Grande do Sul; azuis, sul do Paraguai; e verdes, Uruguai. As áreas sombreadas destacam os 2 casos de RU ocorridos entre os dias 10 e 16 e entre o dias 17 e 27. Fonte: reanálise CFSR-NCEP.	34
Figura 2.3 – Médias diária dos campos sinóticos: vento em 850 hPa (vetores vermelhos,	

	em $m s^{-1}$; um vetor referência de $10 m s^{-1}$ é indicado no canto inferior direito do painel); temperatura do ar em 850 hPa (sombreado colorido, em $^{\circ}C$; apenas valores acima de $10^{\circ}C$ são indicados) e pressão atmosférica reduzida ao nível do mar (contornos pretos, em hPa). (a) para o dia 6 julho de 2009, fase 2 (T-0) do evento de RU entre os dias 30 junho e 7 julho de 2009 sobre a BP; (b) para o dia 18 setembro de 2009, excluído por não caracterizar a fase 2 (T-0) do período entre 7 e 18 de setembro selecionado pela análise das séries temporais. Fonte dos dados: reanálise CFSR-NCEP. 36
Figura 2.4 – Mapa destacando 4 setores da Bacia do Prata e uma área maior que engloba os setores menores, selecionados para a análise do fluxo de umidade.	37
Figura 3.1 – Distribuição sazonal (absoluta e relativa) do número de eventos de RU que ocorreram sobre a BP no período entre janeiro de 1990 e dezembro de 2009. Em vermelho são indicadas as frequências percentuais relativas de RUs por estação do ano.	39
Figura 3.2 – Duração média em dias dos eventos de RU ocorridos sobre a BP para o período entre 1990 e 2009.	41
Figura 3.3 – Histogramas mostrando a duração em dias dos eventos de RU pelo número de eventos ocorridos sobre a BP para o período entre 1990 e 2009, distribuídos sazonalmente: (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA e (d) SON. Md indica a mediana de cada uma das estações.	41
Figura 3.4 – Composição média de campos sinóticos durante a fase 1 (T-2) Figuras (a) e (b), fase intermediária (T-1) Figuras (c) e (d) e fase 2 (T-0) Figuras (e) e (f) do RU sobre a BP para os meses de verão: (a), (c) e (e) umidade específica em 850 hPa (sombreado colorido, em $g kg^{-1}$; apenas valores acima de $6 g kg^{-1}$ são indicados), vento em 850 hPa (vetores vermelhos, em $m s^{-1}$; um vetor referência de $10 m s^{-1}$ é indicado no canto inferior direito do painel), e altura geopotencial em 500 hPa (contornos pretos, em mgp); (b), (d) e (f) temperatura do ar em 850 hPa (sombreado colorido, em $^{\circ}C$; apenas valores acima de $10^{\circ}C$ são indicados), pressão atmosférica reduzida ao nível do mar (contornos pretos, em hPa) e espessura da camada entre 1000hPa e 500hPa (contornos vermelhos, em mgp). O retângulo vermelho indica a região de maior interesse neste estudo. Fonte: reanálise CFSR-NCEP.	43
Figura 3.5 – Mesmo que na Fig. 3.4, mas para o inverno.	46
Figura 3.6 – Amplitude (média) de variação da PNM, em hPa, entre as fase 2 e 1 do RU para as quatro estações do ano: (a) verão, (b) outono, (c) inverno, e (d) primavera. Apenas as amplitudes negativas são traçadas, ressaltando as regiões onde a PNM na fase 2 é menor que na fase 1. Fonte: reanálise CFSR-NCEP.	48
Figura 3.7 – Gráficos boxplots para as distribuições estatísticas das amplitudes de variação de PNM entre as fases 1 e 2 do RU para as quatro estações do ano (DJF: verão (total de 45 eventos); MAM: outono (57 eventos); JJA: inverno (91 eventos); SON: primavera (79 eventos)). De baixo para cima em cada boxplot os percentis indicados são os de 10%, 25%, 50% (mediana), 75% e 90%. (a) Nordeste da Argentina (AR, setor 2 na Figura 2.1); (b) Rio Grande do Sul (RS, setor 3); (c) Sul do Paraguai (PG, setor 1) e (d) Uruguai (UG, setor 4). Valores negativos indicam PNM menor na fase 2 do que na fase 1. Fonte: reanálise CFSR-NCEP.	49
Figura 3.8 – Igual à Figura 3.6, mas para a amplitude (média) de variação de ESP, em	

	dam. Apenas as amplitudes positivas são traçadas, ressaltando as regiões onde ESP na fase 2 é mais alta do que na fase 1 do RU.	50
Figura 3.9	– Igual à Figura 3.7, mas para a variável ESP. Valores positivos indicam ESP maior na fase 2 do que na fase 1.	50
Figura 3.10	– Igual à Figura 3.6, mas para a amplitude (média) de variação de V850, em $m s^{-1}$. Apenas as amplitudes negativas são traçadas, ressaltando as regiões onde o vento em 850 hPa experimenta a transição de sul na fase 1 para de norte na fase 2 do RU.	52
Figura 3.11	– Igual à Figura 3.7, mas para a variável V850. Valores negativos indicam transição entre vento de sul na fase 1 e vento de norte na fase 2 do RU. ...	52
Figura 3.12	– Igual à Figura 3.6, mas para a amplitude (média) de variação de q850, em $g kg^{-1}$. Apenas as amplitudes positivas são traçadas, ressaltando as regiões onde q850 na fase 2 é mais alta do que na fase 1 do RU.	53
Figura 3.13	– Igual à Figura 3.7, mas para a variável q850. Valores positivos indicam q850 maior na fase 2 do que na fase 1.	54
Figura 3.14	– Médias sazonais e anual da divergência do fluxo de umidade verticalmente integrado e do fluxo total de umidade em $10^8 kg s^{-1}$ na camada entre superfície e 700 hPa para a fase 1 (coluna da esquerda) e fase 2 (coluna da direita) do RU. Os retângulos mostram o domínio do cálculo da divergência do fluxo de umidade verticalmente integrado que engloba todos os quatro setores mostrados na Figura 2.1. Valores positivos [negativos] indicam divergência [convergência] do fluxo. São indicados os resultados para cada contorno (FCs oeste, leste, norte e sul) e o valor resultante para toda a área do domínio (FT). (a) e (b) verão; (c) e (d) outono; (e) e (f) inverno; (g) e (h) primavera; (i) e (j) anual. As porcentagens indicadas em (a), (c), (e), (g) informam a porcentagem relativa de eventos de RU por estação do ano. ...	55
Figura 3.15	– Contribuição relativa percentual (sazonal e anual) dos dias de chuva durante eventos de RU observados entre 2003 e 2009 para o número total de dias de chuva neste mesmo período, para cada um dos setores indicados na Figura 2.1. AR: nordeste da Argentina (setor 2 da Figura 2.1); RS: Rio Grande do Sul (setor 3); PG: sul do Paraguai (setor 1); UR: Uruguai (setor 4). Coluna DJF: verão; MAM: outono; JJA: inverno; SON: primavera. Fonte: CMORPH.	58
Figura 3.16	– Igual à Figura 4.19, mas para a contribuição relativa percentual (sazonal e anual) dos totais pluviométricos estimados via CMORPH durante eventos de RU para a precipitação acumulada em todo o período de 2003 a 2009. ...	58
Figura 3.17	– Gráficos do tipo boxplot da distribuição estatística dos totais pluviométricos (acumulados em 24 h) estimados pela técnica CMORPH para a fase 2 dos episódios de RU no período entre 2003 e 2009 para os quatro setores estudados na BP. Os percentis indicados pelos boxplots de baixo para cima são: 5%, 25%, 50% (mediana; linha mais espessa), 75% e 95%. AR: nordeste da Argentina (setor 2 da Figura 2.1); RS: Rio Grande do Sul (setor 3); PG: sul do Paraguai (setor 1); UR: Uruguai (setor 4). (a) verão, (b) outono, (c) inverno, e (d) primavera. Fonte: CMORPH.	59
Figura 3.18	– Precipitação média diária em mm/dia (considerando-se apenas dias com chuva) estimada pela técnica CMORPH para diferentes estações do ano durante a fase 2 dos eventos de RU ocorridos entre 2003 e 2009. (a) verão; (b) outono; (c) inverno, e (d) primavera.	61

Figura 3.19 – Igual à Figura 3.18 mas para situações não envolvendo a fase 2 do RU. Unidade é mm/dia. Base de dados: CMORPH	62
Figura 4.1 – Modelo conceitual do RU para o verão, (a) fase 1; (b) fase 2. A representa o anticiclone transiente; ASAS a alta subtropical do Atlântico Sul e BNOA a baixa do noroeste Argentino. As setas azuis [vermelhas] indicam o transporte de ar frio e seco [quente e úmido] para região de interesse nesta pesquisa (ver Figura 2.4).	64
Figura 4.2 – Modelo conceitual do RU para o inverno, (a) fase 1; (b) fase 2	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Critérios para a caracterização de um retorno de umidade (RU). Fase 1: intrusão de uma massa de ar fria e seca; Fase2: intrusão de uma massa de ar quente e úmida. Um episódio de RU é caracterizado se as tendências indicadas na fase 2 ocorrem <u>imediatamente após</u> aquelas indicadas na fase 1. (PNM = pressão ao nível médio do mar; Uint = umidade específica integrada entre 1000 hPa e 700 hPa; T1000 = temperatura do ar em 1000hPa; V850 = componente meridional do vento em 850 hPa; médias móveis de 3 dias foram empregadas para estas variáveis).....	33
---	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>AS</i>	América do Sul
<i>ASAS</i>	Alta subtropical do Atlântico sul
<i>BCH</i>	Baixa do Chaco
<i>BNOA</i>	Baixa do noroeste da Argentina
<i>BP</i>	Bacia do Prata
<i>CFSR</i>	Climate Forecast System Reanalises
<i>CLP</i>	Camada limite planetária
<i>CMORPH</i>	Center Morphing Method
<i>DJF</i>	Trimestre de verão: dezembro, janeiro e fevereiro
<i>GrADS</i>	Grid Analysis and Display System
<i>JJA</i>	Trimestre de inverno: junho, julho, agosto
<i>JBN</i>	Jato de baixos níveis
<i>NCEP</i>	National Centers for Environmental Prediction
<i>NOAA</i>	National Oceanic and Atmospheric Administration
<i>MAM</i>	Trimestre de outono: março, abril, maio
<i>PNM</i>	Pressão ao nível médio do mar
<i>RU</i>	Retorno de umidade
<i>SON</i>	Trimestre de primavera: setembro, outubro, novembro

LISTA DE SÍMBOLOS

<i>CL</i>	Contorno leste
<i>CN</i>	Contorno norte
<i>CO</i>	Contorno oeste
<i>CS</i>	Contorno sul
<i>ESP</i>	Espessura entre as alturas geopotenciais de 1000 hPa e 500 hPa
<i>FC</i>	Divergente do fluxo de umidade verticalmente integrado
<i>FT</i>	Fluxo total de umidade
<i>g</i>	Aceleração da gravidade
<i>H500</i>	Altura geopotencial em 500 hPa
<i>Q</i>	Fluxo de umidade verticalmente integrado da superfície até 700 hPa
<i>q850</i>	Umidade específica em 850 hPa
(T-3)	Bacia do Prata antes do início do RU
(T-2)	Fase 1 do RU
(T-1)	Fase intermediária do RU
(T-0)	Fase 2 do RU
<i>T850</i>	Temperatura do ar em 850 hPa
<i>T1000</i>	Temperatura do ar em 1000 hPa
<i>V850</i>	Componente meridional do vento em 850 hPa
<i>U_{int}</i>	Umidade específica integrada entre 1000 hPa e 700 hPa

SUMÁRIO

RESUMO	6
ABSTRACT	7
INTRODUÇÃO	16
1 REVISÃO TEÓRICA	20
1.1 Anticiclones	20
1.1.1 Anticlone transiente	20
1.1.2 Anticlone subtropical	21
1.2 Massas de ar	22
1.3 O retorno de umidade (RU)	23
1.4 O RU no contexto sulamericano	24
2 DADOS E METODOLOGIA	30
2.1 Bases de dados	30
2.1.1 Reanálise CFSR	30
2.1.2 Dados CMORPH	31
2.2 Metodologia	32
2.2.1 Identificação dos casos de RU	32
2.2.2 Análise sinótica dos casos de RU	34
2.2.3 Análise sinótico-sazonal dos eventos de RU	36
2.2.4 Fluxos de umidade durante eventos de RU	36
2.2.5 Comportamento da precipitação em eventos de RU entre 2003 e 2009.	38
3 RESULTADOS E DISCUSSÕES	39
3.1 Identificação dos casos de RU e sua distribuição sazonal	39
3.2 Campos sinóticos médios em situações de RU: verão e inverno.	42
3.2.1 Verão	42
3.2.2 Inverno	44
3.3 Amplitude de variação dos campos meteorológicos no RU	47
3.3.1 Pressão reduzida ao nível do mar (PNM)	47
3.3.2 Espessura entre 1000 hPa e 500 hPa (ESP)	49
3.3.3 Componente meridional do vento em 850hPa (V850).	51
3.3.4 Umidade específica em 850hPa (q850)	53
3.4 Divergência do fluxo de umidade verticalmente integrado nas diferentes fases do RU.	54
3.4.1 Análise considerando um domínio amplo na BP	56
3.5 Precipitação em eventos de RU na BP entre 2003 e 2009.	57
4 CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS	63
4.1 Considerações Finais	63
4.2 Trabalhos futuros	66
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67

INTRODUÇÃO

A tradicional escola Norueguesa de Meteorologia do início do século XX foi uma das pioneiras em elevar a Meteorologia ao status de ciência moderna (BJERKNES, 1904), e também foi a que apresentou o primeiro modelo conceitual de desenvolvimento de ciclones extratropicais (BJERKNES, 1919). Este modelo conceitual colocou em evidência os conceitos de “frentes” e “massas de ar”, como esquematizado para o Hemisfério Sul na Figura (1). Para estes precursores da meteorologia sinótica moderna a estreita ligação entre o ciclone extratropical e as chamadas frentes já era evidente, com estas últimas representando regiões relativamente estreitas de acentuado contraste entre massas de ar de densidades diferentes.

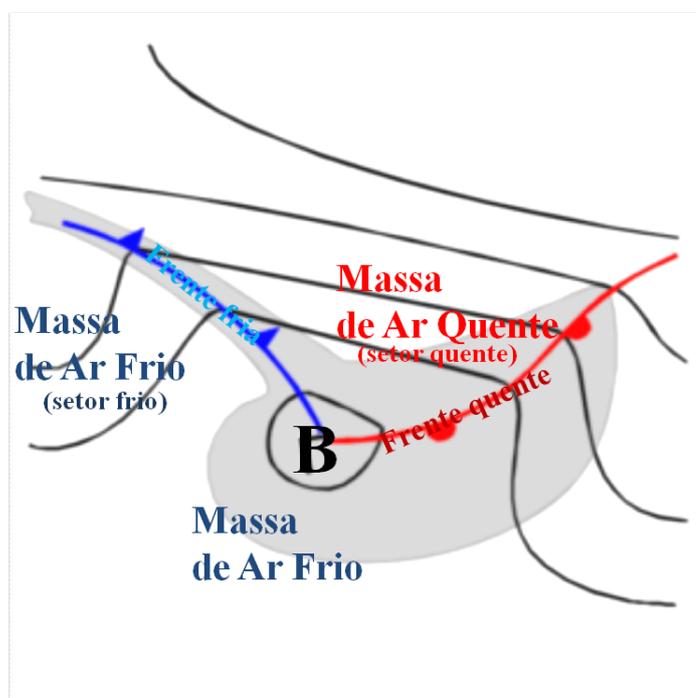


Figura 1: Modelo esquemático (para o Hemisfério Sul) do ciclone extratropical adaptado do modelo conceitual da Escola Norueguesa.

O contínuo desenvolvimento na área de dinâmica da atmosfera ao longo do século XX (fortemente ligado ao avanço de sistemas observacionais) resultou no surgimento de conceitos importantes como, por exemplo, as ondas de Rossby (ROSSBY et al., 1939; PLATZMAN, 1968), as correntes de jato (RIEHL, 1948), a instabilidade baroclínica (CHARNEY, 1947; EADY, 1949), a Teoria de Desenvolvimento de Sutcliffe (SUTCLIFFE, 1939, 1947), o modelo quase-geostrófico dos sistemas sinóticos (CHARNEY; PHILLIPS, 1953), a teoria semi-geostrófica de sistemas frontais (HOSKINS, 1975), análises isentrópicas (HOSKINS; MCINTYRE; ROBERTSON, 1985), entre diversos outros.

Durante este mesmo período as frentes passaram a receber mais atenção nas investigações atmosféricas do que as massas de ar (EMANUEL, 2008). Isto possivelmente foi motivado

pelo fato de condições de tempo de maior ameaça às atividades humanas estarem mais relacionadas às frentes (i.e., às “bordas” das massas de ar) do que aos centros das massas de ar. Entretanto o conceito de massas de ar é parte integrante do modelo de desenvolvimento de ciclones extratropicais e, portanto, dos sistemas baroclínicos migratórios, sendo fundamentais para a caracterização do setor quente (massas de ar quente e úmido) e do setor frio (massa de ar frio e seco) de uma onda baroclínica (DJURIC, 1994). A onda baroclínica é um distúrbio atmosférico de grande escala cuja amplitude cresce por instabilidade baroclínica em latitudes médias (GLICKMAN, 2000) e é o principal mecanismo para o transporte meridional de calor, momento e umidade entre o equador e os pólos (PEIXOTO; OORT, 1992). Para a meteorologia sinótica de latitudes médias e subtropicais a onda baroclínica é o principal mecanismo modificador do tempo, promovendo a alternância de massas de ar de características diferentes sobre uma dada região.

Grande atenção costuma ser dada à fase ciclônica da onda baroclínica, ou seja, à região corrente abaixo do cavado de níveis médios. Este setor da onda é caracterizado por um sistema ciclônico (i.e., de baixa pressão) migratório – que pode dar origem a um ciclone extratropical quando sua amplitude se amplifica por instabilidade baroclínica. Também neste setor a advecção térmica positiva em baixos níveis, combinada com a advecção de vorticidade relativa negativa entre níveis baixos e médios, induzem movimentos verticais ascendentes tendo como resultado (na presença de umidade) a formação de nebulosidade e consequente formação de sistemas de precipitação (p.ex., Bluestein (1993)).

Na fase anticiclônica da onda baroclínica, ou seja, corrente abaixo da crista de níveis médios, observa-se o anticiclone migratório (cuja intrusão caracteriza o estabelecimento do “setor frio”), o qual na maioria das vezes está associado a céu claro, e apresentando uma camada limite planetária (CLP) mais estável. Na América do Sul este anticiclone migratório já foi alvo de estudos de intrusões de massas de ar polar e geadas no inverno (VERA; VIGLIAROLO, 2000; LUPO et al., 2001; VERA; VIGLIAROLO; BERBERY, 2002), bloqueios atmosféricos (SINCLAIR, 1996) e nevoeiro (PAULA et al., 2015).

A passagem de ondas baroclínicas pelas latitudes médias e subtropicais da América do Sul já foi extensivamente investigada por meio de diversas abordagens, desde o ponto de vista dos ciclones extratropicais (GUIA, 2010), quanto dos sistemas frontais (ANDRADE, 2005), e dos vórtices ciclônicos de altos níveis (GAN; PIVA, 2013). Porém a modificação e alternância de massas de ar durante a passagem das ondas baroclínicas foi bem menos explorada até hoje (SELUCHI; MARENGO, 2000). Uma manifestação particular desta modificação de massas de ar, e que é associada à atuação de uma onda baroclínica, é conhecida pela expressão “escoamento de retorno de umidade” (ou simplesmente, “retorno de umidade” (RU)), da tradução livre do termo original em inglês *moisture return flow* (JOHNSON, 1976; KARNAVAS, 1978; HENRY, 1979; CRISP; LEWIS, 1992; WEISS, 1992; LEWIS, 2007). O RU representa um re-umidecimento relativamente rápido – isto é, em escala temporal sinótica – de uma massa de ar associada ao deslocamento do anticiclone transiente, corrente abaixo da crista de níveis

médios. Visto que não é raro nos subtropicais da América do sul, após a entrada de uma massa de ar frio e seco com ventos predominantes do setor sul, observar a gradual reversão da direção do vento para o setor norte, acompanhada por aumento de temperatura e umidade. A Figura (2) mostra de forma esquematizada o deslocamento do anticiclone transiente que provoca RU. O RU caracteriza um regime bastante baroclínico, e em algumas regiões do mundo está associada à ocorrência de tempo severo especialmente no período frio do ano (p.ex., Weiss (1992))

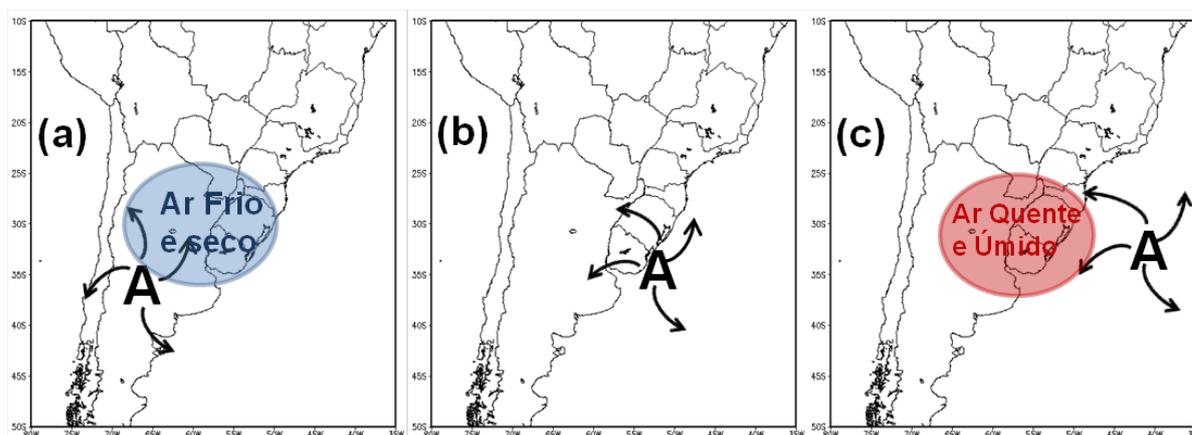


Figura 2: Representação esquemática de um episódio típico de retorno de umidade (RU) sobre a Bacia do Prata. Painel (a): fase 1; intrusão de uma massa de ar frio e seco e predomínio de ventos de sul em baixos níveis; painel (b): fase intermediária; o anticiclone se desloca para latitudes mais baixas e a massa de ar frio e seco se modifica; a componente meridional do vento em baixos níveis é fraca. Painel (c): fase 2; o flanco oeste do anticiclone gera ventos de norte em baixos níveis, o que promove o retorno de uma massa de ar quente e úmido sobre os subtropicais da América do Sul, caracterizando o RU.

Esta pesquisa se propõe a analisar a ocorrência de eventos de RU na região da Bacia do Prata (BP). Neste sentido é interessante mencionar que Crisp e Lewis (1992), ao citar regiões do mundo favoráveis à ocorrência de RU, não cita a BP. O presente trabalho mostrará que a BP é uma região de ocorrência de RU. Este é um tópico relevante porque o RU promove um reabastecimento eficiente de umidade na região de sua ocorrência, alimentando os sistemas de precipitação, incluindo-se potencialmente os Sistemas Convectivos de Meso-escala (SCMs) tão característicos da BP (SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007). Além disto, existem indícios de que a modificação de massas de ar promovida por eventos de RU não é bem representada por modelos numéricos atmosféricos operacionais (LEWIS, 2007). A substituição relativamente rápida de uma massa de ar frio e seco por uma massa de ar quente e úmido (ou, em outras palavras, uma “tropicalização” da massa de ar) é uma característica do RU que o difere, por exemplo, das situações menos baroclínicas de aporte de umidade em que não há uma transição acentuada das características da massa de ar.

No contexto econômico, dada a vocação agrícola da BP, a compreensão do processo de RU pode ser útil no planejamento de aplicação de insumos agrícolas que dependam da persistência de determinada condição meteorológica. Ainda no contexto da América do Sul, a documentação do RU é também necessária para entender sua relação com outros fenômenos atmosféricos bem conhecidos no continente como o Jato de Baixos Níveis (JBN) (SALIO;

NICOLINI; SAULO, 2002; NICOLINI et al., 2002; MARENGO et al., 2004), os sistemas frontais, a baixa do noroeste da Argentina (BNOA) e a Baixa do Chaco (BCH) (SELUCHI et al., 2003; SELUCHI; SAULO, 2012), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (LIEBMANN et al., 1999), e fenômenos de friagens no oeste da Amazônia Brasileira (MARENGO et al., 1997; SELUCHI, 2009). O melhor entendimento do RU também pode ser útil para os estudos de variabilidade intrasazonal da precipitação e do sistema de monções da América do Sul.

Este trabalho tem por objetivo geral documentar o RU sobre a BP, na região que engloba o nordeste da Argentina, o Uruguai, o sul do Paraguai e parte do sul do Brasil. Serão identificados os episódios de RU ocorridos nesta região entre os anos de 1990 e 2009.

Os objetivos específicos desta pesquisa são:

- Identificar as ocorrências de RU na BP e suas diferentes fases mesclando-se critérios objetivos e subjetivos;
- Caracterizar a frequência, a sazonalidade, a intensidade e a duração do RU na BP;
- Caracterizar os principais padrões sinóticos durante as principais fases do RU;
- Investigar a distribuição e intensidade da precipitação na América do Sul durante os eventos de RU;
- Propor um modelo conceitual para o RU na BP.

1 REVISÃO TEÓRICA

Neste capítulo serão discutidos os conceitos de anticiclones transientes e massas de ar, e também será formalizado o conceito de RU assim como o seu papel como modificador de massas de ar.

1.1 Anticiclones

1.1.1 Anticlone transiente

Ciclones (centros de baixa pressão) e anticiclones (centros de alta pressão) transientes, ou migratórios, estão entre os principais sistemas meteorológicos que modificam as condições de tempo em latitudes médias e subtropicais (BLUESTEIN, 1993). Rigorosamente falando, o escoamento atmosférico nestes sistemas respeita o balanço gradiente (HOLTON; HAKIM, 2013). Como resultado do balanço gradiente, nos anticiclones a força devido ao gradiente horizontal de pressão (FGP) tende a ser mais fraco do que nos ciclones porque, na configuração anticiclônica, a FGP soma-se à força centrífuga para balancear a força de Coriolis, enquanto que na configuração ciclônica a FGP isoladamente balanceia as forças centrífuga e de Coriolis. Por isto, ventos mais fortes [fracos] são observados nos sistemas ciclônicos [anticiclônicos] como resultado da FGP mais [menos] intensa.

Nos centros dos anticiclones a componente ageostrófica do vento tem uma componente vertical descendente que (da aplicação da teoria quase-geostrófica para os anticlones transientes) é uma resposta à advecção diferencial de vorticidade anticiclônica em níveis mais altos associada à aproximação da crista de uma onda baroclínica migratória, geralmente combinada com uma advecção negativa de temperatura na baixa troposfera (BLUESTEIN, 1993). O movimento subsidente promove compressão adiabática e conseqüente aquecimento “por cima” no centro do anticiclone o que estabiliza a atmosfera, dificultando a formação de nuvens profundas. Ficará claro mais adiante que a combinação de ventos fracos e atmosfera estável no centro de anticiclones favorece a formação de massas de ar.

Pela teoria quasi-geostrofica o movimento dos anticiclones transientes em superfície é governado pela combinação dos seguintes fatores (BLUESTEIN, 1993):

- Anticiclones movimentam-se de regiões em que a advecção de vorticidade absoluta se torna mais ciclônica com a altura para regiões onde a advecção de vorticidade absoluta se torna mais anticiclônica com a altura;

- Anticiclones movimentam-se de regiões de advecção geostrófica quente para regiões de advecção geostrofica fria;
- Anticiclones movimentam-se de regiões com aquecimento adiabático para regiões com resfriamento adiabático.

Nas latitudes médias da América do Sul os anticlones transientes estão tipicamente associado à intrusão de uma massa de ar polar, que atravessam os Andes de oeste para leste em dois setores preferenciais (SINCLAIR, 1996; PEZZA, 2003): um entre 35°S e 25°S (e com “saída” na costa leste do continente entre 35°S e 25°S, podendo atingir 20°S); outro entre 50°S e 45°S (e “saída” na costa leste em aproximadamente 30°S). Ambas as trajetórias deslocam-se na direção nordeste até encontrarem e fundirem-se com a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (SINCLAIR, 1996; PEZZA, 2003).

Na estação fria do ano a atmosfera se torna mais baroclínica e os anticiclones transientes de latitudes médias conseguem com mais frequência alcançar latitudes mais baixas da América do Sul podendo provocar, por exemplo, o fenômeno de “friagem” na Bacia Amazônica (MARENGO et al., 1997; GARREAUD, 2000). Na estação quente os anticiclones transientes restringem-se a latitudes maiores (GARREAUD, 2000). Durante o deslocamento do anticiclone pela América do Sul as trocas diabáticas de calor (e também os fluxos turbulentos de umidade) com a superfície do continente fazem a massa de ar gradualmente adquirir as propriedades locais, o que caracteriza o processo de modificação da massa de ar (DJURIC, 1994; EMANUEL, 2008).

1.1.2 Anticiclone subtropical

De acordo com Wallace e Hobbs (2006) as altas semi-permanetes são sistemas anticiclônicos que se formam em regiões oceânicas subtropicais em aproximadamente 30° de latitude. São influenciadas pelo braço descendente da célula de Hadley, logo são áreas que possuem forte movimento descendente de ar frio e seco. E são regiões de ventos fracos em baixos níveis. Estes fatores caracterizam as regiões subtropicais de alta pressão como de formação de massas de ar.

Na BP a alta subtropical do Atlântico sul (ASAS) auxília na modulação do tempo, na média em que nos meses de verão apresenta-se mais afastado do continente e nos meses de inverno aproxima-se das áreas continentais (BASTOS; FERREIRA, 2000), na primeira situação a umidade na BP é quase que totalmente da região Amazônica, enquanto que na segunda situação existe também uma forte contribuição do Atlântico Sul pois o flanco oeste da ASAS tem maior incidência sobre a região continental da BP.

1.2 Massas de ar

Segundo o glossário da Sociedade Americana de Meteorologia (GLICKMAN, 2000) massas de ar são: “*um corpo de ar com temperatura e umidade aproximadamente homogêneas na horizontal e com variações verticais de temperatura e umidade aproximadamente iguais ao longo da dimensão horizontal da massa de ar*”. Uma massa de ar tem extensão horizontal que varia entre centenas a milhares de quilômetros, e formam-se em locais de ventos fracos com circulação atmosférica permanente ou semi-permanente, devido a processos radiativos, condução e trocas turbulentas entre a superfície e a parcela de ar (STULL, 2000). Nestas regiões as parcelas de ar da CLP permanecem por um longo período de tempo (pelo menos uma semana) em contato com a superfície adjacente e adquirem as características termodinâmicas desta superfície (CURRY, 1983; EMANUEL, 2008). Os locais de formação de massas de ar na maioria das vezes são dominados por anticiclones semi-permanentes, mas podem também constituir-se de regiões de baixa pressão semi-permanente (DJURIC, 1994).

Por ser um resultado do processo de troca de propriedades com a superfície, a estrutura termodinâmica que caracteriza uma massa de ar é geralmente observada nos primeiros 300 hPa da atmosfera (p.ex. Curry (1983)). A classificação tradicional de massas de ar, a qual remonta à Escola Norueguesa, baseia-se na região de origem da massa de ar e nas características de temperatura e umidade adquiridas na interação com a superfície da terra ou oceano (STULL, 2000). Assim, as massas de ar tradicionalmente são classificadas como: tropical continental (Tc) (tipicamente, uma massa de ar quente e seca), tropical marítima (Tm) (massa de ar quente e úmida), polar continental (Pc) (massa de ar frio e seca), polar marítima (Pm) (massa de ar frio e úmida) e ártica/antártica (A) (massa de ar frio e seca). Mesmo não sendo de uso muito corrente na meteorologia moderna (p.ex., Emanuel (2008) propõe uma maneira alternativa de classificar as massas de ar), este tipo de classificação ainda é amplamente empregada pelos geógrafos.

A interação de massas de ar com distúrbios transientes de escala sinótica (que crescem por instabilidade baroclínica) possibilita que as primeiras se desloquem para outras latitudes na forma dos anticiclones transientes, acarretando em uma íntima ligação entre frentes e massas de ar como esquematizado na Figura 1.1.

O deslocamento de uma massa de ar para uma região com características termodinâmicas diferentes das da sua origem, possibilita que ocorra uma lenta modificação das suas características físicas ao longo do trajeto (DJURIC, 1994; FEDOROVA, 1999), desde que o tempo seja suficiente (SETHURAMAN, 1976). Stull (2000) exemplifica que uma massa de ar de origem polar ao se deslocar em direção ao equador pode ganhar calor e umidade durante o deslocamento sobre a superfície adjacente.

Na América do Sul a leste dos Andes o fluxo meridional na baixa troposfera tende a ser canalizado pela cadeia de montanhas, possibilitando o intercâmbio de massas de ar com características diferentes entre trópicos e latitudes médias (CAMPETELLA; VERA, 2002; INSEL;

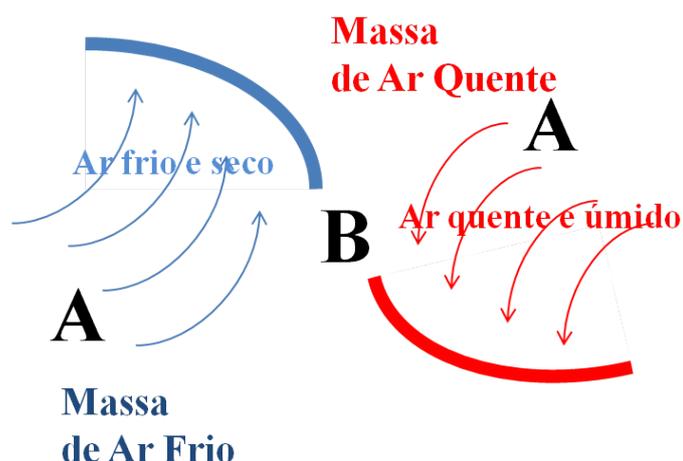


Figura 1.1: Modelo esquemático da interação entre diferentes massas de ar e a formação das frentes fria e quente. A linha azul (vermelha) representa a frente fria (frente quente).

POULSEN; EHLERS, 2009). No inverno, com a maior penetração de sistemas transientes, é mais comum a penetração de ar frio (VERA; VIGLIAROLO, 2000; GARREAUD, 2000; LUPO et al., 2001). Enquanto que no verão a BCH e ASAS contribuem para penetração de uma massa de ar quente em latitudes médias (SELUCHI; MARENGO, 2000), as vezes transportada por um JBN (MARENGO et al., 2004).

1.3 O retorno de umidade (RU)

Os estudos pioneiros de episódios de RU se deram na América do Norte, onde observa-se ocasionalmente que após a intrusão pelos Estados Unidos da América (EUA) de uma massa de ar polar associada a um anticiclone transiente, a mesma experimenta uma intensa modificação ao se deslocar pelo Golfo do México tornando-se mais quente e úmida (LEWIS et al., 1989; CRISP; LEWIS, 1992). Com a migração do anticiclone transiente em superfície corrente abaixo da crista de níveis médios, o escoamento meridional frio e seco do setor norte é gradualmente substituído por ventos do setor sul que advectam para as Planícies Centrais dos EUA uma massa de ar que se “tropicalizou”, caracterizando o fenômeno de RU (HENRY, 1979).

Esse fenômeno é também observado no mar Amarelo próximo à corrente marinha de Kuroshio a leste da China. Quando, após deslocar-se sobre terras Mongóis e Chinesas (um deserto frio e seco) o anticiclone transiente se posiciona sobre o mar Amarelo, há um “retorno” de ar quente e úmido para a parte leste do território Chinês (HENRY; THOMPSON, 1978). As regiões adjacentes ao Mar Negro, no leste europeu, em algumas ocasiões são influenciadas pelo RU; nestes eventos, o ar quente e úmido pode atingir até mesmo a França, Itália, Espanha e norte da África (CRISP; LEWIS, 1992).

O RU é mais comumente observado no período frio do ano, devido a maior atividade baroclínica (CRISP; LEWIS, 1992). Como descrito em Crisp e Lewis (1992), o RU se apresenta em duas fases distintas; a primeira com a intrusão (com forte componente meridional) de uma massa de ar frio e seco associada a um anticiclone transiente, podendo estar na retaguarda de uma frente fria. Esta massa de ar se desloca para latitudes mais baixas ao mesmo tempo em que o anticiclone correspondente migra corrente abaixo da crista de níveis médios, provocando queda de temperatura e de umidade e forte estabilização da CLP por onde passa; em algumas ocasiões esta intrusão polar pode causar ondas de frio em latitudes baixas (THOMPSON; LEWIS; MADDOX, 1994).

A segunda fase é composta pelo retorno do ar quente e úmido para a região promovido pelo flanco oeste do anticiclone (i.e., ventos de norte no Hemisfério Sul). Nesta fase a massa de ar quente e úmido pode ser genuinamente de origem tropical ou ser resultado da “tropicalização” da massa polar antecedente, ou uma combinação de ambos os efeitos, mas Crisp e Lewis (1992) associam o RU ao retorno de uma massa de ar originalmente polar e que foi modificada após residir sobre uma fonte de calor e umidade em latitudes mais baixas (Golfo do México no caso da América do Norte) (MAILHOT, 1992; THOMPSON; BURK, 1993). O fluxo de retorno pode desestabilizar a CLP e provocar alguns fenômenos atmosféricos, tais como nevoeiro, garoa e sistemas de precipitação incluindo precipitação severa (WEISS, 1992). Simultaneamente quando existe a contribuição de um fluxo de calor e umidade proveniente de latitudes tropicais, em algumas ocasiões na forma de um JBN (IGAU; NIELSEN-GAMMON, 1998), aumenta o potencial para a formação de tempo severo nas regiões de latitudes médias (JANISH; LYONS, 1992).

1.4 O RU no contexto sulamericano

Para a América do Sul existem fortes indícios da ocorrência de RU nas latitudes subtropicais a leste dos Andes (p.ex., (SELUCHI; MARENGO, 2000)), mas uma documentação específica ainda é necessária. Para exemplificar um evento sulamericano de RU apresentamos uma sequência de imagens na Figura 1.2 do visível, com exceção da Figura 1.2a que é do canal infravermelho, do *satélite geostacionário Geostationary Operational Environmental Satellite 13* (GOES-13), que mostra a dinâmica do RU sobre a Bacia do Prata entre os dias 7 e 12 de dezembro de 2012 durante o Projeto Chuva em seu experimento em Santa Maria – RS (MACHADO et al., 2014).

Na imagem do dia 7 de dezembro às 0000 UTC (Figura 1.2a) existe o domínio de uma massa de ar quente e úmida sobre a maior parte do território mostrado. A característica da massa de ar pode ser comprovada pela sondagem de Santa Maria/RS (SBSM) realizada às 0000 UTC do dia 07 (Figura 1.3a). Nas imagens do dia 7 às 2000 UTC e do dia 8 às 2000

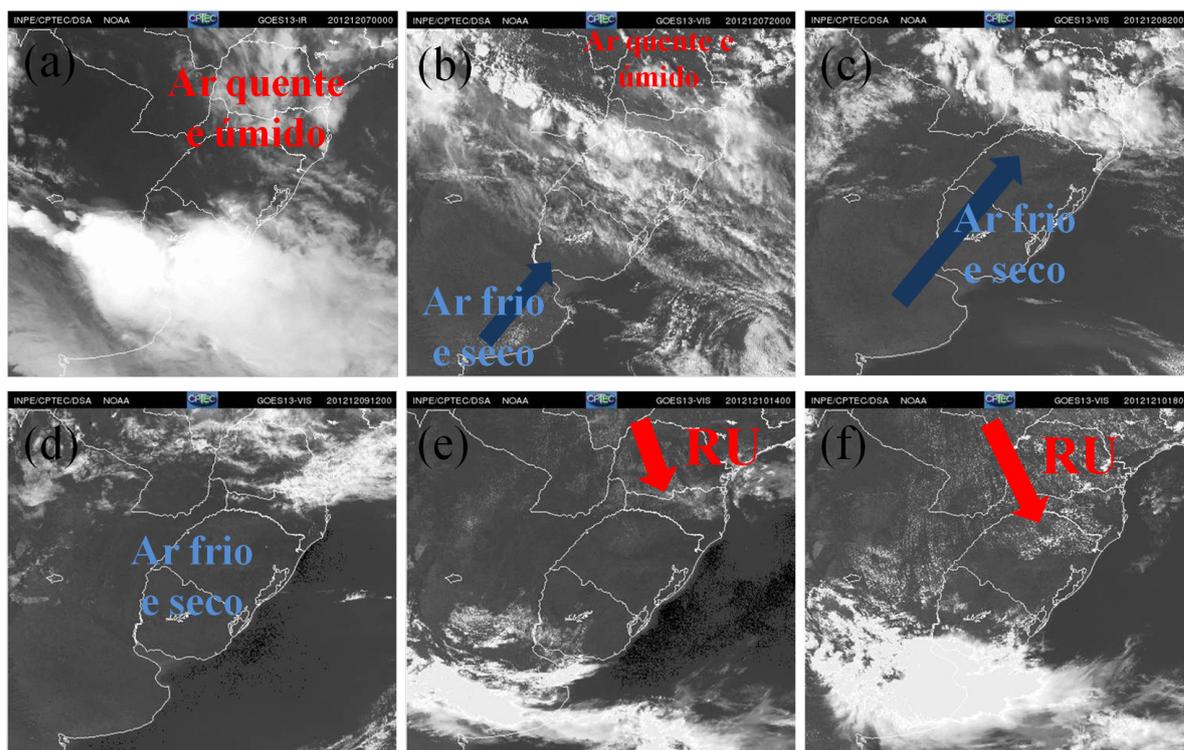


Figura 1.2: Imagem satélite Goes 13 do canal infravermelho (a) e do visível (b, c, d, e, f) entre os dias 7 e 10 de dezembro de 2012. (a) dia 7 às 0000 UTC; (b) 7 às 20 UTC; (c) 8 às 20 UTC; (d) 9 às 12 UTC; (e) 10 às 14 UTC e (f) 10 às 18 UTC. RU quer dizer Retorno de umidade. Fonte: CPTEC – INPE.

UTC (Figuras 1.2b e 1.2c, respectivamente), há a intrusão de uma massa de ar frio e seco sobre a região, deixando a atmosfera seca e estável (vide a sondagem de SBSM do dia 9 às 1200 UTC e do dia 10 às 0000 UTC na Figura 1.3b e 1.3c respectivamente). Na sequência, no dia 9 às 1200 UTC (Figura 1.2d) existe o predomínio total da massa de ar frio e seco no setor mostrado (ver também sondagem de SBSM na Figura 1.3b). Finalmente, nas imagens do dia 10 de dezembro às 1400 UTC e 1800 UTC (Figuras 1.2e e 1.2f, respectivamente) é observado o retorno da nebulosidade convectiva rasa a partir do norte da região em análise; esta nebulosidade é indicativa do reaporte de umidade para a CLP da região, caracterizando o RU (BIKOS; WEAVER; BRAUN, 2006). A Figura 2 ilustra uma configuração dinâmica relacionada a um anticiclone transiente que gera a oportunidade para eventos de RU na Bacia do Prata, com a primeira fase estando associada à Figura 2a e a segunda fase associada à Figura 2c.

De fato, alguns estudos, mesmo sem mencionar o RU, já abordaram condições sinóticas que são efetivamente favoráveis à ocorrência de RU na AS. Por exemplo, Marengo et al. (1997) analisaram uma intensa onda de frio entre os dias 20 e 30 de junho de 1994 que provocou prejuízo nos cafezais do sudeste do Brasil e friagem na região Amazônica. A Figura, extraída daquele trabalho, mostra, entre os dias 25 e 27 de junho de 1994, a evolução da massa de ar frio e seco associada a um anticiclone migratório posicionado a leste dos Andes na retaguarda do sistema frontal, provocando “friagem” no oeste da Bacia Amazônica e ondas de frio no

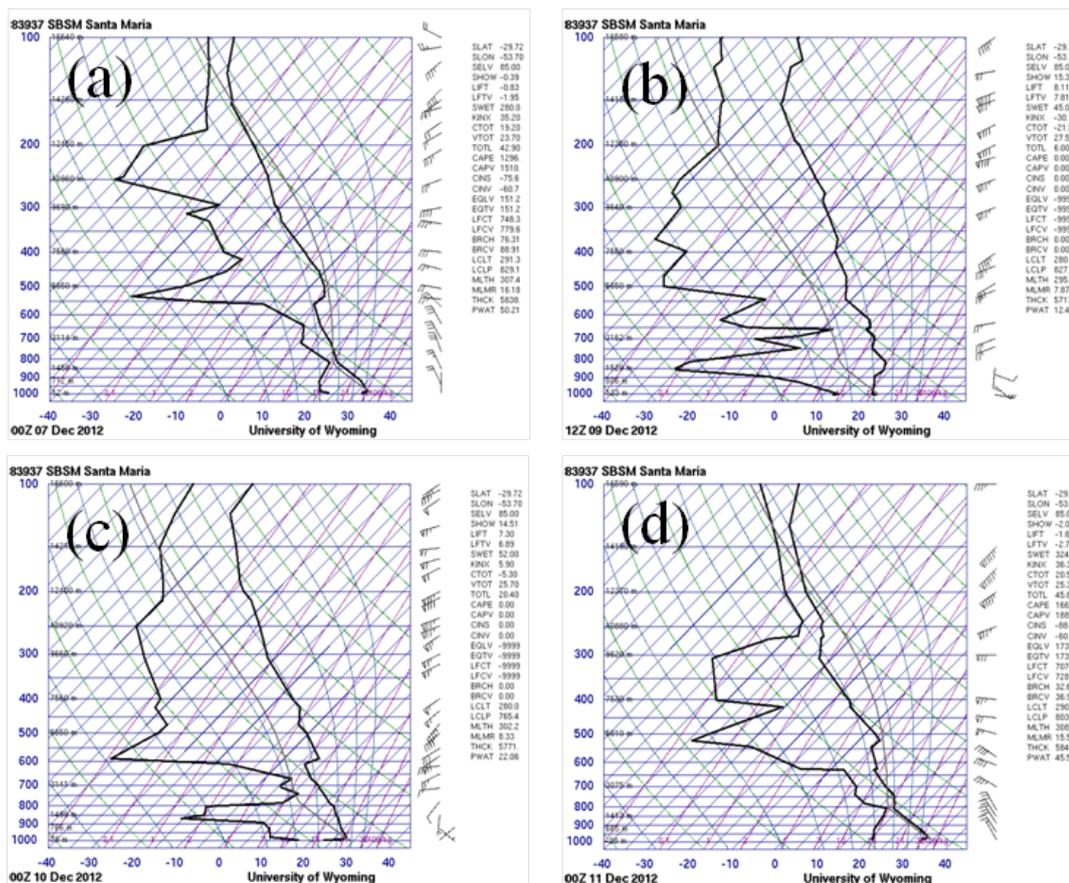


Figura 1.3: Sondagens atmosféricas plotadas em diagramas Skew-t para Santa Maria – RS (SBSM); (a) para o dia 7 as 00 UTC; (b) dia 9 as 12 UTC; (c) dia 10 as 00 UTC e (d) dia 11 as 00 UTC. Fonte: University of Wyoming.

sudeste do Brasil.

O exemplo analisado acima evidenciou que a primeira fase do RU em algumas ocasiões pode potencialmente estar ligada com ondas de frio extremo no continente sulamericano associadas com massas de ar polar que alcançam latitudes tropicais rapidamente sem sofrer mudanças termodinâmicas significativas ao longo do trajeto (MARENGO et al., 1997; GARREAUD, 2000). De forma geral, a fase inicial do RU é associada a um anticiclone migratório na retaguarda de um sistema frontal frio (CRISP; LEWIS, 1992; THOMPSON; LEWIS; MADDOX, 1994), os quais exibem maior atividade no período frio do ano, devido a maior baroclínia da atmosfera (VERA; VIGLIAROLO; BERBERY, 2002).

Outros trabalhos que descrevem circulações sinóticas na AS potencialmente conducentes à formação de RU são aqueles abordando a BCH e a BNOA (SELUCHI et al., 2003; SELUCHI; SAULO, 2012; SELUCHI; GARREAUD, 2012). A BCH e a BNOA são dois importantes sistemas de baixa pressão em superfície da AS que fazem parte de uma circulação atmosférica que realiza o transporte de calor e umidade entre a região tropical e de latitudes médias (SELUCHI; SAULO, 2012). A BCH é uma baixa térmica que se forma entre 20°S e 25°S na região do Chaco no período quente do ano, favorecendo a formação de convecção e

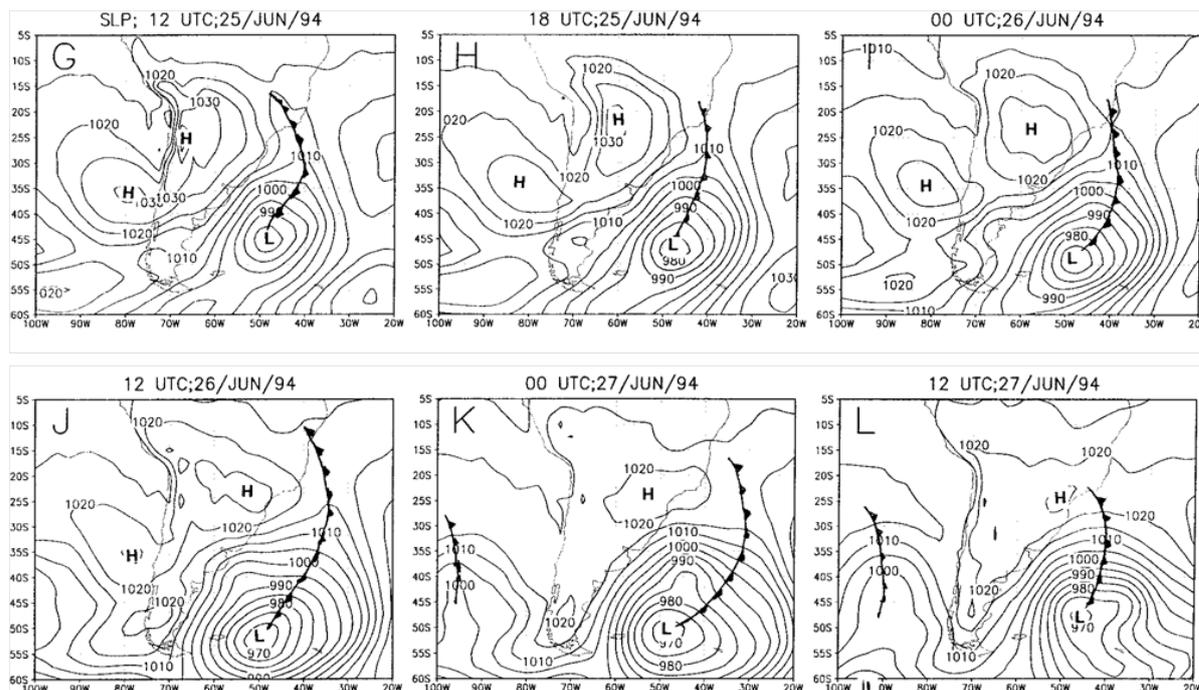


Figura 1.4: Campos de pressão atmosférica reduzida ao nível médio do mar [hPa] entre os dias 25 e 27 de junho de 1994, onde H simboliza alta pressão e L baixa pressão. Respectivas datas e horários são indicadas sobre cada painel. Fonte: adaptada de Marengo et al. (1997).

consequente liberação de calor latente (SELUCHI; GARREAUD, 2012). A BNOA localiza-se entre 30°S e 35°S a sotavento da cordilheira dos Andes. No verão sua formação é explicada pelo aquecimento da baixa troposfera, devido aos fortes fluxos superficiais de calor sensível, sendo, portanto quase permanente nesta estação. No período frio a BNOA é um sistema intermitente, pois a passagem de cavados transientes de médios níveis provoca subsidência a sotavento da cordilheira (vento zonda), que acarreta em aquecimento adiabático na baixa troposfera e formação do sistema de baixa pressão (ESCOBAR; SELUCHI, 2012).

Estes dois sistemas de baixa pressão (especialmente a BNOA, por ser observada em qualquer estação do ano) podem desempenhar um importante papel no âmbito do RU, pois promovem um gradiente meridional de pressão que favorece o estabelecimento de um escoamento de norte em baixos níveis, que ocasionalmente pode fazer parte da fase 2 do RU sobre a Bacia do Prata. Para exemplificar a potencial relação da BNOA com a fase do reaporte de umidade do fenômeno de RU, podemos citar o caso de formação da BNOA ocorrido no dia 6 de julho e investigado por Seluchi et al. (2003). A Figura 1.5, retirada do trabalho de Seluchi et al. (2003), mostra claramente o centro de baixa pressão do noroeste da Argentina estendendo-se entre as latitudes de 18°S e 35°S a sotavento da cordilheira dos Andes. Antes da formação da BNOA uma incursão de ar polar ocorreu sobre a Bacia Prata (não mostrada). A formação da BNOA coincidiu com a migração do anticlone transiente corrente abaixo da AS e promoveu o reaporte de umidade para o norte da Argentina, que se caracterizou como a fase 2 de um dos eventos de RU identificados neste trabalho.

O JBN é outra circulação atmosférica amplamente estudada na América do Sul que

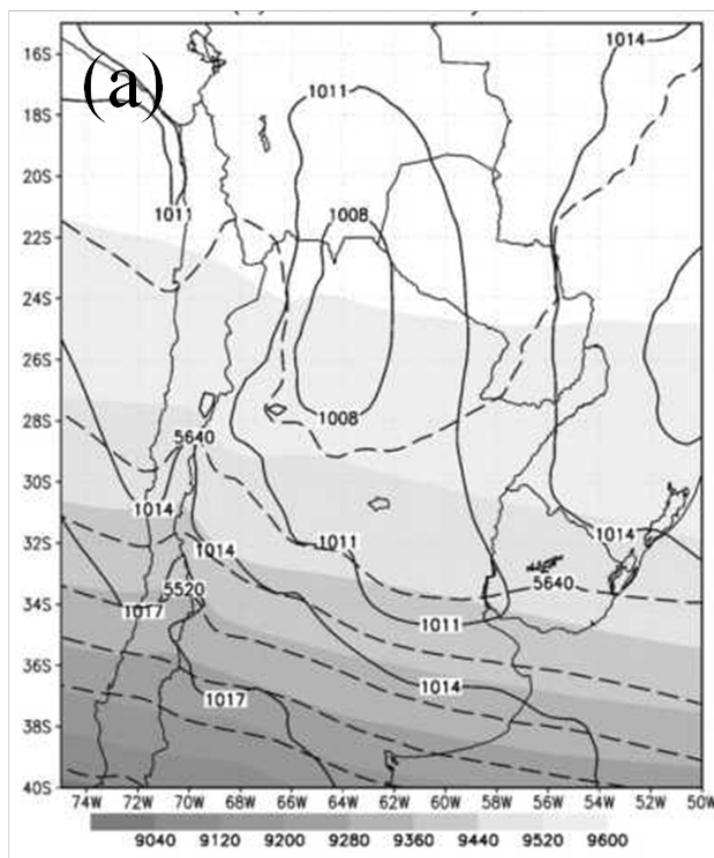


Figura 1.5: Mapa de pressão ao nível do mar [hPa] e espessura [mgp] simuladas pelo modelo ETA, representando a BNOA para o dia 06/07/2000 às 12 UTC. Fonte: adaptada de Seluchi et al. (2003)

também pode ter relação ocasional com o RU (IGAU; NIELSEN-GAMMON, 1998). O JBN, fenômeno de escala subsinótica, é uma estreita faixa de máxima velocidade do vento próximo à superfície (aproximadamente 850 hPa) a leste de grandes cadeias montanhosas (STENSRUD, 1996). Na América do Sul é importante no transporte de calor e umidade da região tropical para BP e também para intensificar a Zona de Convergência do Atlântico sul (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006a). Nos subtropicais da América do Sul correntemente estão associados com sistemas convectivos de mesoescala (SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007) e com eventos de precipitação intensa (NICOLINI et al., 2002).

Seluchi e Marengo (2000) analisaram o caso de uma linha de instabilidade ocorrida no centro-norte da Argentina no dia 29 de novembro de 1996 que produziu chuvas intensas, rajadas de vento e enchentes, para exemplificar a incursão de uma massa de ar quente e úmida de origem tropical associada com uma intensa BCH e à formação de um JBN nos subtropicais da América do Sul (ver Figura 1.6 retirada do trabalho destes autores). Evento que está de acordo com segunda fase do RU.

Todas estas considerações salientam que o RU é um fenômeno que já foi parcialmente identificado em outras abordagens, mas cujo ciclo completo nunca foi documentado de maneira específica. E que claramente salientam o papel preponderante da cordilheira do Andes na ocorrência do RU na BP, pois a cadeia de montanhas exerce forte influência nos fluxos de baixos

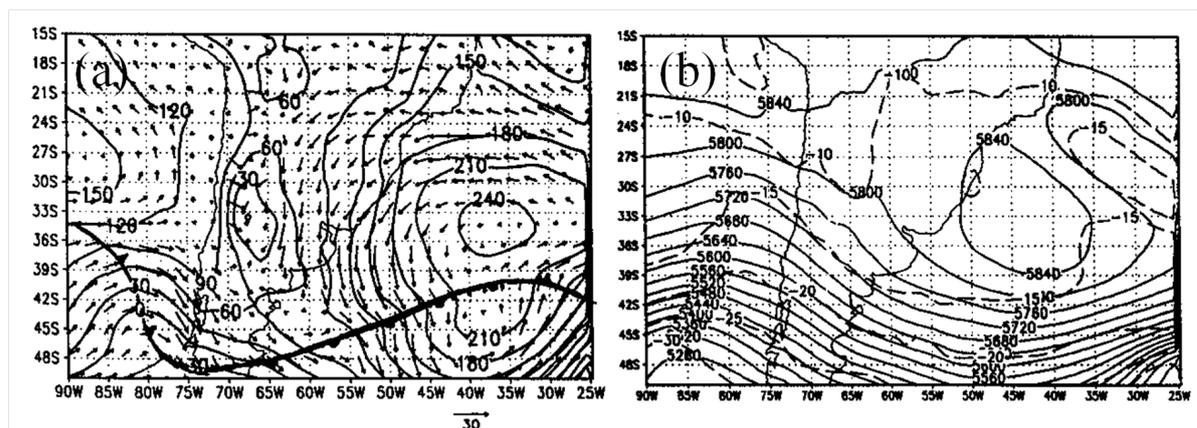


Figura 1.6: Figuras para o dia 28/11/1996. (a) Linhas de altura geopotencial em 1000 hPa (mgp) e vetores vento em 925 hPa (m s^{-1}); (b) Linhas contínuas [Linhas tracejadas] altura geopotencial (mgp) [temperatura ($^{\circ}\text{C}$)] em 500 hPa. Fonte: adaptada de Seluchi e Marengo (2000)

níveis, permitindo a formação de sistemas atmosféricos que contribuem para as alterações de massas de ar nesta região (CAMPETELLA; VERA, 2002; MARENGO et al., 2004; LIEB-MANN et al., 2004; INSEL; POULSEN; EHLERS, 2009).

2 DADOS E METODOLOGIA

Para o desenvolvimento desta pesquisa foram utilizados dados atmosféricos do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA et al., 2010) e estimativas de precipitação obtidas através do *Center Morphing Method* (CMORPH) (JOYCE et al., 2004), ambos disponibilizados pelo National Centers for Environmental Prediction (NCEP) dos Estados Unidos da América. Com a primeira base de dados foram identificados os casos de RU na Bacia do Prata entre 1990 e 2009, e analisados os padrões sinóticos reinantes durante suas ocorrências. Com a segunda base de dados foi examinado o comportamento da precipitação em situações de RU. Abaixo segue uma descrição mais detalhada dos dados e metodologia utilizados para caracterizar e investigar os casos de RU.

2.1 Bases de dados

2.1.1 Reanálise CFSR

Para a identificação dos eventos de RU empregou-se os dados atmosféricos da reanálise CFSR que são disponibilizados pelo NCEP em uma grade linear com resolução horizontal de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de latitude e longitude, 37 níveis verticais na atmosfera e 40 níveis verticais no oceano. Os dados da reanálise CFSR possuem uma resolução espaço-temporal melhor em comparação com as outras bases de dados globais disponibilizadas pelo NCEP (SAHA et al., 2010).

Como descrito em Saha et al. (2010), os campos atmosféricos globais gerados para a reanálise CFSR foram obtidos pela execução acoplada de modelos globais atmosférico (*Global Forecast System*, GFS; NCEP) e oceânico (*Modular Ocean Model*, MOM; *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*) e de um modelo de solo-superfície (Noah). Dados atmosféricos e oceânicos (incluindo-se observações de superfície, radiossondagens e as radiâncias de satélites) foram assimilados empregando-se técnicas mais recentes de assimilação em comparação com as reanálises globais anteriores, além de uma melhor representação do acoplamento oceano-atmosfera e do gelo oceânico (SAHA et al., 2010). Dessa forma, a reanálise CFSR representa uma das melhores bases de dados atmosféricos globais em alta resolução disponíveis atualmente. O período de dados da reanálise CFSR originalmente se estende desde janeiro de 1979 até dezembro de 2009, mas também existe uma versão estendida dos dados CFSR que se prolonga até março de 2011. Saha et al. (2010) faz uma descrição mais detalhada desta fonte de dados atmosféricos.

Nessa pesquisa foram utilizados dados da reanálise CFSR em intervalos de 6 horas (00Z, 06Z, 12Z e 18Z) para todos os 37 níveis verticais isobáricos disponíveis e compreendendo o período de 21 anos entre janeiro de 1990 e dezembro de 2009. Estes dados são usados para a caracterização dos eventos de RU com base em uma metodologia descrita mais adiante.

2.1.2 Dados CMORPH

O CMORPH é um método de estimativa de precipitação em um domínio semi-global, entre 60°S e 60°N, com alta resolução espacial (8 km de espaçamento horizontal no equador) e temporal (a cada 30 minutos) que combina dados dos sensores passivos de microondas de satélites de órbita baixa com movimentos de nuvens estimados a partir de dados do canal infra-vermelho térmico (IV) de satélites geoestacionários (JOYCE et al., 2004). Partindo das estimativas de precipitação baseadas nos canais de microondas dos satélites de órbita baixa, o método CMORPH propaga e modifica espacialmente tais estimativas durante os intervalos sem a disponibilidade de dados dos sensores microondas. A propagação é feita através das informações de movimento de nuvens precipitantes obtidas do canal IV dos satélites geoestacionários e calculado através de matrizes de vetores que são processadas pela correlação de sucessivas imagens dos satélites geoestacionários. Além da propagação dos campos estimados de precipitação, as próprias estimativas são modificadas por uma interpolação no tempo dos campos de precipitação obtidos de passagens consecutivas dos satélites de órbita baixa, combinada com a propagação avançada e retrógrada no tempo destas duas estimativas (JOYCE et al., 2004). Os resultados obtidos são considerados melhores do que aqueles conseguidos pela estimativa de precipitação baseada, somente, na temperatura de brilho no canal IV dos satélites geoestacionários, pois o algoritmo utilizado pelo método CMORPH tornam as estimativas de chuva mais confiáveis (JOYCE et al., 2004).

Para essa pesquisa foram utilizadas estimativas de precipitação pelo método CMORPH para o período compreendido entre 2003 e 2009, disponibilizadas pelo NCEP em intervalos de 3 horas (00Z, 06Z, 09Z, 12Z, 15Z, 18Z e 21Z). Estes dados estão disponíveis em uma grade horizontal linear de 0,25° de latitude por 0,25° de longitude. Estes dados são usados para caracterizar o comportamento das chuvas em situações de RU e como ele se compara com as situações sem RU.

2.2 Metodologia

2.2.1 Identificação dos casos de RU

Para a identificação dos episódios de RU foram utilizados dados dos horários sinóticos das 00Z e das 12Z da reanálise CFSR para o período entre 1990 e 2009. A identificação dos eventos de RU foi realizada para quatro setores diferentes da BP, mostrados na Figura (2.1). Cada setor compreende um domínio quadrangular de 2° de latitude por 2° de longitude, assim localizados: sul do Paraguai (PG) (domínio1), entre as longitudes de 57° e 55° W e latitudes de 25° e 27° S; nordeste da Argentina (AR) (domínio2), de 60° a 58° W e de 28° a 30° S; Rio Grande do Sul (RS) (domínio3), de 54° a 52° W e de 29° a 31° S; e Uruguai (UG) (domínio4), de 57° a 55° W e de 32° a 34° S. Estes setores foram escolhidos com o intuito de detectar a evolução espaço-temporal de eventos de RU dentro da BP, o que seria difícil caso um domínio único e grande (englobando toda a BP) fosse selecionado.

Com os dados da reanálise CFSR os episódios de RU foram caracterizados para cada setor de maneira subjetiva através da análise das séries temporais de médias móveis de três dias das variáveis pressão ao nível médio do mar (PNM), componente meridional do vento em 850 hPa (V850), temperatura do ar em 1000 hPa (T1000) e a umidade específica do ar integrada entre 1000 hPa e 700 hPa (U_{int}). As séries temporais foram avaliadas em termos dos valores médios destas variáveis para os quatro respectivos domínios mostrados na Figura (2.1). As médias móveis de três dias foram empregadas para se filtrar variações de alta frequência que dificultam a identificação das diferentes fases dos eventos de RU.

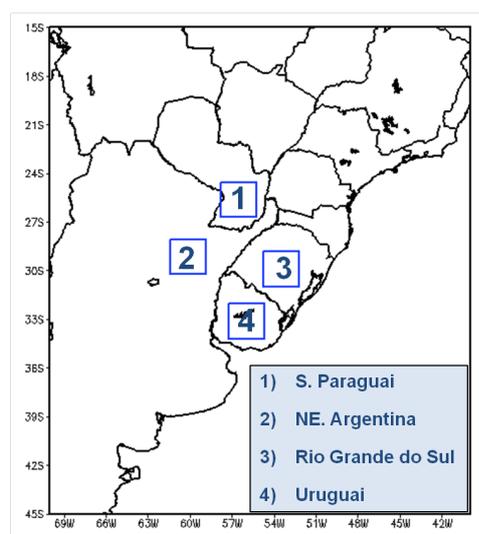


Figura 2.1: Mapa destacando os setores da Bacia do Prata selecionados para a análise de episódios de RU.

Neste trabalho considera-se a primeira fase do RU como consistindo da intrusão de uma massa de ar frio e seco no setor que está sendo analisado; a segunda fase diz respeito à re-intrusão da massa de ar quente e úmida, caracterizando propriamente o RU. Com o auxílio

das séries temporais, alguns critérios básicos foram definidos para identificar o RU em suas duas principais fases. A tabela 2.1 resume estes critérios, sendo que para cada setor o RU foi caracterizado apenas se a série temporal mostrava uma transição acentuada da fase 1 para a fase 2.

Tabela 2.1: Critérios para a caracterização de um retorno de umidade (RU). Fase 1: intrusão de uma massa de ar fria e seca; Fase2: intrusão de uma massa de ar quente e úmida. Um episódio de RU é caracterizado se as tendências indicadas na fase 2 ocorrem imediatamente após aquelas indicadas na fase 1. (PNM = pressão ao nível médio do mar; Uint = umidade específica integrada entre 1000 hPa e 700 hPa; T1000 = temperatura do ar em 1000hPa; V850 = componente meridional do vento em 850 hPa; médias móveis de 3 dias foram empregadas para estas variáveis).

Variável	Fase 1	Fase 2
PNM	2 ou mais dias de tendência de aumento	2 ou mais dias de tendência de queda
Uini	2 ou mais dias de tendência de queda	2 ou mais dias de tendência de aumento
T100	2 ou mais dias de tendência de queda	2 ou mais dias de tendência de aumento
V850	Persistência de sul por 2 ou mais dias	Persistência de norte por 2 ou mais dias

De todos os eventos de RU identificados de maneira setorizada, foram selecionados aqueles cuja extensão espacial cobriu um setor amplo da BP, sendo assim detectados em todos os quatro setores da Figura (2.1). A Figura (2.2) mostra um exemplo das séries temporais das quatro variáveis utilizadas para identificação dos eventos para o mês de maio de 1999. Naquele mês foram identificados 2 eventos de RU, entre os dias 10 e 16 e entre 17 e 27, durante os quais foram satisfeitas todas as condições indicadas na tabela 2.1 nos quatro setores da Figura (2.1).

Em resumo, o procedimento para a seleção dos episódios de RU foi em quatro etapas:

- (a) Cálculo dos valores médios das variáveis PNM, T1000, Uint, V850 para os quatro setores de $2^\circ \times 2^\circ$, às 00 e 12Z;
- (b) Cálculo das médias móveis de 3 dias das variáveis obtidas na etapa (a) e construção das suas respectivas séries temporais;
- (c) Identificação dos RU nas séries temporais utilizando os critérios indicados na tabela 2.1;
- (d) Seleção dos RU que ocorreram simultaneamente nos quatro setores.

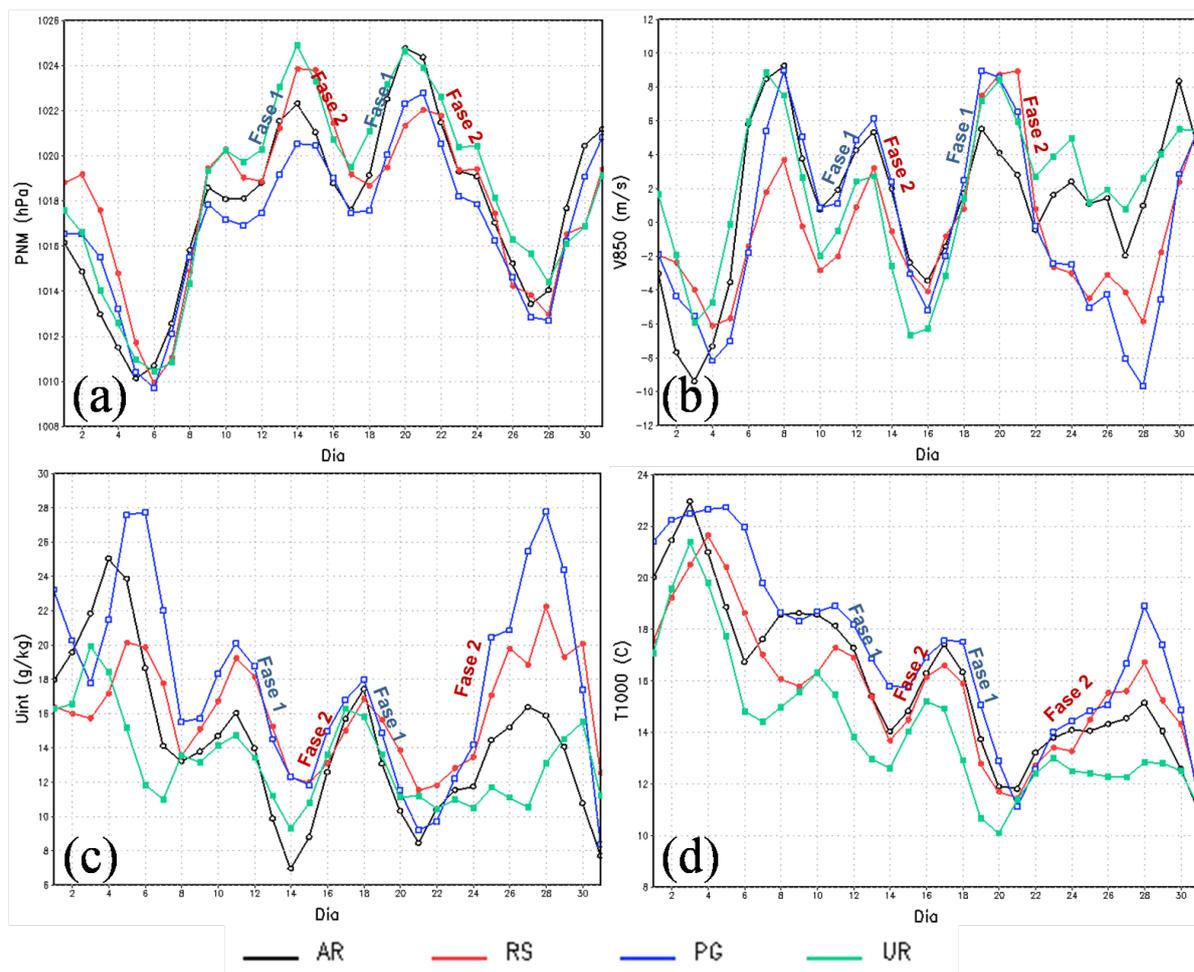


Figura 2.2: Séries temporais para o mês de maio de 1999 no horário das 00Z (séries temporais das 12Z também foram feitas mas não ilustradas acima) das médias móveis de 3 dias das seguintes variáveis (às 00Z): (a) pressão ao nível médio do mar (hPa); (b) componente meridional do vento em 850hPa (m s^{-1}); (c) umidade específica integrada entre 1000 e 700 hPa (g Kg^{-1}) e (d) temperatura do ar em 1000 hPa ($^{\circ}\text{C}$). Linhas pretas representam valores médios para o Nordeste da Argentina; vermelhas, Rio Grande do Sul; azuis, sul do Paraguai; e verdes, Uruguai. As áreas sombreadas destacam os 2 casos de RU ocorridos entre os dias 10 e 16 e entre os dias 17 e 27. Fonte: reanálise CFSR-NCEP.

2.2.2 Análise sinótica dos casos de RU

Para a confirmação definitiva dos casos de RU também foi realizada uma análise da evolução sinótica para os eventos identificados com as séries temporais, incluindo-se nesta análise também os horários das 06Z e 18Z. A análise sinótica visou averiguar se os eventos de RU detectados com o auxílio das séries temporais apresentavam uma evolução sinótica coerente com um processo de alternância de massas de ar, como esperado para um caso genuíno de RU (CRISP; LEWIS, 1992). Esta evolução deveria necessariamente incluir a passagem de um anticiclone transiente pela BP e posteriormente o re-aporte de calor e umidade pelo flanco oeste deste mesmo sistema. Assim sendo, a análise sinótica obtida também serviu para

descrever o próprio modelo conceitual sinótico dos eventos de RU na BP.

Para esta análise sinótica as seguintes variáveis foram investigadas: temperatura do ar em 850 hPa (T850), umidade específica do ar em 850 hPa (q850), altura geopotencial em 500 hPa (H500), V850 e PNM. A análise sinótica foi realizada com mapas de médias móveis de 24 horas, assim constituídas para filtrar processos de frequências mais altas que muitas vezes dificultavam a caracterização das diferentes fases do RU na BP. Os campos sinóticos foram examinados tendo em mente a detecção das duas fases que compõem o RU, descritas no item anterior, e caracterizadas da seguinte forma:

- Fase 1: ocorrência concomitante de queda de T850 e q850, aumento da PNM, e estabelecimento de V850 de sul, representando a intrusão de um anticiclone/crista transiente sobre a BP associado a uma massa de ar frio e seco;
- Fase intermediária: estabilização ou leve aumento de T850 e q850, término do aumento ou pequena queda de PNM, e V850 predominantemente de leste sobre a BP; nessa fase o anticlone transiente posiciona-se próximo do litoral do Rio Grande do Sul e Uruguai e a massa de ar polar começa a se modificar;
- Fase 2 (RU propriamente dito): ocorrência concomitante de aumento substancial de T850 e q850, queda significativa de PNM, e V850 se estabelecendo de norte sobre a BP com o anticiclone transiente posicionado sobre o Atlântico Sul e uma região de baixa pressão formando-se na posição climatológica da BNOA.

Os episódios que satisfizeram esta evolução foram então finalmente confirmados como ocorrência de RU na BP. Para estes, os períodos de 24 horas que melhor representaram cada uma das diferentes fases do RU foram selecionados e agrupados como:

- Período T-2 → fase 1 do RU;
- Período T-1 → fase intermediária: intermediário entre as fases 1 e 2 do RU;
- Período T-0 → fase 2 do RU, ou RU propriamente dito.

Para ilustrar os casos de RU confirmados pela análise sinótica, a Figura 2.3 compara, lado a lado, dois eventos selecionados a partir da análise das séries temporais, sendo um característico de RU (Figura 2.3a) e outro não representativo de RU (Figura 2.3b). Percebe-se, no caso do episódio descartado, a ciclogênese formada no Uruguai associada e a uma frente fria sobre o sul do Brasil e Paraguai, impossibilitou a configuração típica da fase 2 do RU, que é definida pelo aporte de temperatura e umidade pelo flanco oeste de um anticiclone transiente (CRISP; LEWIS, 1992), como exemplificado pela Figura 2.3a.

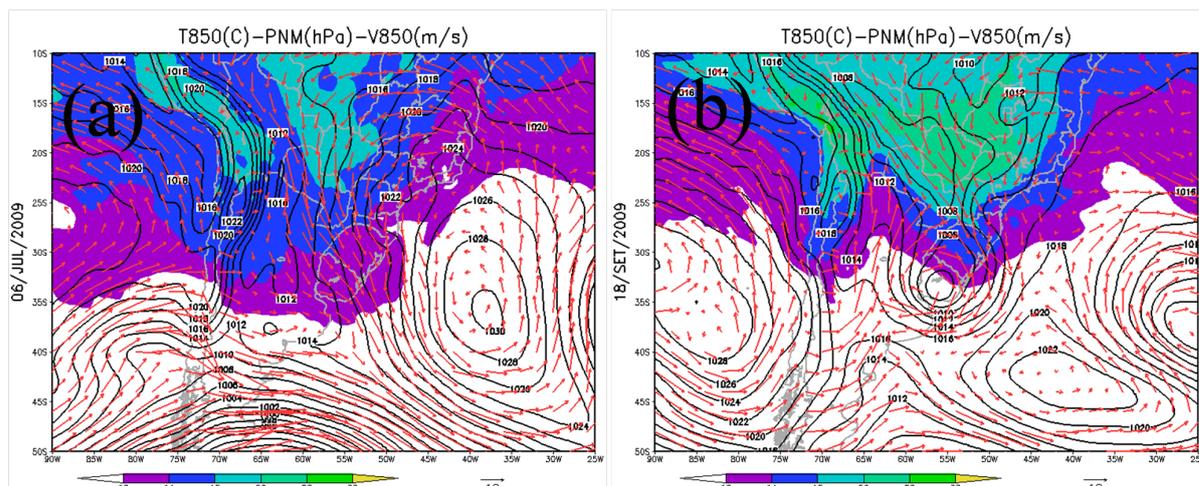


Figura 2.3: Médias diárias dos campos sinóticos: vento em 850 hPa (vetores vermelhos, em m s^{-1} ; um vetor referência de 10 m s^{-1} é indicado no canto inferior direito do painel); temperatura do ar em 850 hPa (sombreado colorido, em $^{\circ}\text{C}$; apenas valores acima de 10°C são indicados) e pressão atmosférica reduzida ao nível do mar (contornos pretos, em hPa). (a) para o dia 6 julho de 2009, fase 2 (T-0) do evento de RU entre os dias 30 junho e 7 julho de 2009 sobre a BP; (b) para o dia 18 setembro de 2009, excluído por não caracterizar a fase 2 (T-0) do período entre 7 e 18 de setembro selecionado pela análise das séries temporais. Fonte dos dados: reanálise CFSR-NCEP.

2.2.3 Análise sinótico-sazonal dos eventos de RU

Com os casos de RU identificados pelos procedimentos descritos nos dois itens anteriores foram criados, para os três períodos T-2, T-1 e T-0, campos médios das variáveis T850, q850, V850, H500, PNM, espessura entre 1000 hPa e 500 hPa (ESP), componente zonal do vento em 200 hPa (V200) e magnitude do vento em 200 hPa (magV200). Os campos médios foram elaborados para cada estação do ano: verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON).

Assim, os mapas sazonais apresentam as médias de todas as ocorrências de RU sobre a região de estudo, distribuídas por estação do ano. Os mapas são empregados para caracterizar as alterações das condições atmosféricas em escala sinótica (i.e., alterações das massas de ar) nas distintas fases do RU e avaliar a magnitude destas alterações nas diferentes estações do ano. Para complementar é realizada uma análise estatística descritiva, por estação do ano, da variação das variáveis meteorológicas entre as fases 1 (período T-2) e 2 (período T-0) do RU com a utilização de boxplots (WILKS, 2011) que descrevem os percentis 10%, 25%, 50% (mediana), 75% e 90% destas variações. Isto é feito para as variáveis q850, ESP, PNM, V850 e MagV850 para cada uma das 4 regiões da Figura (2.1).

2.2.4 Fluxos de umidade durante eventos de RU

Para caracterizar de maneira quantitativa as diferentes fases do RU, foram calculados os fluxos de umidade verticalmente integrados através de um setor que engloba os quatro setores

da Figura (2.1), como indicado em vermelho na Figura (2.4). Com os dados da reanálise CFSR dos horários 00Z, 06Z, 12Z e 18Z foram criadas médias das variáveis umidade específica (q) e componentes zonal (u) e meridional (v) do vento para períodos de 24h mais representativos das diferentes fases do RU. Estas médias foram usadas no cálculo do fluxo de umidade.

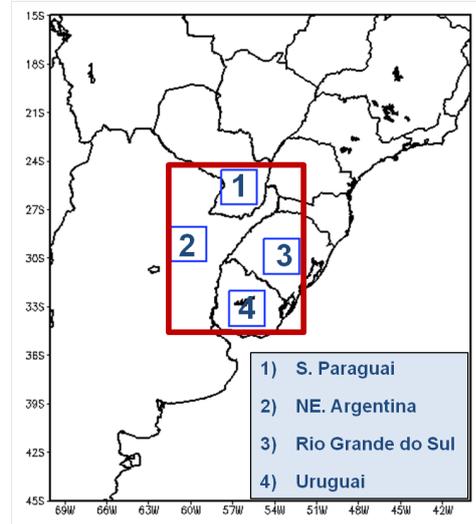


Figura 2.4: Mapa destacando 4 setores da Bacia do Prata e uma área maior que engloba os setores menores, selecionados para a análise do fluxo de umidade.

O cálculo do fluxo de umidade verticalmente integrado segue o trabalho de Salio, Nicolini e Saulo (2002) e consiste em integrar o fluxo (horizontal) de umidade em uma camada atmosférica de interesse. Neste trabalho o fluxo de umidade foi integrado entre a superfície e o nível de 700 hPa, uma vez que as principais alterações das massas de ar durante eventos de RU são melhor detectadas na baixa troposfera. Desse modo, definimos o fluxo de umidade verticalmente integrado (Q) como:

$$Q = \frac{1}{g} \int_{700}^{sup} qv dp \quad (2.1)$$

onde q é a umidade específica (em kg k g^{-1}), g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e v é o vetor vento (em m s^{-1}).

Como feito em Salio, Nicolini e Saulo (2002), foi aplicado o *teorema da divergência* em Q para estimar o transporte de umidade através de cada um dos contornos laterais (“paredes”) dos domínios da Figura 2.4, a saber, contorno norte (CN); contorno sul (CS); contorno leste (CL) e contorno oeste (CO). Dessa forma o divergente do fluxo de umidade verticalmente integrado através de cada um dos contornos dos respectivos setores é obtido por:

$$FC_i = \int_A \nabla \cdot \mathbf{Q} dA = \oint_L (\mathbf{Q} \cdot \mathbf{n}) dl \quad (2.2)$$

onde FC é o divergente do fluxo de umidade através do contorno i (CN, CS, CL, CO), A é a área de integração, n é o vetor unitário normal ao contorno sempre apontando para fora do

domínio, dl é o segmento infinitesimal do contorno, e L é o comprimento total do contorno i . Valores positivos [negativos] de FC_i indicam fluxo de umidade para fora [dentro] do domínio.

A soma dos FC_i resulta na fluxo total (FT) no setor considerado:

$$FT = FC_{cn} + FC_{cs} + FC_{cl} + FC_{co} \quad (2.3)$$

se FT for positivo (negativo) o fluxo de umidade é divergente (convergente) dentro dos respectivos setores.

Com os valores de FC_i e FT calculados para cada fase (1 e 2) dos eventos de RU individuais foram realizadas médias sazonais para caracterizar o comportamento médio da divergencia do fluxo de umidade e do fluxo total para cada fase do RU e estação do ano.

2.2.5 Comportamento da precipitação em eventos de RU entre 2003 e 2009.

Para melhor caracterizar o comportamento da precipitação durante o RU foi feita uma comparação dos totais pluviométricos entre eventos de RU e situações sem RU. Para isto, as estimativas de chuva a cada 3 horas entre janeiro de 2003 e dezembro de 2009 disponibilizadas em pontos de grade pela base de dados do CMORPH, foram transformadas em valores totais diários (em horário médio universal, ou seja, somando-se todos os valores entre 00Z e 21Z) utilizando-se o pacote gráfico *Grid Analysis and Display System* (GrADS). Com os valores totais diários selecionou-se todos os episódios (independentemente se ser RU ou não) em que a precipitação diária acumulada foi maior ou igual a 0.5 mm em pelo menos um dos quatro setores indicados na Figura 2.1.

Em seguida (já se conhecendo os dias com ocorrência de RU após os procedimentos descritos anteriormente) este conjunto de dados foi dividido em dois grupos, sendo um primeiro consistindo de episódios de precipitação sem ocorrência de RU e um segundo grupo representando episódios de precipitação coincidente com a fase intermediária e a fase 2 de um evento de RU. As estimativas de cada um dos grupos foram distribuídas sazonalmente (seguindo o mesmo procedimento apresentado no item 2.2.3) e, em seguida, foram calculadas as médias de precipitação diária para cada grupo em cada estação do ano. Isto permitiu a comparação sazonal dos totais pluviométricos médios entre eventos de RU e eventos sem RU, incluindo-se uma avaliação quantitativa da contribuição relativa do RU para o regime de chuvas nos setores estudados na BP. Finalmente, examinou-se também a distribuição estatística sazonal dos totais pluviométricos para cada grupo (isto é, RU e não-RU) e para cada setor indicado na Figura 2.4. Para isto calculou-se os percentis 5%, 25%, 50% (mediana), 75% e 95% de cada distribuição.

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo serão discutidos os resultados da identificação e análise do fenômeno de RU sobre a BP entre 1990 e 2009 com base nos dados e metodologia descritos no capítulo anterior.

3.1 Identificação dos casos de RU e sua distribuição sazonal

Partindo-se da análise das séries temporais das 00Z e 12Z das médias móveis de três dias das variáveis PNM, Uint, V850 e T1000 para os quatro setores estudados foram identificados, preliminarmente, 317 eventos “candidatos” a RU na BP entre 1990 e 2009. Desta seleção preliminar, 45 eventos foram descartados após a realização de uma análise sinótica individual utilizando os dados da reanálise CFSR que mostrava que tais eventos, selecionados apenas pela análise das séries temporais, não apresentavam uma configuração sinótica representativa de um RU genuíno. Dessa forma, após a análise sinótica de cada evento candidato a RU, chegou-se a um número final de 272 episódios efetivamente de RU na BP entre 1990 e 2009. A distribuição sazonal destes episódios é mostrada na Figura 3.1.

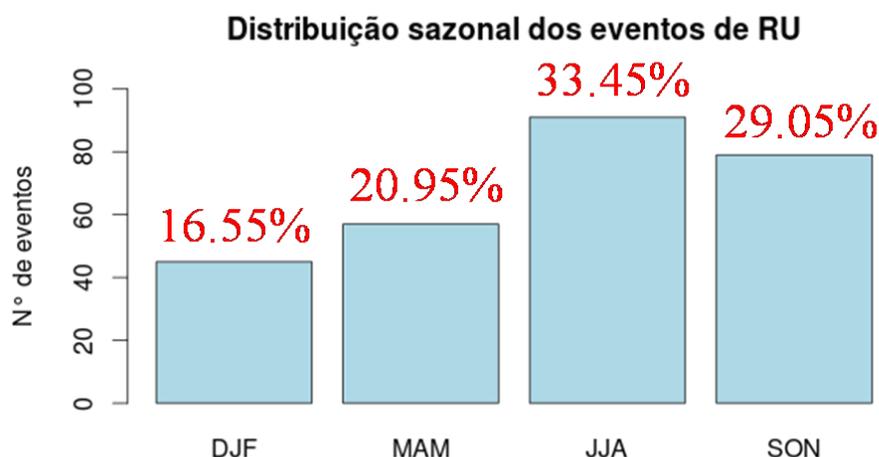


Figura 3.1: Distribuição sazonal (absoluta e relativa) do número de eventos de RU que ocorreram sobre a BP no período entre janeiro de 1990 e dezembro de 2009. Em vermelho são indicadas as frequências percentuais relativas de RUs por estação do ano.

A Figura 3.1 mostra uma maior frequência relativa de RU nos meses de inverno e primavera, e com a menor frequência sendo no verão. Este resultado é consistente com o fato de o RU estar intimamente relacionado à passagem de sistemas baroclínicos migratórios sobre a BP (em particular sobre os quatro setores selecionados para estudo; Figura 2.1), os quais são mais frequentes nos meses de inverno do que nos meses de verão na região sendo estudada (vide, por exemplo, (SATYAMURTY; MATTOS, 1989; CAVALCANTI; KOUSKY, 2009)).

A Figura 3.2 destaca a duração média, em dias, do ciclo total (isto é, tempo que leva para se completar a transição entre as diferentes fases) dos eventos de RU ocorridos sobre a BP. Não há uma dependência sazonal sensível na duração média do fenômeno, variando-se entre 9 e 10 dias ao longo de todo o ano. É importante também ressaltar que o ciclo total foi definido como o tempo que leva para se completar a transição entre o momento mais representativo da fase 1 e o momento mais representativo da fase 2. Uma duração menor seria encontrada caso este ciclo fosse definido como o tempo necessário para se completar a transição entre o último momento representativo da fase 1 e o primeiro momento representativo da fase 2 do RU.

Para melhor avaliar a duração dos eventos de RU é necessário examinar outros aspectos além da sua duração média. A Figura 3.3 mostra histogramas da frequência absoluta de eventos de RU como função de diferentes intervalos de duração dos eventos e como função da estação do ano, além de serem informadas as medianas da duração do RU. Apesar dos valores medianos se manterem quase inalterados ao longo do ano, uma maior variabilidade na duração dos eventos é encontrada nos meses de inverno e menor nos meses de verão, com as estações de transição apresentando variabilidade intermediária entre estes dois extremos. Nos meses de verão poucos casos duraram 12 ou mais dias, enquanto que o inverno foi a estação do ano com maior número de eventos durando 12 ou mais dias. Este resultado é esperado porque no inverno é mais comum observarmos uma intrusão mais meridional e continental das massas de ar polar (crista transiente) pelo continente sulamericano (VERA; VIGLIAROLO, 2000; SELUCHI; MARENGO, 2000; LUPO et al., 2001; PEZZA; AMBRIZZI, 2005), caracterizando, em alguns casos, o fenômeno de friagem no oeste da Bacia Amazônica (GARREAUD, 2000; PEZZA, 2003; SELUCHI, 2009). Esta configuração tem como potencial implicação a extensão da fase 1 do RU (incursão do ar frio e seco para latitudes mais baixas) por um período mais longo e levando-se mais tempo para se completar a transição para a fase 2.

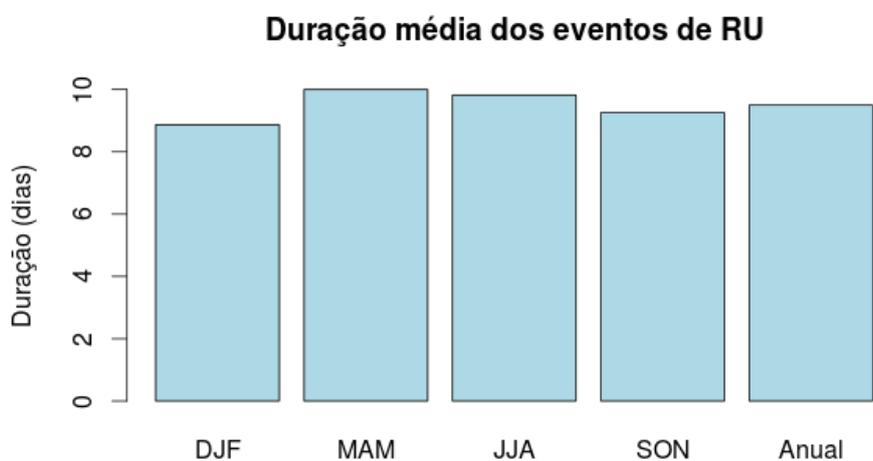


Figura 3.2: Duração média em dias dos eventos de RU ocorridos sobre a BP para o período entre 1990 e 2009.

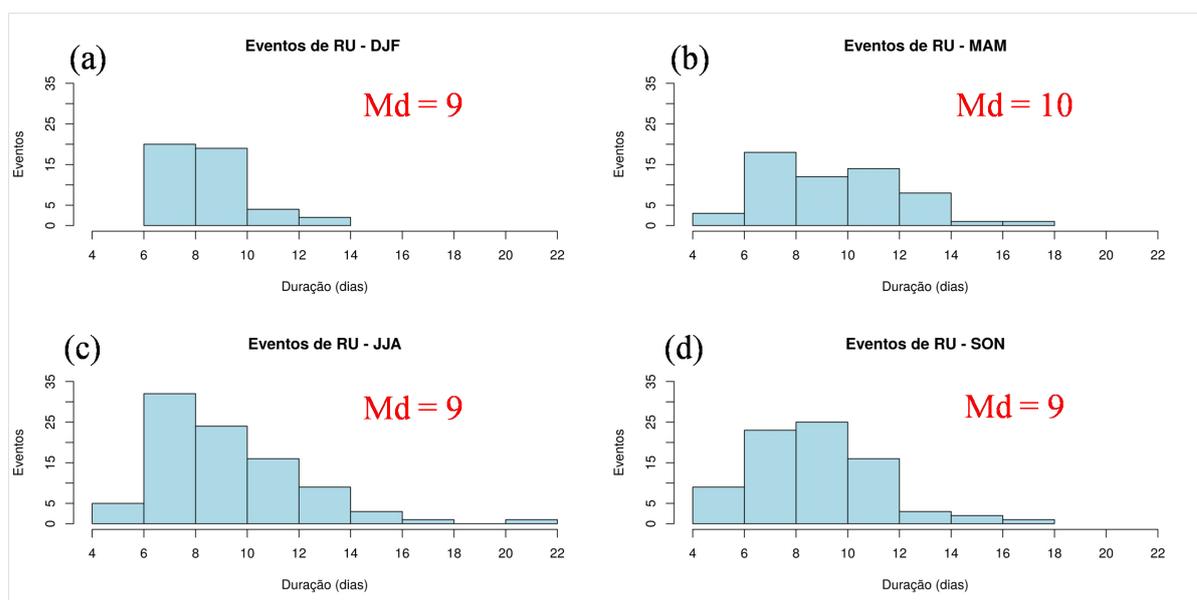


Figura 3.3: Histogramas mostrando a duração em dias dos eventos de RU pelo número de eventos ocorridos sobre a BP para o período entre 1990 e 2009, distribuídos sazonalmente: (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA e (d) SON. Md indica a mediana de cada uma das estações.

3.2 Campos sinóticos médios em situações de RU: verão e inverno.

Nesta seção os casos de RU serão examinados em uma perspectiva sinótica, através dos campos médios das variáveis PNM, ESP, T850, q850, V850 e H500 extraídos da reanálise CFSR para o verão e o inverno. Ênfase é dada às variáveis em baixos e médios níveis por serem as melhores a caracterizar a transição entre as diferentes fases do RU. A análise sinótica também foi feita para o outono e a primavera, mas como as configurações sinóticas médias encontradas para estas estações são, essencialmente, um padrão transitório entre verão e inverno, os seus resultados não são mostrados para evitar uma discussão muito repetitiva. Todas as figuras apresentadas delimitam uma região quadrangular de 52°O a 60°O e de 25°S a 34°S que engloba parte da BP, a qual representa a área de interesse desta pesquisa.

3.2.1 Verão

A Figura 3.4 exibe os padrões atmosféricos médios para as fases 1 (T-2), intermediária (T-1) e 2 (T-0) do RU no verão. As Figuras 3.4a e b mostram os campos sinóticos médios para fase 1 (T-2) do RU. Em 500 hPa (Figura 3.4a) há um cavado posicionado no Atlântico Sul com a BP localizada, portanto, a oeste do eixo deste cavado e corrente abaixo da região de advecção (diferencial) de vortacidade anticiclônica em 500 hPa associada a uma crista migratória atravessando os Andes. Nestas condições a BP encontra-se em uma região anticiclogênica como confirmado pela circulação anticiclônica em 850hPa sobre o centro argentino que induz ventos do setor sul em baixos níveis sobre a região estudada e pelo centro de alta pressão centrado sobre a Província de Buenos Aires mostrado na Figura 3.4b. A mesma Figura 3.4b indica uma crista acentuada em superfície sobre os três estados do sul do Brasil, acompanhada de um cavado frontal corrente abaixo, cujo eixo localiza-se sobre o Atlântico Sul. Também há um indício de um centro fechado de baixa pressão perto da costa do sudeste do Brasil.

Em 850 hPa (Figura 3.4a) fica evidente uma zona de convergência de umidade (ZCOU) orientada no sentido NO-SE sobre o centro-oeste e sudeste brasileiros, que é um padrão recorrente de verão na América do Sul (LIEBMANN et al., 1999, 2004). Neste trabalho não é possível caracterizar esta ZCOU como sendo necessariamente a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) porque não está sendo avaliado o tempo em que a ZCOU fica estacionada nesta posição. Tanto o campo de q850 (Figura 3.4a) quanto o campo de ESP (Figura 3.4b) mostram que nesta fase a BP está localizada no setor frio da onda baroclínica, o que é esperado por se tratar da fase 1 do RU, caracterizada pelo predomínio da massa de ar frio e seco na região.

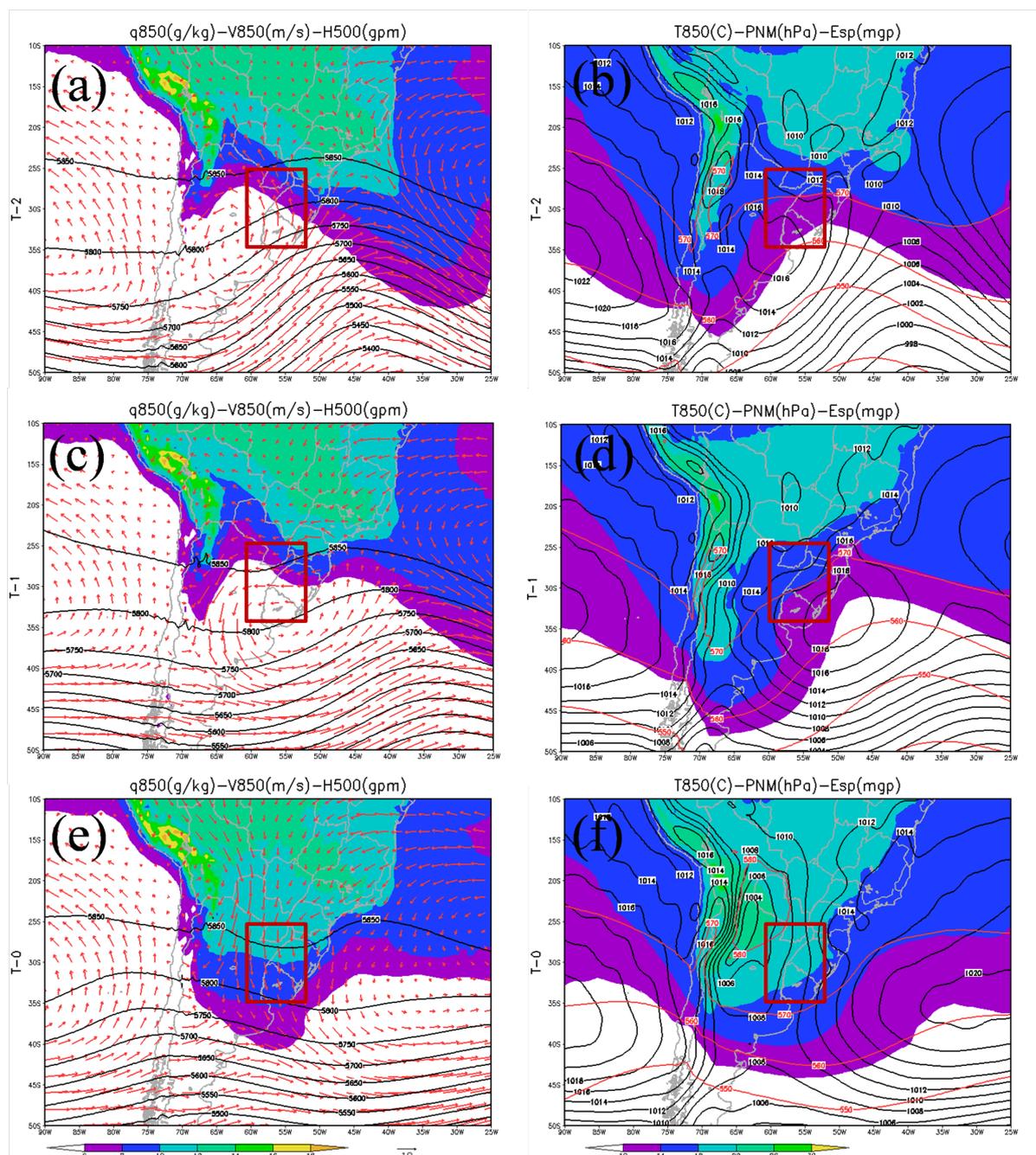


Figura 3.4: Composição média de campos sinóticos durante a fase 1 (T-2) Figuras (a) e (b), fase intermediária (T-1) Figuras (c) e (d) e fase 2 (T-0) Figuras (e) e (f) do RU sobre a BP para os meses de verão: (a), (c) e (e) umidade específica em 850 hPa (sombreado colorido, em g kg^{-1} ; apenas valores acima de 6 g kg^{-1} são indicados), vento em 850 hPa (vetores vermelhos, em m s^{-1} ; um vetor referência de 10 m s^{-1} é indicado no canto inferior direito do painel), e altura geopotencial em 500 hPa (contornos pretos, em mgp); (b), (d) e (f) temperatura do ar em 850 hPa (sombreado colorido, em $^{\circ}\text{C}$; apenas valores acima de $10 \text{ }^{\circ}\text{C}$ são indicados), pressão atmosférica reduzida ao nível do mar (contornos pretos, em hPa) e espessura da camada entre 1000hPa e 500hPa (contornos vermelhos, em mgp). O retângulo vermelho indica a região de maior interesse neste estudo. Fonte: reanálise CFSR-NCEP.

As Figuras 3.4c e d mostram as condições atmosféricas médias para a fase intermediária do RU (T-1). Neste estágio o eixo da crista da onda baroclínica encontra-se sobre a BP (Figura 3.4c), o que reduz a advecção (diferencial) de vorticidade anticiclônica nesta região. É possível notar que a circulação anticiclônica em 850 hPa migrou corrente-abaxo da crista de níveis médios, com o anticlone em superfície (Figura 3.4d) centrado no Atlântico Sul próximo a costa do sul do Brasil e Uruguai e o cavado frontal agora sobre a porção central do Atlântico Sul. Nesta configuração, os ventos na baixa troposfera sopram do setor leste sobre a nossa região de interesse na BP e do setor norte no oeste argentino, promovendo aquecimento e umedecimento nesta região próximo aos Andes. Em torno de 25°S, imediatamente a sotavento dos Andes, há uma indicação de formação de um ciclone em superfície (Figura 3.4d), com características de Baixa no Noroeste Argentino (BNOA) (SELUCHI et al., 2003).

Para a fase 2 do RU (Figuras 3.4e e f) o campo de H500 exibe um cavado atravessando os Andes ao sul de 30°S (Figura 3.4e) e com uma ampla região de ventos do setor norte predominando sobre toda a BP. A advecção (diferencial) de vorticidade ciclônica pelo cavado em 500 hPa induz queda de pressão em superfície sobre uma extensa faixa latitudinal a leste dos Andes como evidenciado principalmente pelo cavado no litoral da Patagônia (Figura 3.4f). A BNOA, centrada em torno de 25°S, também é intensificada, mas neste caso é a forçante térmica que parece ser a predominante dado o centro fechado de espessura mais alta (com valor de 580 mgp) localizado sobre o centro da BNOA (Figura 3.4f; (SELUCHI et al., 2003)). A BNOA e o cavado no litoral da Patagônia formam um ponto de colo próximo à Bahia Blanca, na Argentina. Um forte gradiente zonal de pressão em superfície é gerado sobre a BP devido à presença concomitante do ASAS e a BNOA, o que promove os ventos do setor norte em baixos níveis e, conseqüentemente, advecção quente e úmida sobre a BP, como pode ser inferido pelas Figuras 3.4e e f. Esta configuração representa o RU propriamente dito

3.2.2 Inverno

A Figura 3.5 exibe os campos sinóticos médios para as fases 1 (T-2), intermediária (T-1) e 2 (T-0) do RU na BP nos meses de inverno. As Figuras 3.5a e b mostram os campos sinóticos médios para fase 1 (T-2) do RU, o campo de H500 (Figura 3.5a) mostra uma onda baroclínica com uma fase semelhante à encontrada para o verão (Figura 3.4a), mas com uma amplitude mais acentuada, especialmente na crista atravessando os Andes, o que implica (por argumentos de advecção (diferencial) de vorticidade anticiclônica) na indução de uma anticiclogênese mais intensa sobre os Pampas. Isto é confirmado pela PNM (Figura 3.5b) que ilustra, em torno de 30°S, um anticlone 10 hPa mais intenso do que aquele caracterizado no verão. Além disto, o centro deste anticlone em superfície é mais continental e posicionado a cerca de 5° de latitude mais ao norte do que no verão, e inclui uma crista meridional acentuada estendendo-se para norte paralelamente aos Andes. Este padrão é consistente com as incursões

mais continentais e mais meridionais de massas de ar frio no inverno (VERA; VIGLIAROLO, 2000; SELUCHI; MARENGO, 2000; LUPO et al., 2001; PEZZA; AMBRIZZI, 2005). Com a posição do anticiclone um pouco mais ao norte e mais continental, a crista em superfície sobre a região sul do Brasil é mais zonal (Figura 3.5b) do que aquela encontrada para os meses de verão (Figura 3.4b). Em concordância com a PNM, o campo de V850 (Figura 3.5a) também mostra o centro da circulação anticiclônica em uma localização mais continental comparado com o verão, e confirma a presença de ventos do setor sul sobre a BP. Para o inverno, a região de convergência dos ventos em 850 hPa com orientação NO-SE é praticamente limitada à região oceânica, não abrangendo a região sudeste do Brasil, o que é consistente com a não caracterização de ZCOU/ZCAS na estação fria.

A configuração de q850 (Figura 3.5a) na fase 1 no inverno também ressalta a incursão da massa de ar seco na BP, e estendendo-se para latitudes mais baixas do que no verão. Em comparação à configuração correspondente no verão, existe uma importante distinção no campo de q850 sobre o Brasil; enquanto no verão um máximo de q850 é evidente sobre o Brasil central (Figura 3.4a), no inverno há um mínimo de q850 na mesma região (Figura 3.5a), consistente com o regime de monção sulamericana (ZHOU; LAU, 1998; GAN; KOUSKY; ROPELEWSKI, 2004). Os campos térmicos (T850 e ESP) mostrados na Figura 3.5b comprovam a maior intensidade e o caráter mais continental da incursão das massas de ar frio na fase 1 do RU de inverno.

Os campos médios sinóticos para a fase intermediária do RU (T-1) no inverno são mostrados nas Figuras 3.5c e d. Em 500 hPa (H500 na Figura 3.5c) percebe-se a migração corrente-abaixo da onda baroclínica, com o eixo da crista sobre o litoral da Patagônia e o centro de circulação anticiclônica em 850 hPa (V850 na Figura 3.5c) sobre o Uruguai. Assim, dentro do domínio estudado os ventos são do setor leste em 850 hPa, o que é uma configuração típica da fase intermediária do RU. Ainda na Figura 3.5c percebe-se que a umidade, mesmo na fase intermediária do RU, mantém-se distante da BP no inverno. Isto ajuda a ressaltar a severidade da incursão de ar seco na fase 1 na BP no inverno.

Consistente com os níveis superiores, o campo médio de PNM (Figura 3.5d) mostra o centro do anticiclone posicionado mais a leste, centrado no leste do RS, e mantendo valores bem mais altos de PNM do que no verão. Duas cristas ainda são evidentes no lado equatorial do anticiclone, uma continental direcionada para NO, e outra litorânea estendendo-se para o sudeste do Brasil. No Atlântico Sul um cavado frontal é observado, sendo mais acentuado do que o respectivo cavado frontal obtido no verão nesta mesma fase. Com o posicionamento mais a leste do anticiclone, ventos de norte passam a ser induzidos no centro da Argentina (Figura 3.5c) e um primeiro indício de reaquecimento é observado no NO da região estudada (T850 e ESP na Figura 3.5d).

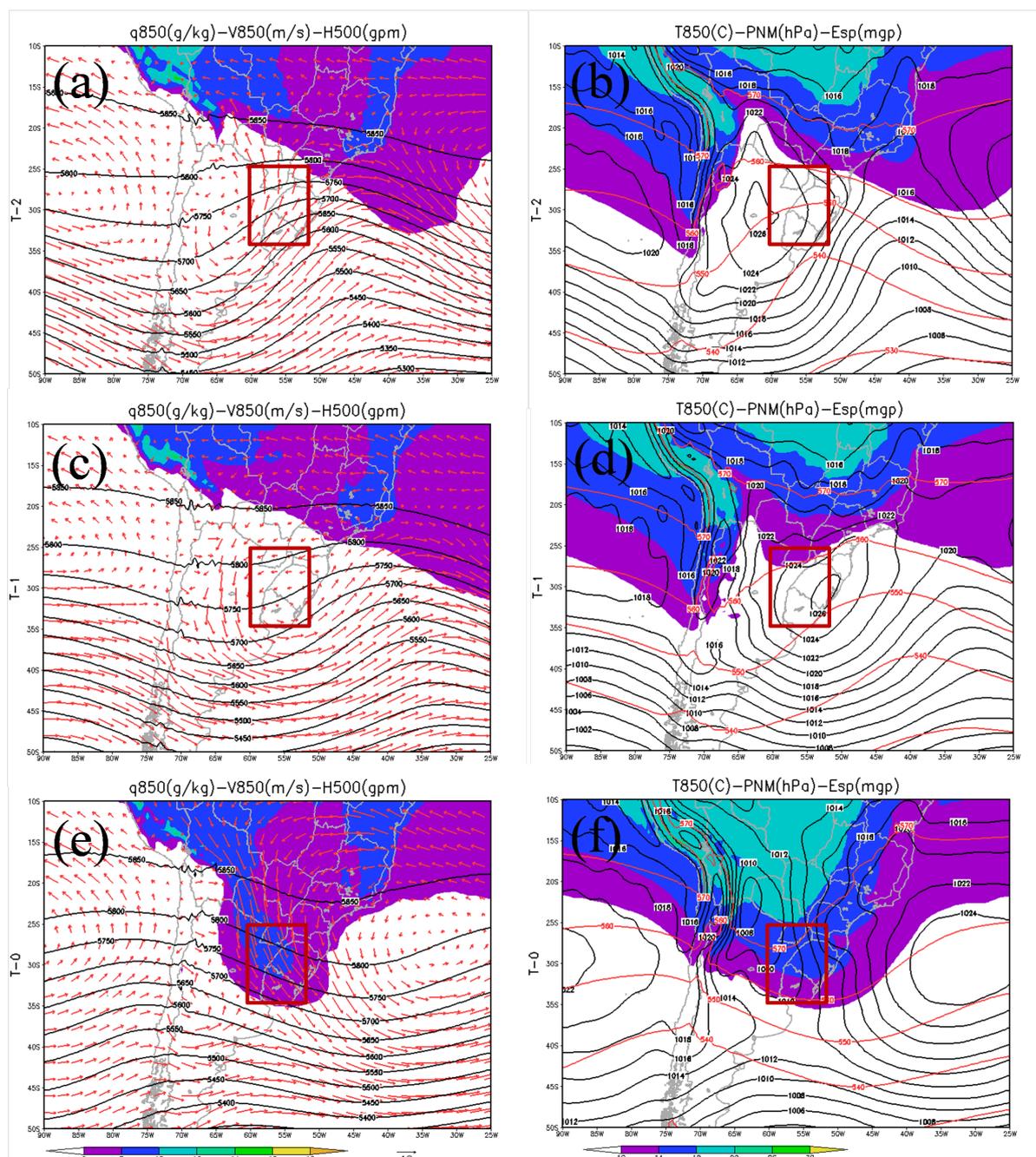


Figura 3.5: Mesmo que na Fig. 3.4, mas para o inverno.

As Figuras 3.5e e f exibem as configurações sinóticas médias para a fase 2 do RU no inverno. O campo de H_{500} (Figura 3.5e) mostra uma onda baroclínica que é aproximadamente 180° fora de fase com a respectiva onda obtida na fase 1 (Figura 3.5a), como esperado. A aproximação do cavado de níveis médios induz a queda de pressão em superfície como evidenciado pelo cavado frontal no Atlântico ao sul de $40^\circ S$, e pelo extenso ponto de colo no estuário do Prata (Figura 3.5f). A BNOA também é amplificada (provavelmente pela ação combinada das forçantes dinâmica e térmica; (SELUCHI et al., 2003)) e produz o cavado invertido que se estende até Buenos Aires.

O campo de V_{850} na Figura 3.5e exhibe bem o centro da ASAS. No seu flanco oeste,

nos subtropicais da América do Sul, prevalecem ventos do setor norte relativamente intensos que, nesta fase, se estendem por toda a região estudada na BP. Este escoamento de norte é bem mais intenso do que o encontrado para os meses de verão na mesma fase 2 do RU (Figura 3.4e). Ficará evidente mais adiante que este escoamento de norte mais intenso no inverno é uma resposta à forçante sinótica mais acentuada (maior baroclínia) observada na estação fria. Este resultado também é consistente com trabalhos anteriores que mostram que nesta latitude da América do Sul o JBN, típico da circulação atmosférica deste continente, é mais frequente no inverno (MARENGO et al., 2004; OLIVEIRA, 2015). É importante ressaltar também o papel desempenhado por este escoamento de norte em baixos níveis no reaporte de umidade para a BP como ilustrado na Figura 3.5e pelo campo de q850; este é o RU propriamente. A Figura 3.5f, através de T850 e ESP, também mostra o restabelecimento do setor quente sobre a BP na fase 2 do RU, com uma crista de T850 e ESP sobre o RS e Uruguai. A análise combinada dos campos de V850, PNM, T850 e ESP indicam um campo de deformação frontogênico (SATYAMURTY; MATTOS, 1989) na BP nesta fase.

3.3 Amplitude de variação dos campos meteorológicos no RU

Para ajudar a caracterizar qualitativa e quantitativamente o processo de RU na BP, esta seção examina a amplitude média de variação de determinadas variáveis meteorológicas contrastando-se seus campos atmosféricos entre a fase 1 (T-2; incursão polar) e a fase 2 (T-0; RU propriamente dito). Isto é realizado subtraindo-se o campo médio da variável na fase 1 do seu respectivo campo médio na fase 2 (isto é, “fase 2 menos fase 1”), considerando-se todos os eventos de RU na BP. Como explicado na Metodologia, estes campos médios foram obtidos dos dados da reanálise CFSR para os períodos de 24 h que melhor representavam a fase 1 e a fase 2 do RU, e a análise da amplitude de variação é feita para cada estação do ano. As variáveis PNM, ESP, q850 e V850 foram selecionadas para este fim por descreverem os principais aspectos que caracterizam um RU. Gráficos do tipo *boxplot* são usados para descrever a distribuição quartílica destas amplitudes de variação dentro dos quatro setores estudados (indicados na Figura 2.1) e para cada estação do ano.

3.3.1 Pressão reduzida ao nível do mar (PNM)

As Figuras 3.6 e 3.7 exibem os resultados da amplitude de variação da PNM para o ciclo completo do RU na BP. Como esperado, todos os painéis da Figura 3.6 mostram variações negativas de PNM sobre a região de interesse deste estudo, uma vez que na fase 1 [fase 2] do RU predomina a tendência positiva [negativa] da PNM, como descrito na seção anterior para o verão e o inverno. Em todas as quatro estações as maiores amplitudes negativas tendem a

se concentrar no norte e noroeste argentino, evidenciando assim um papel relevante desempenhado pela BNOA (e possivelmente também pela Baixa do Chaco na estação quente) no RU. De fato, ao se comparar os quatro setores (Figura 3.7) nota-se que é no setor 2 (AR; Figura 3.7a), o mais próximo da BNOA, que as maiores variações negativas de pressão são encontradas em todas as estações. Ao mesmo tempo deve-se ressaltar que nenhuma das configurações da Figura 3.6 exibe uma amplitude negativa na forma de ciclone centrada na costa do Uruguai, setor conhecido por ser ciclogênético (GAN; RAO, 1991). Naturalmente, isto se deve a não inclusão de situações de ciclogênese naquele setor na caracterização do RU, como discutido anteriormente (Figura 2.3).

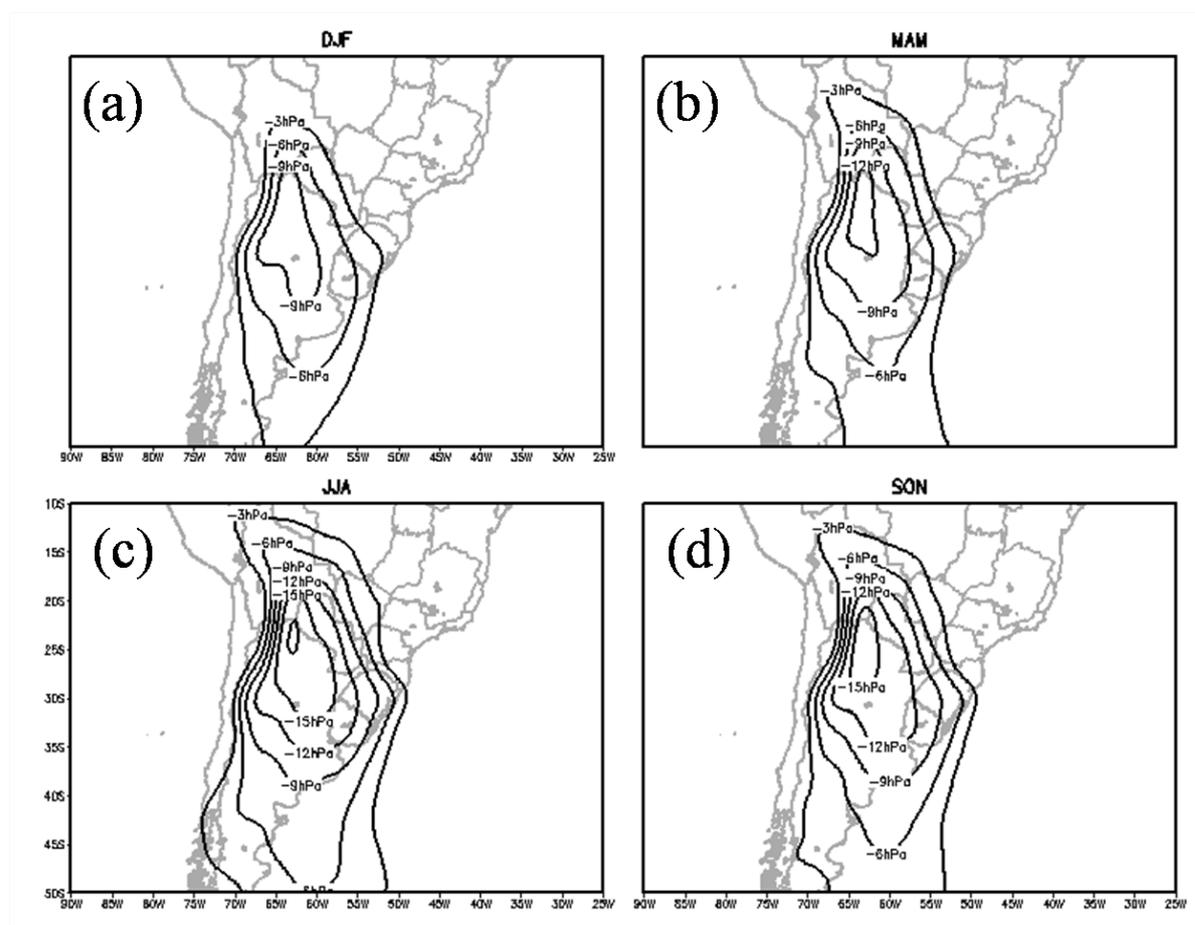


Figura 3.6: Amplitude (média) de variação da PNM, em hPa, entre as fase 2 e 1 do RU para as quatro estações do ano: (a) verão, (b) outono, (c) inverno, e (d) primavera. Apenas as amplitudes negativas são traçadas, ressaltando as regiões onde a PNM na fase 2 é menor que na fase 1. Fonte: reanálise CFSR-NCEP.

Uma sazonalidade é evidente na amplitude de variação de PNM durante os RUs, com os meses de verão (Figura 3.6a) apresentando as menores amplitudes, em módulo, e os meses de inverno (Figura 3.6c) exibindo as maiores amplitudes, em módulo, seguidos dos meses de primavera (Figura 3.6d). Este mesmo resultado é essencialmente encontrado na Figura 3.7, discriminando-se as quatro regiões investigadas. É interessante reparar as amplitudes negativas estendendo-se até a fronteira Peru-Bolívia nos meses de inverno e primavera (Figuras 3.6c e d), quando as incursões polares atingem latitudes mais baixas na América do Sul.

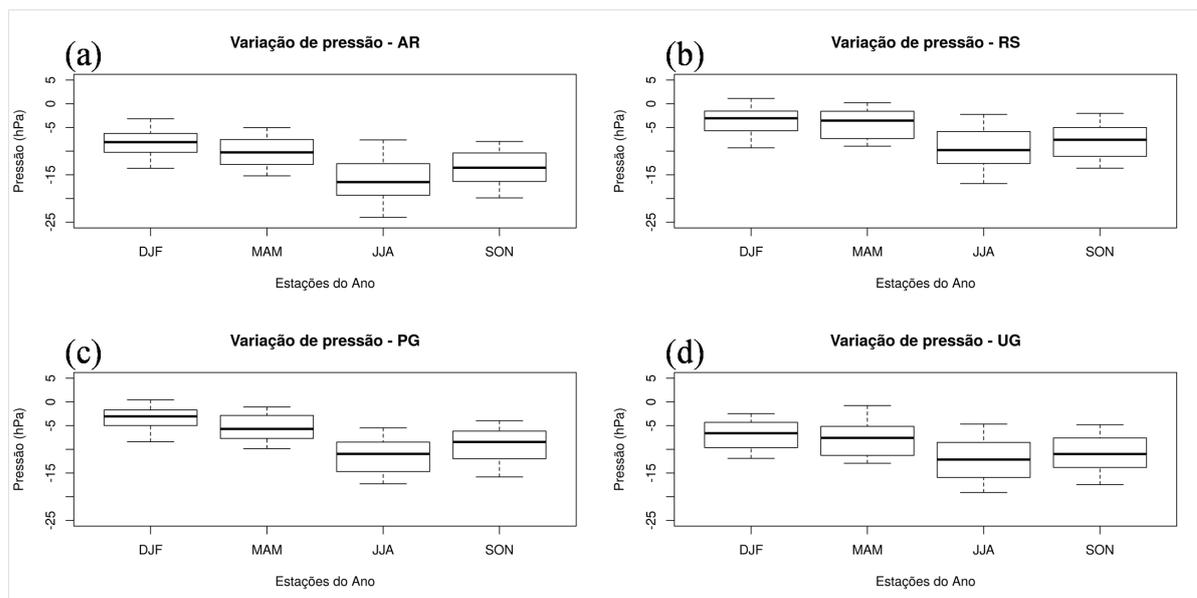


Figura 3.7: Gráficos boxplots para as distribuições estatísticas das amplitudes de variação de PNM entre as fases 1 e 2 do RU para as quatro estações do ano (DJF: verão (total de 45 eventos); MAM: outono (57 eventos); JJA: inverno (91 eventos); SON: primavera (79 eventos)). De baixo para cima em cada boxplot os percentis indicados são os de 10%, 25%, 50% (mediana), 75% e 90%. (a) Nordeste da Argentina (AR, setor 2 na Figura 2.1); (b) Rio Grande do Sul (RS, setor 3); (c) Sul do Paraguai (PG, setor 1) e (d) Uruguai (UG, setor 4). Valores negativos indicam PNM menor na fase 2 do que na fase 1. Fonte: reanálise CFSR-NCEP.

3.3.2 Espessura entre 1000 hPa e 500 hPa (ESP)

As amplitudes de variação de ESP para o ciclo do RU na BP são indicadas nas Figuras 3.8 e 3.9. Variações positivas de ESP englobam todo o setor investigado (Figura 3.8), caracterizando bem o contraste na BP entre o resfriamento observado na fase 1 e o aquecimento observado na fase 2 do RU. De maneira semelhante ao apresentado para as variações de PNM, as maiores amplitudes de variação de ESP são encontradas nos meses de inverno (Figura 3.8c) e de primavera (Figura 3.8d). Isto é confirmado também pela Figura 3.9 que mostra que todos os quatro setores estudados apresentaram maiores variações de ESP nestas duas estações. Este resultado, combinado com aquele encontrado para as variações de PNM, confirma que os RUs nas estações de inverno e primavera são os mais baroclínicos, isto é, com os maiores contrastes de temperatura entre as massas de ar da fase 1 e da fase 2. A Figura 3.9 indica que o setor do Uruguai (Figura 3.9d) apresenta medianas ligeiramente mais altas do que as dos demais setores, o que é condizente com os padrões espaciais ilustrados na Figura 3.8 onde, com exceção do verão, o Uruguai aparece aproximadamente no centro das curvas de maior amplitude de ESP. Analisando-se a evolução sazonal da isolinha de 10 dam na Figura 3.8 nota-se que sua extremidade norte (que é continental) experimenta uma variação latitudinal muito mais acentuada do que sua extremidade sul (que é oceânica), refletindo a maior variabilidade sazonal no continente da amplitude de variação de ESP nos eventos de RU.

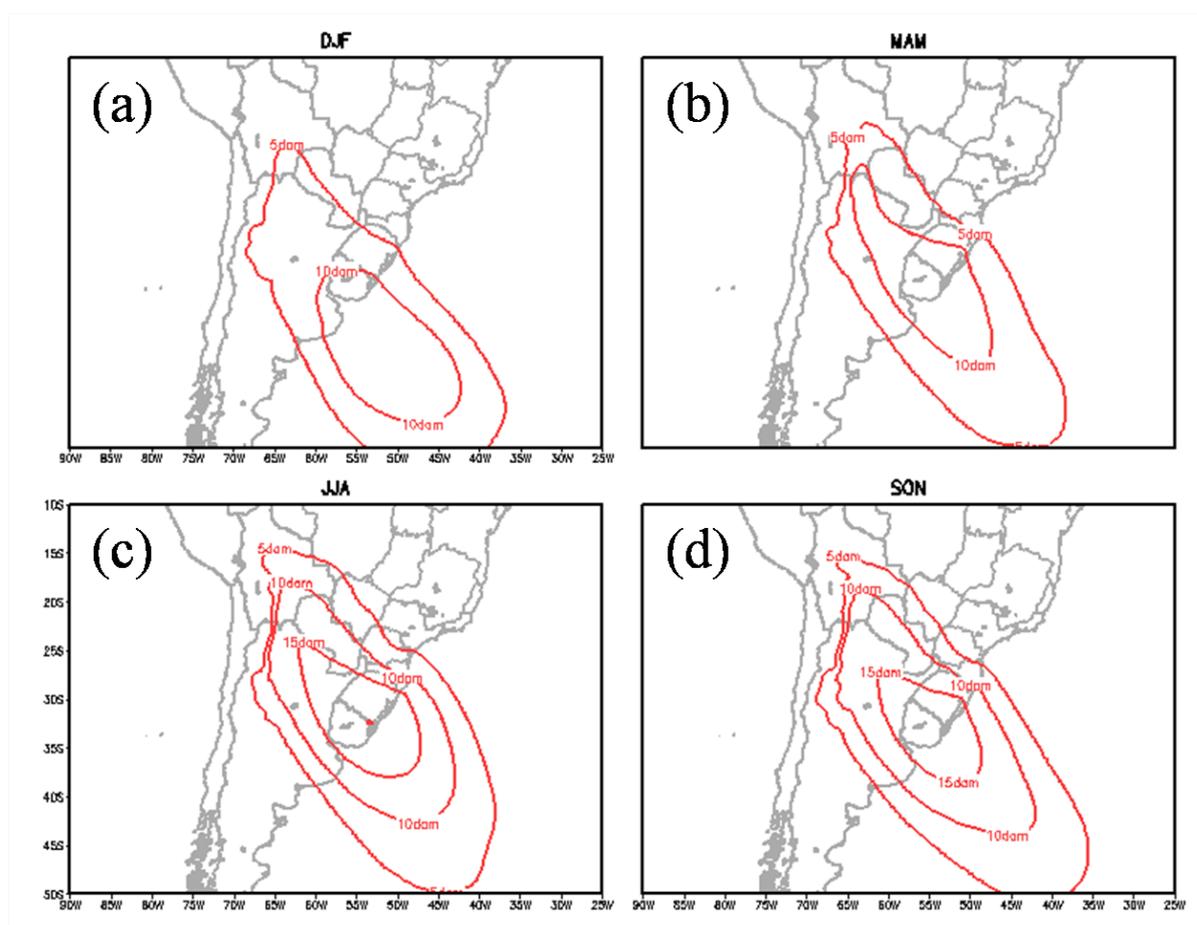


Figura 3.8: Igual à Figura 3.6, mas para a amplitude (média) de variação de ESP, em dam. Apenas as amplitudes positivas são traçadas, ressaltando as regiões onde ESP na fase 2 é mais alta do que na fase 1 do RU.

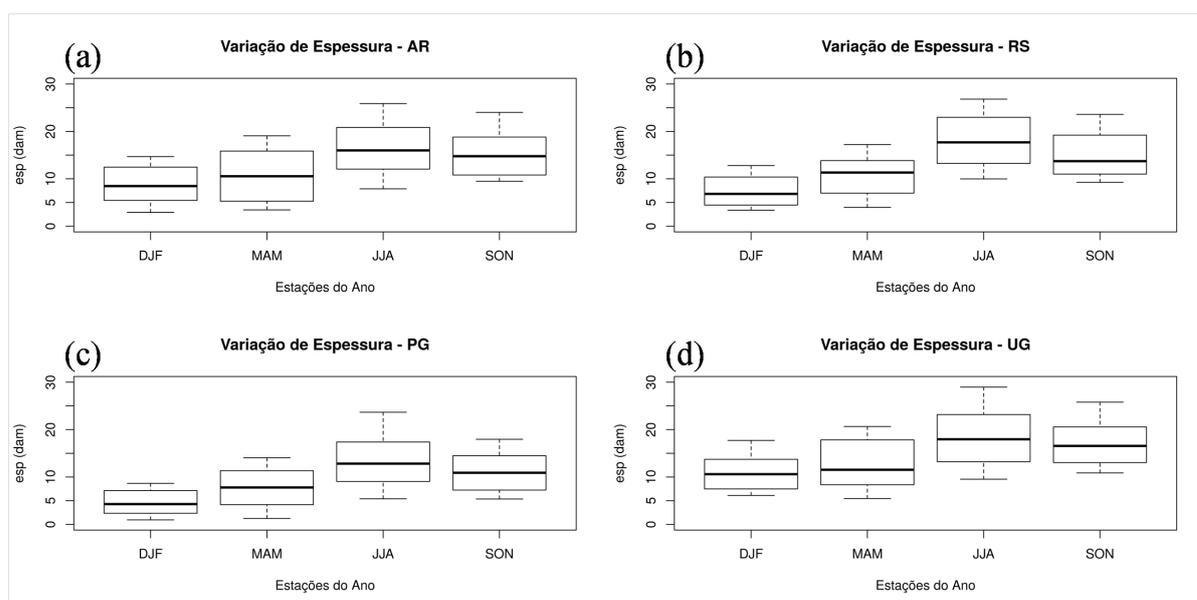


Figura 3.9: Igual à Figura 3.7, mas para a variável ESP. Valores positivos indicam ESP maior na fase 2 do que na fase 1.

3.3.3 Componente meridional do vento em 850hPa (V850).

Nas Figuras 3.10 e 3.11 são mostradas as amplitudes de variação de V850 para o ciclo completo do RU na BP. As duas figuras indicam que todo o setor de interesse na BP apresenta amplitudes negativas de V850 nas quatro estações, como esperado. Pela comparação entre as Figuras 3.6 e 3.10 é interessante notar, para todas as estações do ano, que o eixo das amplitudes negativas de PNM posicionam-se ligeiramente a oeste do eixo das amplitudes negativas de V850. Isto se deve ao fato do escoamento meridional sobre a BP em situações de RU estar associado ao flanco leste ou nordeste de um sistema de alta pressão na fase 1 (ver Figuras 3.4b e 3.5b) mas ao flanco leste ou sudeste de um sistema de baixa pressão na fase 2 (ver Figuras 3.4f e 3.5f). Naturalmente, ao se fazer a diferença entre a fase 2 e a fase 1, as amplitudes mais negativas de PNM estarão a oeste das maiores amplitudes de variação de V850.

Em termos de sazonalidade, percebe-se que, de uma maneira geral, as menores amplitudes de variação de V850, em módulo, são registradas no verão (Figura 3.10a), com as maiores amplitudes, em módulo, ocorrendo no inverno (Figura 3.10c). Isto revela que a magnitude da reversão da componente meridional do vento entre as fases 1 e 2 do RU é mais acentuada no inverno, o que está em plena concordância com os resultados obtidos para as variações de PNM durante o RU (Figura 3.6).

Uma análise da Figura 3.11, entretanto, mostra que nem todos os setores estudados na BP apresentam uma sazonalidade bem definida para a amplitude de variação de V850. No Uruguai (Figura 3.11d) não existe uma distinção sazonal estatisticamente significativa na distribuição da variação de V850. Se analisarmos, na Figura 3.10, a variação latitudinal experimentada ao longo do ano pela isolinha de -20 m s^{-1} notamos que o Uruguai é o único dos quatro setores que não é “visitado” por esta isolinha no inverno, o que aparenta estar em concordância com a menor variabilidade sazonal da amplitude de V850 naquele setor. Além disto, se considerarmos que na fase 2 do RU o escoamento de norte pode, pelo menos ocasionalmente, se comportar como um JBN (hipótese não averiguada neste trabalho), a menor variabilidade na amplitude de V850 encontrada para o Uruguai na transição entre verão e inverno concorda com resultados climatológicos de outros autores, como Marengo et al. (2004), que mostram que o JBN da América do Sul no inverno atinge com mais intensidade e frequência os setores PG (setor 1 na Figura 2.1), AR (setor 2) e RS (setor 3) do que o Uruguai (setor 4).

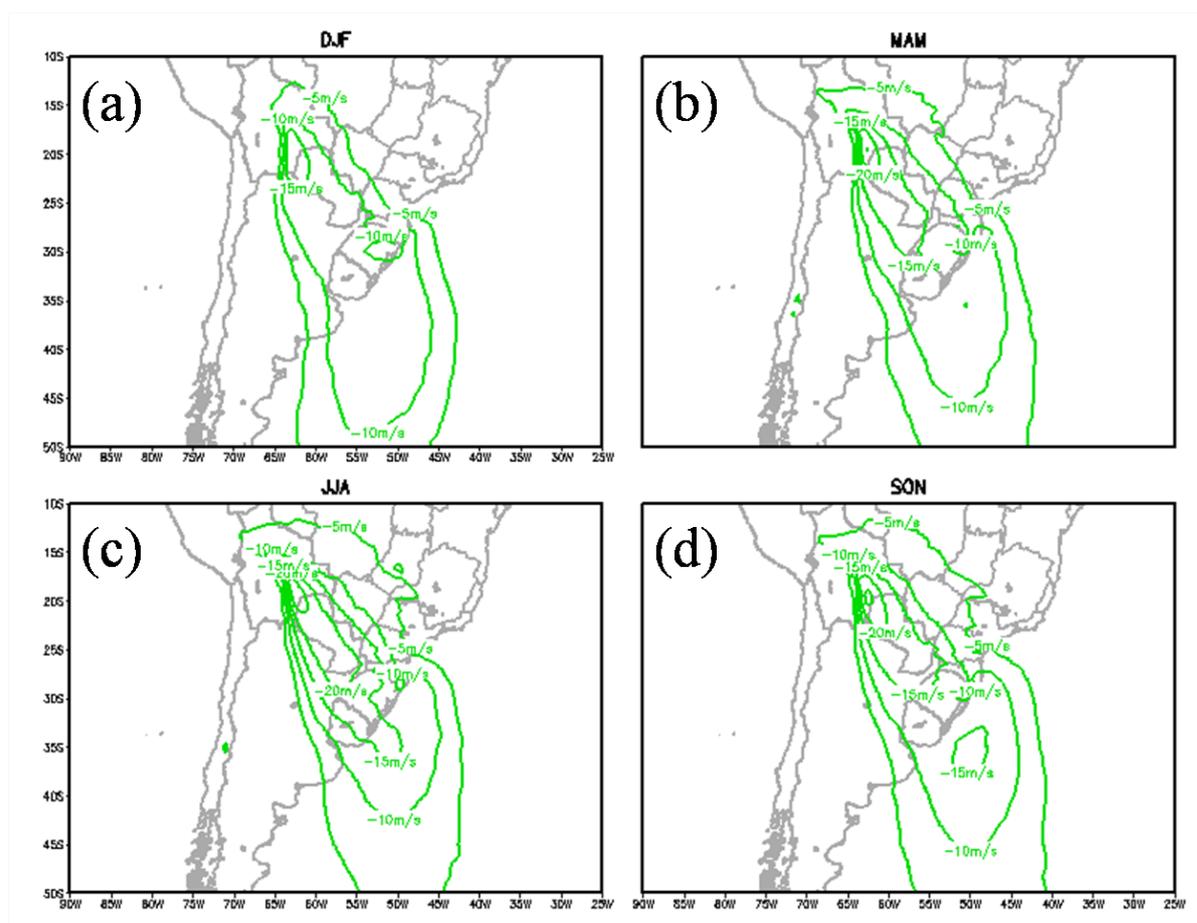


Figura 3.10: Igual à Figura 3.6, mas para a amplitude (média) de variação de V850, em m s⁻¹. Apenas as amplitudes negativas são traçadas, ressaltando as regiões onde o vento em 850 hPa experimenta a transição de sul na fase 1 para de norte na fase 2 do RU.

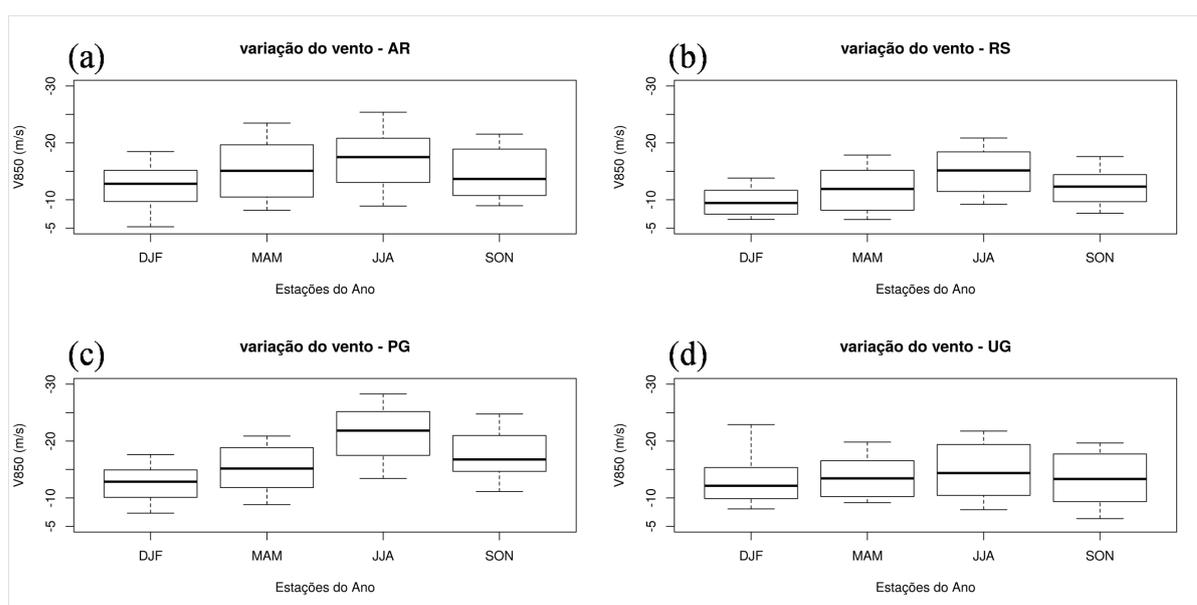


Figura 3.11: Igual à Figura 3.7, mas para a variável V850. Valores negativos indicam transição entre vento de sul na fase 1 e vento de norte na fase 2 do RU.

3.3.4 Umidade específica em 850hPa (q_{850})

As amplitudes de variação de q_{850} no ciclo do RU são indicadas nas Figuras 3.12 e 3.13. Nestas figuras fica destacada a principal característica do RU que é o reaporte de umidade sobre a BP, o que fica evidenciado pelas amplitudes de variação positivas para todas as estações do ano (uma exceção, e mesmo assim apenas parcial, é o setor do sul do Paraguai (setor 1, PG) no verão, onde em menos de 25% dos eventos de RU há uma diminuição de q_{850} na fase 2 do RU como mostrado pelo primeiro *boxplot* da Figura 3.13c).

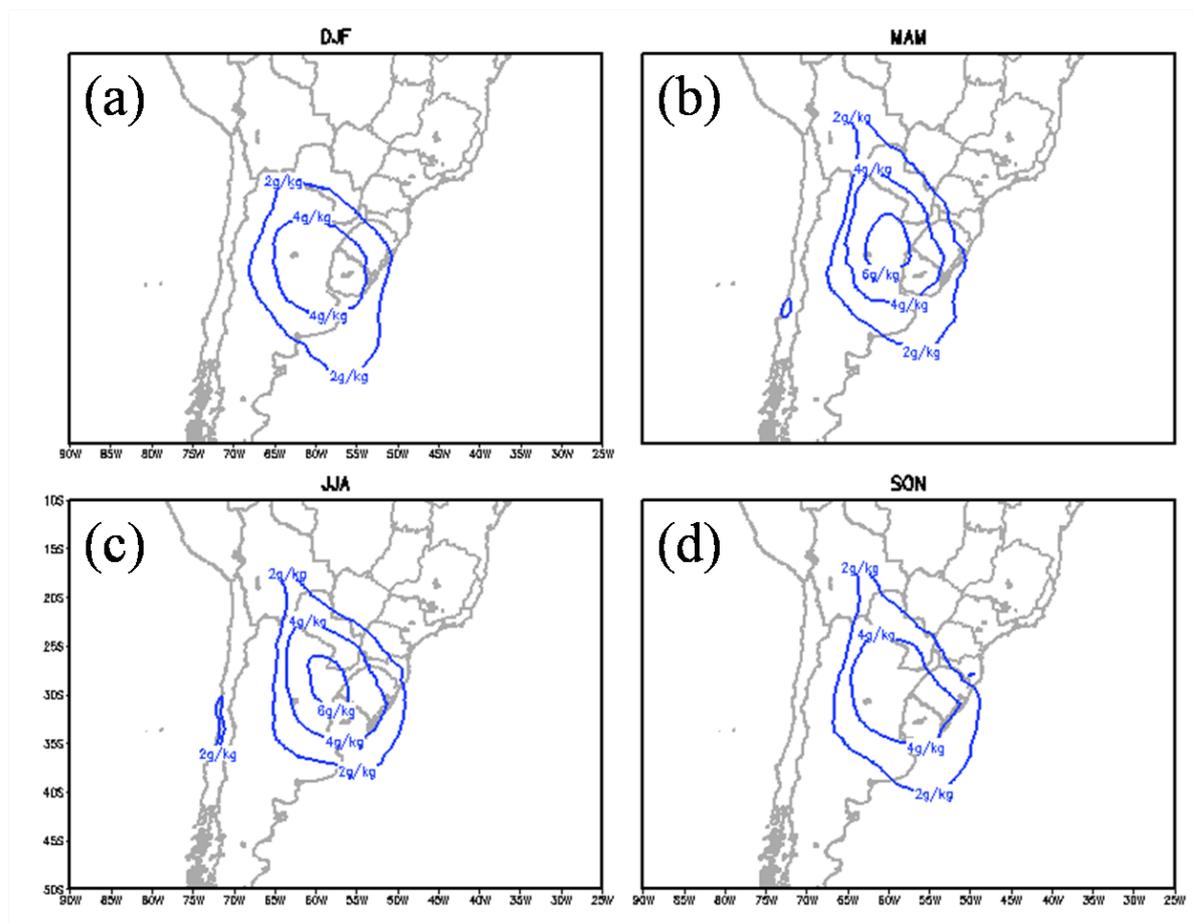


Figura 3.12: Igual à Figura 3.6, mas para a amplitude (média) de variação de q_{850} , em g kg^{-1} . Apenas as amplitudes positivas são traçadas, ressaltando as regiões onde q_{850} na fase 2 é mais alta do que na fase 1 do RU.

A Figura 3.12 mostra uma ligeira sazonalidade na variação de q_{850} , com os meses de outono e inverno registrando as maiores amplitudes, acima de 6 g kg^{-1} no nordeste argentino. O verão foi a estação do ano em que as amplitudes de variação de q_{850} se mantiveram mais baixas e mais espacialmente confinadas; foi a única estação do ano em que a isolinha de 2 g kg^{-1} de amplitude não se estendeu até a Bolívia. De todas as quatro variáveis analisadas, as variações de q_{850} foram as que apresentaram a sazonalidade menos evidente se considerarmos todas as quatro regiões (Figura 3.13). Com exceção do setor paraguaio (PG; Figura 3.13c), há considerável sobreposição entre os intervalos interquartílicos (isto é, a faixa entre os percentis 25% e 75%) de verão e inverno para esta variável, o que dificulta a discriminação estatística

entre as distribuições destas duas estações extremas. Assim, a sazonalidade das amplitudes de variação das variáveis meteorológicas durante um ciclo do RU na BP é melhor descrita por PNM, ESP e V850.

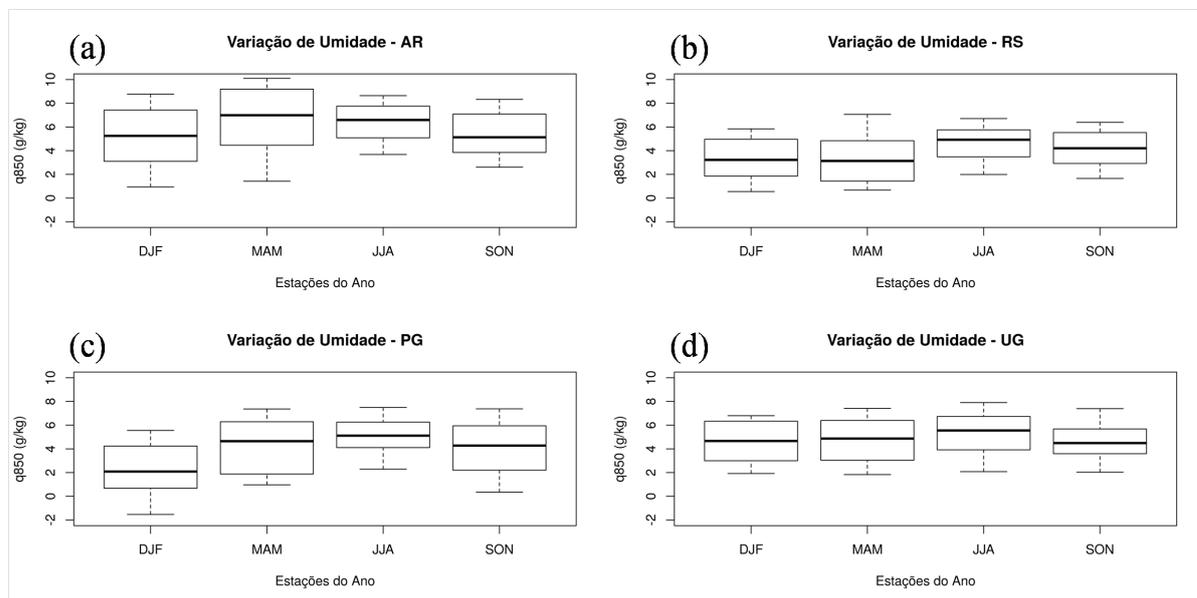


Figura 3.13: Igual à Figura 3.7, mas para a variável q_{850} . Valores positivos indicam q_{850} maior na fase 2 do que na fase 1.

3.4 Divergência do fluxo de umidade verticalmente integrado nas diferentes fases do RU.

Nesta seção são mostrados os resultados do cálculo da divergência do fluxo de umidade verticalmente integrado (FC) para cada um dos contornos laterais e do fluxo de umidade total (FT) para todo o setor de interesse na BP (ver Figura 2.4, explorando separadamente as fases 1 e 2 do RU). Para cada fase os fluxos de umidade foram calculados para os períodos de 24 h que melhor representaram a fase correspondente. São avaliadas as médias sazonais e o valor médio anual. O procedimento para o cálculo foi explicado na subseção 2.2.4, mas cabe lembrar que valores negativos [positivos] de FT indicam convergência [divergência] do fluxo integrado de umidade. E os FC para cada contorno lateral (oeste, leste, norte e sul), com setas apontando para dentro [fora] da área do domínio representam contribuição para a entrada [saída] de umidade. Naturalmente, a convergência [divergência] do fluxo de umidade verticalmente integrado revela umedecimento [secamento] na baixa troposfera.

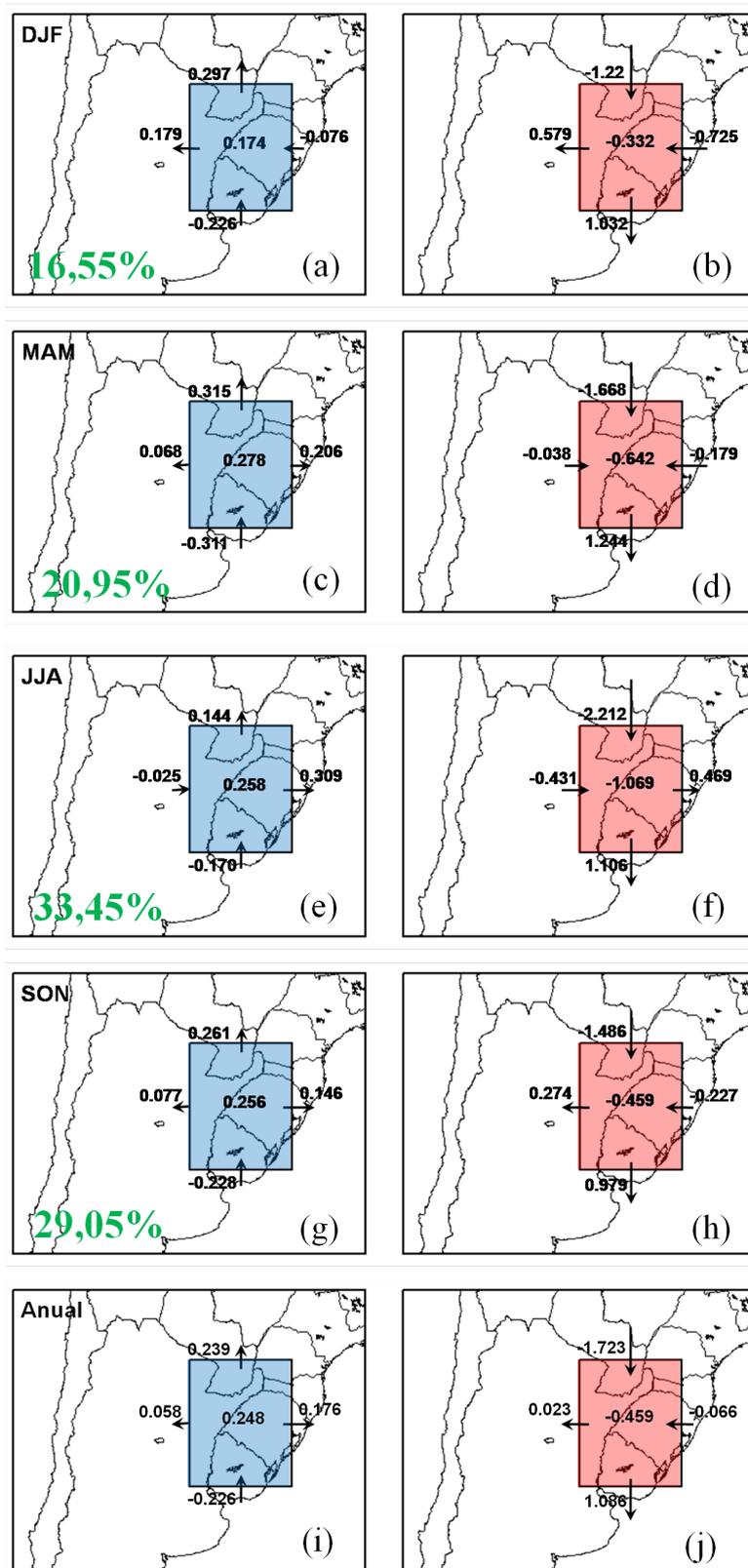


Figura 3.14: Médias sazonais e anual da divergência do fluxo de umidade verticalmente integrado e do fluxo total de umidade em 10^8 kg s^{-1} na camada entre superfície e 700 hPa para a fase 1 (coluna da esquerda) e fase 2 (coluna da direita) do RU. Os retângulos mostram o domínio do cálculo da divergência do fluxo de umidade verticalmente integrado que engloba todos os quatro setores mostrados na Figura 2.1. Valores positivos [negativos] indicam divergência [convergência] do fluxo. São indicados os resultados para cada contorno (*FCs* oeste, leste, norte e sul) e o valor resultante para toda a área do domínio (*FT*). (a) e (b) verão; (c) e (d) outono; (e) e (f) inverno; (g) e (h) primavera; (i) e (j) anual. As porcentagens indicadas em (a), (c), (e), (g) informam a porcentagem relativa de eventos de RU por estação do ano.

3.4.1 Análise considerando um domínio amplo na BP

A Figura 3.14 confirma que a fase 1 do RU, associada à incursão da crista do anticiclone migratório pela BP (p.ex., Figuras 3.4b e 3.5b), é caracterizada por FT positivo para todas as estações do ano, enquanto que a fase 2, relacionada ao posicionamento do anticiclone migratório a leste da BP (p.ex., Figuras 3.4f e 3.5f) e representativa do RU efetivamente, é caracterizada por FT negativo. Este resultado geral ressalta, de maneira mais quantitativa, a importância do RU como um dos processos reguladores do balanço de umidade na BP na escala sinótica.

É importante ressaltar que na fase 2 do RU (coluna do lado direito da Figura 3.14) as maiores magnitudes da divergência do fluxo integrado de umidade sempre foram encontradas através dos contornos norte e sul, tanto na média anual quanto na média por estação do ano. Para a fase 1 (coluna do lado esquerdo) a única exceção a esta regra fica por conta do inverno (Figura 3.14e), quando o FC divergente no lado leste supera consideravelmente os valores encontrados nos contornos norte e sul; ainda assim, na média anual para a fase 1 (Figura 3.14i) os dois FC s meridionais apresentam as maiores magnitudes. Isto é condizente com o fato do ciclo do RU caracterizar uma alternância no transporte **meridional** de umidade. Pela Figura 3.14 é interessante notar também que o fluxo total da convergência do fluxo de umidade verticalmente integrado na fase 2 sempre supera a magnitude da divergência deste mesmo fluxo na fase 1, demonstrando que o **umedecimento promovido pelo RU propriamente dito (que é a fase 2) é mais intenso do que o processo de secamento observado na fase 1.**

Entre as quatro estações do ano, o verão é a que apresenta, em média, as menores magnitudes de FT tanto na fase 1 quanto na fase 2 (Figuras 3.14a, b), o que é também concordante com as menores amplitudes de variação dos campos atmosféricos encontradas para o verão e discutidas na sub-seção anterior. Ou seja, a menor baroclinia presente no verão sobre a BP se traduz em um secamento menos intenso na fase 1 seguido de um menor reaporte de umidade na fase 2. Por sua vez o inverno, pelo menos em média, não se destaca como a estação de secamento mais intenso na fase 1 (comparar Figuras 3.14a, c, e, g), mas é a estação de maior reumedecimento na fase 2 (comparar figuras 3.14b, d, f, h), com FT nesta fase sendo substancialmente mais negativo do que a média anual. **Isto significa que os meses de inverno apresentam não só a maior frequência de RUs na BP, mas também os RUs mais intensos.**

Finalmente, analisando-se a Figura 3.14e para a fase 1 do RU no inverno, nota-se que a **divergência** do fluxo de umidade integrado (isto é, o secamento) no domínio é resultado do saldo positivo entre os fluxos através dos contornos laterais zonais, já que através dos contornos laterais meridionais o saldo dá negativo (isto é, convergência ou umedecimento). Esta é a única situação entre todas as estações do ano e entre as duas fases do RU em que o sinal de FT resulta efetivamente do balanço dos fluxos na direção zonal ao invés de na direção meridional. Se compararmos as Figuras 3.4a, 3.4e, 3.5a e 3.5e notamos que a fase 1 do RU no inverno (Figura 3.5a) é a que apresenta o escoamento em 850 hPa com a componente de oeste mais intensa atravessando o contorno leste (isto explica o FC positivo tão intenso no

contorno leste na Figura 3.14e). Isto ocorre por causa da posição (média) bastante continental do anticiclone migratório em torno de 30°S sobre o centro-norte argentino e com uma crista zonal atravessando o RS, o que ajuda a entender o porquê de um escoamento em 850 hPa com maior componente de oeste sobre o litoral do RS.

3.5 Precipitação em eventos de RU na BP entre 2003 e 2009.

Estimativas de precipitação pela técnica CMORPH obtidas para o período entre janeiro de 2003 e dezembro 2009 são empregadas para avaliar a distribuição e intensidade das chuvas em eventos de RU, assim como a contribuição relativa da precipitação em eventos de RU para o regime pluviométrico na BP naquele período. Importante ressaltar que em toda esta sub-seção deve-se entender a expressão “precipitação durante evento de RU” como sendo “precipitação durante a **fase 2** do evento de RU”.

Em termos de número de dias com precipitação, os eventos de RU de 2003 a 2009 representaram aproximadamente de 15% (Paraguai) a 25% (Uruguai) do número total de dias com chuva nos quatro setores estudados (coluna anual da Figura 3.15). A maior contribuição relativa em dias de chuva se deu nos meses de inverno e primavera em todas as regiões, sendo um resultado coerente com a maior frequência de episódios de RU nestas duas estações (Figura 3.1). A maior contribuição relativa encontrada foi para o nordeste da Argentina no inverno, com aproximadamente 30% dos dias com chuva ocorrendo em situações de RU. Em contraste, a menor contribuição foi encontrada para o sul do Paraguai e Rio Grande do Sul no verão, com cerca de 10%.

A Figura 3.16 mostra a contribuição relativa do total pluviométrico em situações de RU para a chuva total registrada nos quatro setores. Em termos anuais esta contribuição variou entre 15% (sul do Paraguai) e aproximadamente 22% (nordeste da Argentina e Uruguai). Em termos sazonais, mais uma vez inverno e primavera foram as estações do ano para as quais a ocorrência de RU mais contribuiu para o regime de chuvas em todas as quatro regiões, com um máximo sendo registrado para o nordeste da Argentina na primavera, onde atingiu-se cerca de 30% das chuvas totais.

Os resultados exibidos pelas Figuras 3.15 e 3.16, portanto, mostram que as chuvas quem ocorreram em episódios de RU entre 2003 e 2009 foram mais relevantes para o regime pluviométrico na BP nos meses de inverno e primavera, contribuindo com cerca de 20% a 25% das chuvas deste período. É importante lembrar, mais uma vez, que apenas chuvas que ocorreram na fase 2 do RU foram consideradas “chuvas em regime de RU”, o que elimina qualquer precipitação durante a fase de incursão do ar frio (p.ex., com o avanço de frentes frias). Assim, as porcentagens relativas encontradas representaram valores importantes para o total pluviométrico da BP.

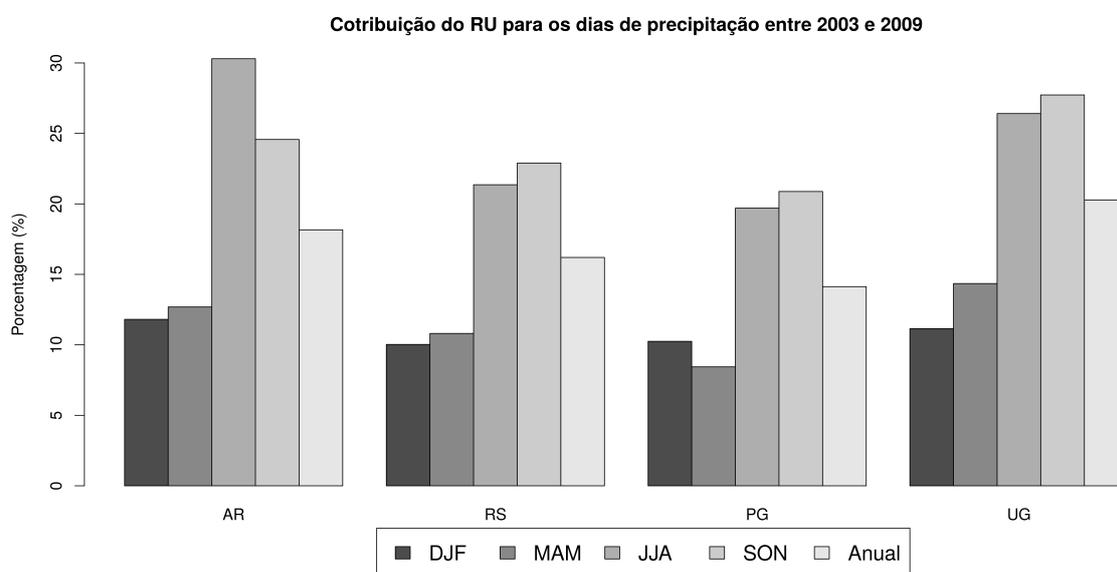


Figura 3.15: Contribuição relativa percentual (sazonal e anual) dos dias de chuva durante eventos de RU observados entre 2003 e 2009 para o número total de dias de chuva neste mesmo período, para cada um dos setores indicados na Figura 2.1. AR: nordeste da Argentina (setor 2 da Figura 2.1); RS: Rio Grande do Sul (setor 3); PG: sul do Paraguai (setor 1); UR: Uruguai (setor 4). Coluna DJF: verão; MAM: outono; JJA: inverno; SON: primavera. Fonte: CMORPH.

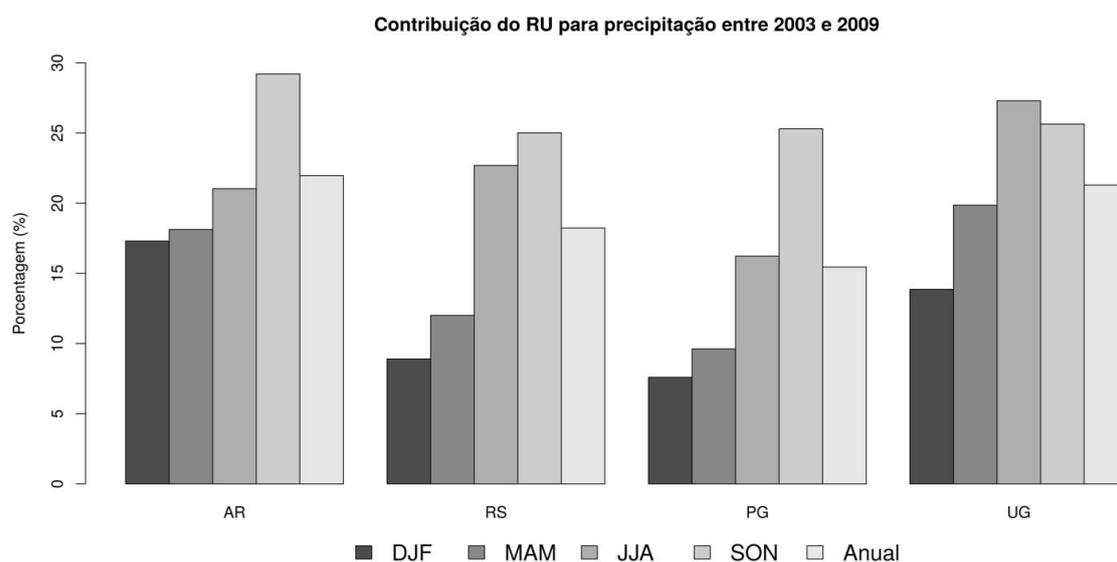


Figura 3.16: Igual à Figura 4.19, mas para a contribuição relativa percentual (sazonal e anual) dos totais pluviométricos estimados via CMORPH durante eventos de RU para a precipitação acumulada em todo o período de 2003 a 2009.

Para melhor descrever a distribuição das chuvas diárias em situações de RU, a Figura 3.17 mostra a distribuição percentilica dos totais pluviométricos registrados em períodos de 24 h durante a fase 2 dos eventos de RU para todos os setores estudados e para as quatro estações do ano. As medianas para os meses de verão e outono são muito parecidas entre as quatro regiões, com valor em torno de 10 mm (Figuras 3.17a,b). Entretanto, as chuvas em situações de RU no nordeste Argentino foram muito variáveis, com 50% (a faixa entre o percentil 25% e 75%) dos eventos de chuvas se distribuindo em uma ampla faixa entre aproximadamente 5 mm e 40 mm no verão (Figura 3.17a) e entre 5 mm e 45 mm no outono (Figura 3.17b). Para o Uruguai se destaca o percentil de 95% ultrapassando os 100 mm no outono, indicando ocorrência de evento particularmente intenso nesta estação.

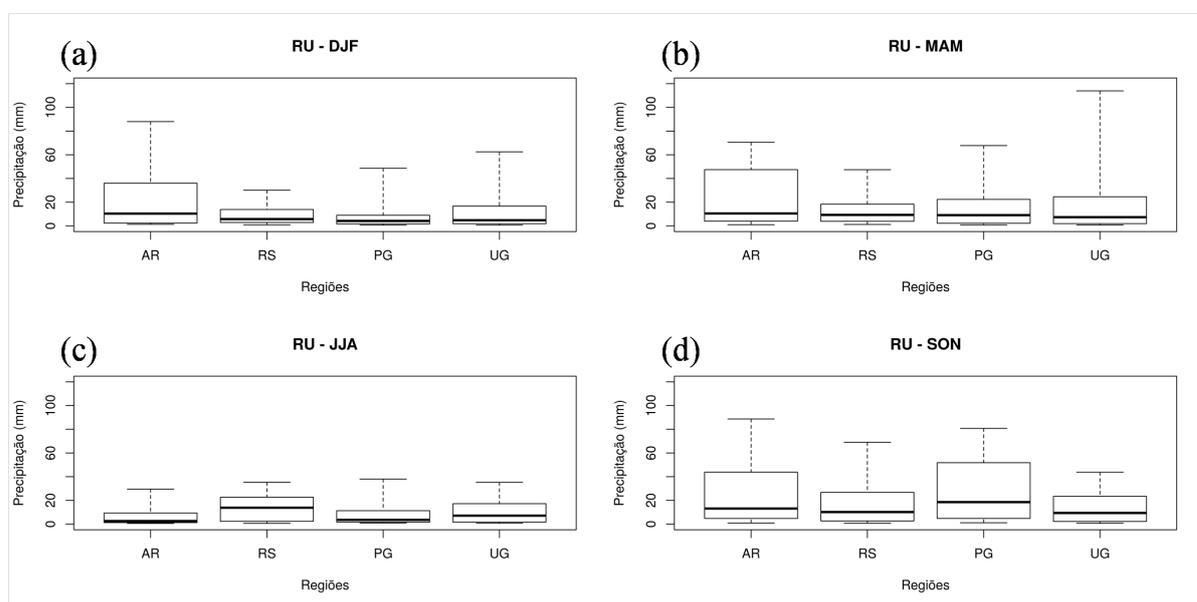


Figura 3.17: Gráficos do tipo boxplot da distribuição estatística dos totais pluviométricos (acumulados em 24 h) estimados pela técnica CMORPH para a fase 2 dos episódios de RU no período entre 2003 e 2009 para os quatro setores estudados na BP. Os percentis indicados pelos boxplots de baixo para cima são: 5%, 25%, 50% (mediana; linha mais espessa), 75% e 95%. AR: nordeste da Argentina (setor 2 da Figura 2.1); RS: Rio Grande do Sul (setor 3); PG: sul do Paraguai (setor 1); UR: Uruguai (setor 4). (a) verão, (b) outono, (c) inverno, e (d) primavera. Fonte: CMORPH.

Na primavera (Figura 3.17d) o nordeste Argentino continuou a apresentar grande variabilidade de totais pluviométricos, acompanhado também pelo sul do Paraguai; entretanto, para o nordeste argentino no inverno (Figura 3.17c), mesmo sendo a estação do ano com maior contribuição relativa para o total de chuvas e dias com chuvas, os valores absolutos foram bem mais baixos e com pequena variabilidade. Este comportamento anual da distribuição da chuva no setor do nordeste da Argentina parece indicar uma maior influência dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) no regime de chuvas daquele setor, os quais são mais comuns na estação quente do ano (DIAS; ROZANTE; MACHADO, 2009). Chuvas convectivas tendem a apresentar maior variabilidade estatística (DURKEE; MOTE; SHEPHERD, 2009).

Para o Rio Grande do Sul (RS), as chuvas em eventos de RU no inverno e prima-

vera foram as que apresentaram, com maior frequência, valores absolutos mais altos (Figuras 3.17c,d). Isto destaca uma importância relativa maior na estação fria das chuvas de RU para este setor.

Finalmente, as Figuras 3.18 e 3.19 mapeiam a distribuição espacial da precipitação média diária (considerando-se apenas os dias com chuva em pelo menos um dos setores da Figura 2.1) para, respectivamente, as situações com RU e sem RU no período entre 2003 e 2009. Em ambas as figuras fica clara a sazonalidade do regime de chuvas, em particular no Brasil central, sendo a manifestação do regime de monção sulamericana (ZHOU; LAU, 1998; GAN; KOUSKY; ROPELEWSKI, 2004; VERA et al., 2006b). É interessante comparar-se em particular as Figuras 3.18a e 3.19a, válidas para o verão. Um padrão muito semelhante à Zona de Convergência de Umidade (ZCOU; possivelmente manifestando-se como a Zona de Convergência do Atlântico Sul, ZCAS) surge no campo de chuva das situações com RU (Figura 3.18a), enquanto que no padrão sem RU (Figura 3.19b) este sinal é mais fraco - vale ressaltar, entretanto, que o número de dias de eventos “não-RU” é bem maior, o que pode ter impacto na medida da precipitação média diária (mm/dia). Este resultado é muito relevante porque implica em dizer que a **formação de uma ZCOU (e, possivelmente, de uma ZCAS) não necessariamente impede a ocorrência do RU na BP** como a princípio poderia-se supor quando consideramos que em situações de ZCAS o fluxo meridional de umidade vindo da Bacia Amazônica tende a ficar mais confinado no Brasil central e sudeste brasileiro (p.ex., (CARVALHO; JONES, 2009)). Entretanto, é natural esperar que em situações de ZCAS **intensas** as ocorrências de RU na BP devam ser raras, frequência esta não avaliada neste estudo.

Ainda comparando-se a duas figuras válidas para o verão é interessante reparar nos valores altos de precipitação média diária (ou seja, aumento da intensidade da chuva em termos diários) no nordeste argentino em situações de RU (Figura 3.18a). Climatologicamente, este é um setor de ocorrência frequente de SCMs no verão (p.ex., Silva Dias et al., 2009), o que parece então corroborar com a hipótese de que a alta variabilidade dos totais pluviométricos obtidos para o setor do nordeste da Argentina no verão (Figura 3.17a) tem uma influência dos SCMs. Nas situações de verão sem RU (Figura 3.19a), não é possível caracterizar o mesmo padrão de intensidade máxima localizada no nordeste argentino, o que sugere uma importância dos episódios de RU no verão em estabelecer condições particularmente favoráveis à formação dos SCMs - hipótese não avaliada neste estudo e que precisa ser investigada usando-se um período maior de dados.

Para o outono, comparando-se as Figuras 3.18b e 3.19b, percebe-se que houve uma maior intensidade média diária da chuva em situações de RU sobre o setor do Uruguai e nordeste da Argentina. De fato, para o Uruguai a Figura 3.17b indicou, pelo percentil 95%, a ocorrência de algum evento (ou eventos) significativo(s) de chuva no outono durante regime de RU.

Nos meses de inverno, indicados nas Figuras 3.18c e 3.19c, não se percebe grande alteração na precipitação média diária comparando-se as duas situações. Este é um resultado

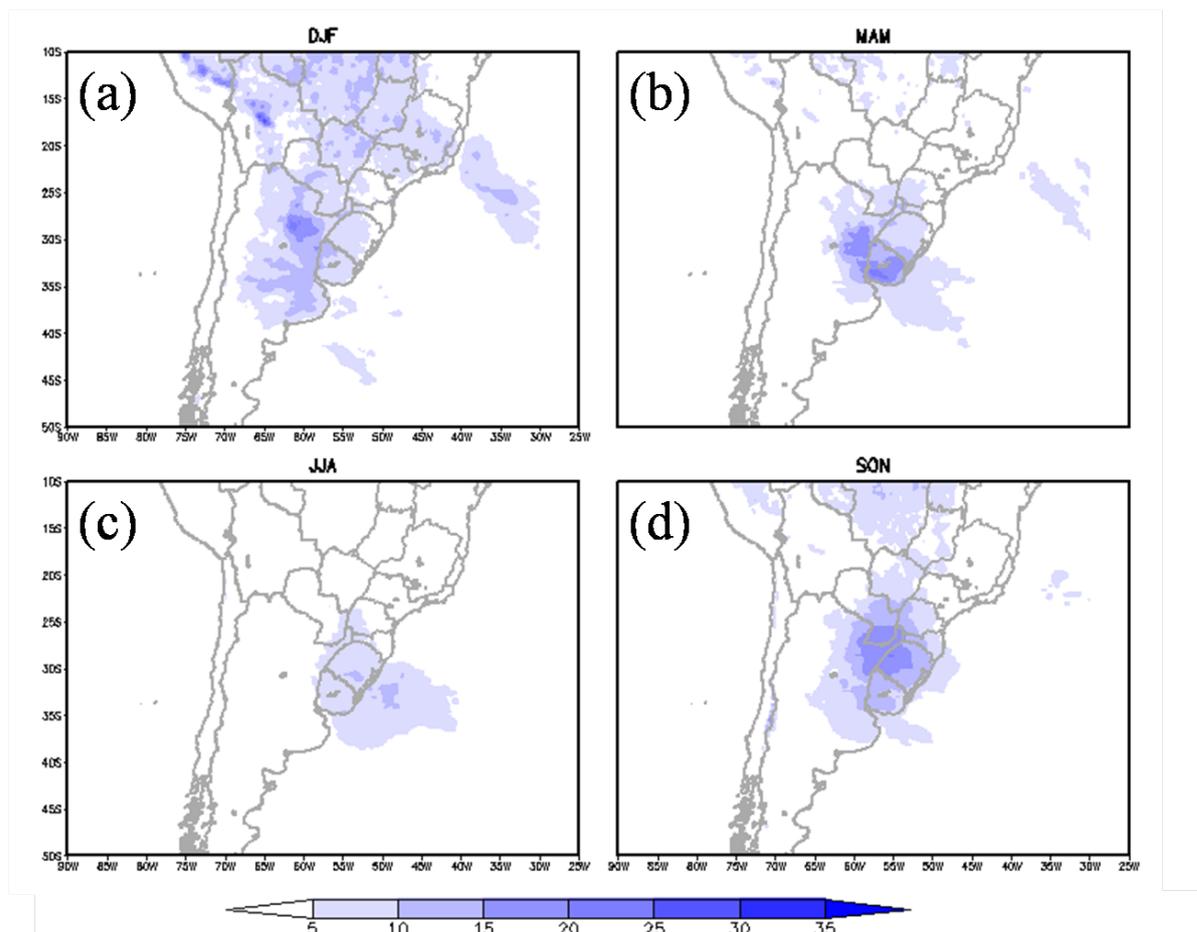


Figura 3.18: Precipitação média diária em mm/dia (considerando-se apenas dias com chuva) estimada pela técnica CMORPH para diferentes estações do ano durante a fase 2 dos eventos de RU ocorridos entre 2003 e 2009. (a) verão; (b) outono; (c) inverno, e (d) primavera.

interessante, pois ao mesmo tempo em que a contribuição relativa dos eventos de RU para o número de dias com chuva e para o total pluviométrico é bastante relevante nos meses de inverno (Figuras 3.15 e 3.16), estas ocorrências pluviométricas em média **não** se traduzem em episódios de chuvas mais intensas (i.e., em termos de mm/dia) do que aquelas registradas na ausência de RU. Contudo, isto não reduz a importância dos eventos de RU para as chuvas na BP no inverno, como claramente demonstrado nas Figuras 3.15 e 3.16.

Para a primavera (Figuras 3.18d e 3.19d), a distribuição espacial das chuvas médias diárias na BP também é parecida entre as duas situações, mas com um ligeiro aumento da área de abrangência do campo de 15 mm/dia nas situações com RU (Figura 3.18d). Talvez a diferença mais interessante é aquela observada no Atlântico Sul fora da costa do Rio Grande do Sul; em situações sem RU (Figura 3.19d) há um setor alongado de 5 mm/dia orientado na direção noroeste-sudeste que parece ser a manifestação de precipitação frontal. Este padrão não aparece nas situações com RU (Figura 3.18d). Como a fase 2 do RU é caracterizada pelo anticiclone migratório localizado naquela região do Atlântico Sul (vide Figuras 3.4f e 3.5f), as situações com RU **não** incluem chuvas devido a passagem de sistemas frontais pela BP, o que

explica aquele padrão alongado não aparecer nas situações de RU.

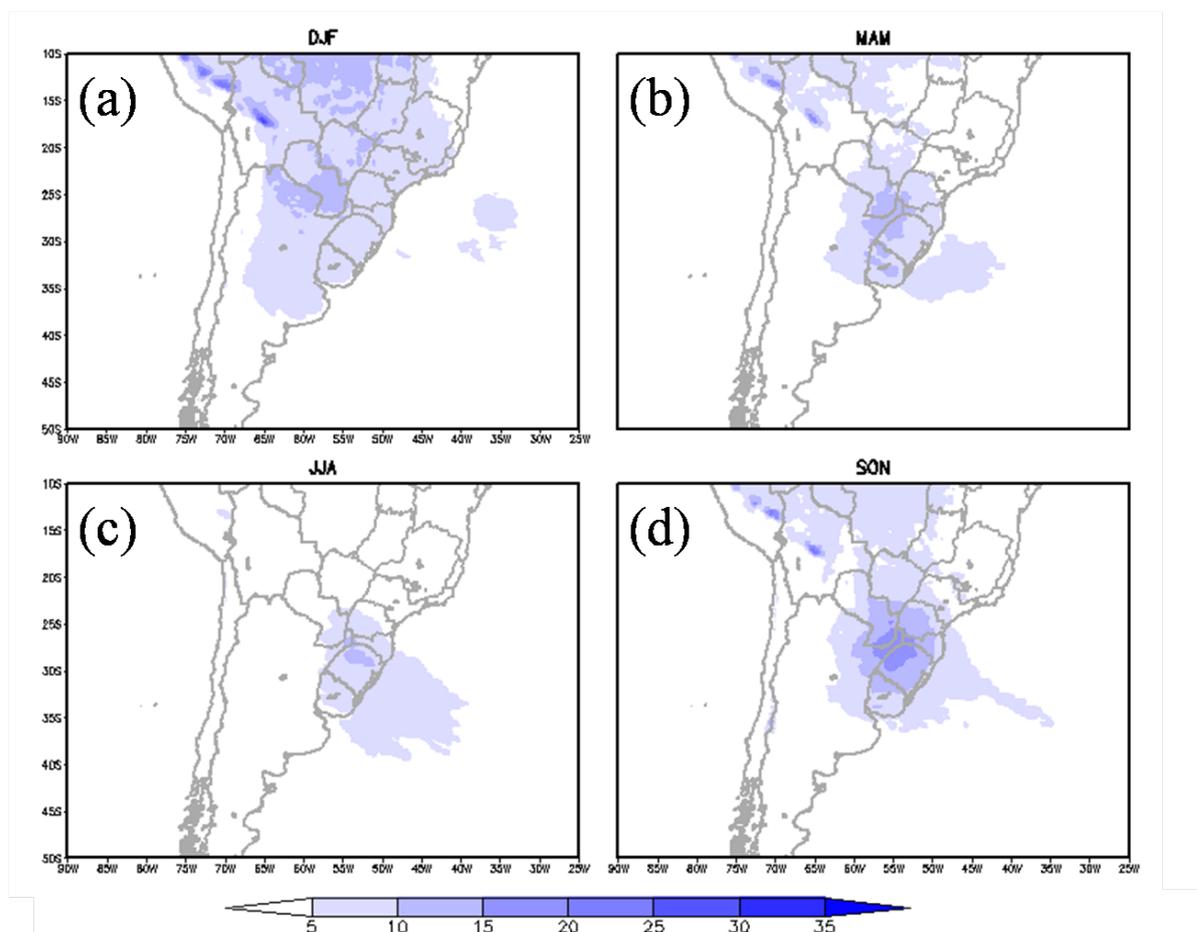


Figura 3.19: Igual à Figura 3.18 mas para situações não envolvendo a fase 2 do RU. Unidade é mm/dia. Base de dados: CMORPH

4 CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

4.1 Considerações Finais

Este foi o primeiro trabalho a abordar o fenômeno de RU nos subtropicais da América do sul, em especial para uma região que abrange parte da BP (Uruguai, sul do Brasil, nordeste da Argentina e sul do Paraguai). Na definição clássica de RU (Crisp e Lewis, 1992) o anticiclone transiente primeiro transporta uma massa de ar frio e seco e após deslocar-se para latitudes menores passa a transportar ar quente e úmido para região de interesse.

No contexto da BP frequentemente são observadas estas alterações, visto que primeiro o anticiclone transiente transporta uma massa de ar frio e seco com ventos predominantemente do setor sul. Na medida em que o anticiclone desloca-se em direção da ASAS, altera suas características termodinâmicas e quando alcança o Atlântico, através do seu flanco oeste, com ventos predominantemente do setor norte, passa a transportar ar quente e úmido para a região. O ciclo completo de um RU na Bacia do Prata consistiu de duas fases principais:

- Fase 1: ocorrência concomitante de queda de T850 e q850, aumento da PNM, e estabelecimento de V850 com componente predominantemente de sul, representando a intrusão de um anticiclone/crista transiente sobre a BP associado a uma massa de ar frio e seco;
- Fase 2 (RU propriamente dito): ocorrência concomitante de aumento substancial de T850 e q850, queda significativa de PNM, e V850 se estabelecendo predominantemente do setor norte sobre a BP com o anticiclone transiente posicionado sobre o Atlântico Sul e uma região de baixa pressão formando-se na posição climatológica da BNOA.

Uma etapa intermediária existe na transição entre estas duas fases, com o sistema transiente posicionado adjacente ao litoral da região em análise.

Com reanálises do CFSR entre 1990 e 2009, foi realizada uma análise de séries temporais de médias móveis de três dias dos horários sinóticos das 00Z e 12Z das variáveis PNM, T100, V850 e Uint para cada um dos quatro setores apresentados pela figura (locais) e selecionados 317 eventos “candidatos” a RU que ocorreram concomitantemente nas quatro regiões, ou seja, que representam a BP. Após, com uma análise sinótica (com inclusão dos horários sinóticos da 06Z e 18Z) de médias móveis de 24 horas das variáveis T850, q850, V850, H500 e PNM foram selecionados 272 episódios que realmente foram de RU.

A sazonalidade destes casos de RU é fortemente influenciada pela baroclinia da atmosfera, pois JJA e SON [DJF e MAM] apresentam as maiores [menores] frequências com 91 e 79 [45 e 57] eventos respectivamente. A duração média desses eventos foi de 9 dias nos meses de verão e primavera e de 10 dias nos de outono e inverno. O inverno é estação que apresenta

mais eventos com duração superior a 10 dias, devido a maior durabilidade da fase 1 do nesta época. Os campos sinóticos médios sazonais das variáveis T850, q850, V850, H500 e PNM, descrevem dois padrões sazonais principais:

- Padrão de verão

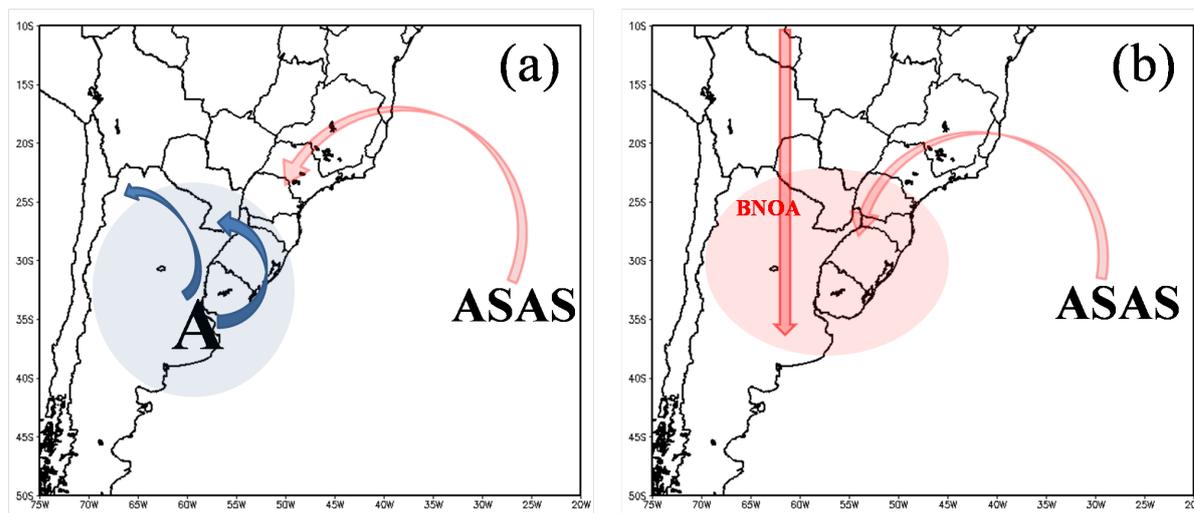


Figura 4.1: Modelo conceitual do RU para o verão, (a) fase 1; (b) fase 2. **A** representa o anticiclone transiente; **ASAS** a alta subtropical do Atlântico Sul e **BNOA** a baixa do noroeste Argentino. As setas azuis [vermelhas] indicam o transporte de ar frio e seco [quente e úmido] para região de interesse nesta pesquisa (ver Figura 2.4).

Descrito esquematicamente na Figura 4.1. O anticiclone transiente adentra o território da América do Sul deslocando-se rapidamente no sentido nordeste em direção a ASAS posicionando-se na fase 1 (Figura 4.1a) em aproximadamente 35°S e 60°W. Fase que se caracteriza por ter sistemas transientes de pouco intensos devido a atmosfera estar mais próxima da baroclinia e conseqüentemente por massas de ar frio e seco associadas não muito bem configuradas. Na fase 2 (Figura 4.1b) o anticiclone transiente se funde com a ASAS e se posiciona em aproximadamente 35°S e 30°W e a BNOA se forma com características térmicas em aproximadamente 25°S e 60°W. O que cria um gradiente zonal de pressão e possibilita que o flanco oeste do anticiclone com ventos do setor norte em baixos níveis atinjam principalmente a parte leste da BP.

- Padrão de inverno

A Figura 4.2 descreve de forma esquemática o padrão de inverno. Nesta estação a ASAS esta mais próxima do continente e também por ser a estação de maior baroclinia da atmosfera, o sistema transiente alcança latitudes menores e possui penetração mais continental do que no verão. A fase 1 (Figura 4.2a) apresenta frequentemente anticiclones migratórios intensos com massas de ar associadas com características fria e seca bem definidas que frequentemente se posicionam em aproximadamente 30°S e 60°W. Na fase 2 (Figura 4.2b) o

anticiclone transiente se finde com a ASAS mais próximo do continente em aproximadamente 30°S e 32°W e a BNOA forma-se por características térmicas e dinâmicas em aproximadamente 22°S . Nessa configuração é observada um forte gradiente zonal de pressão e ventos principalmente do setor noroeste sobre a BP.

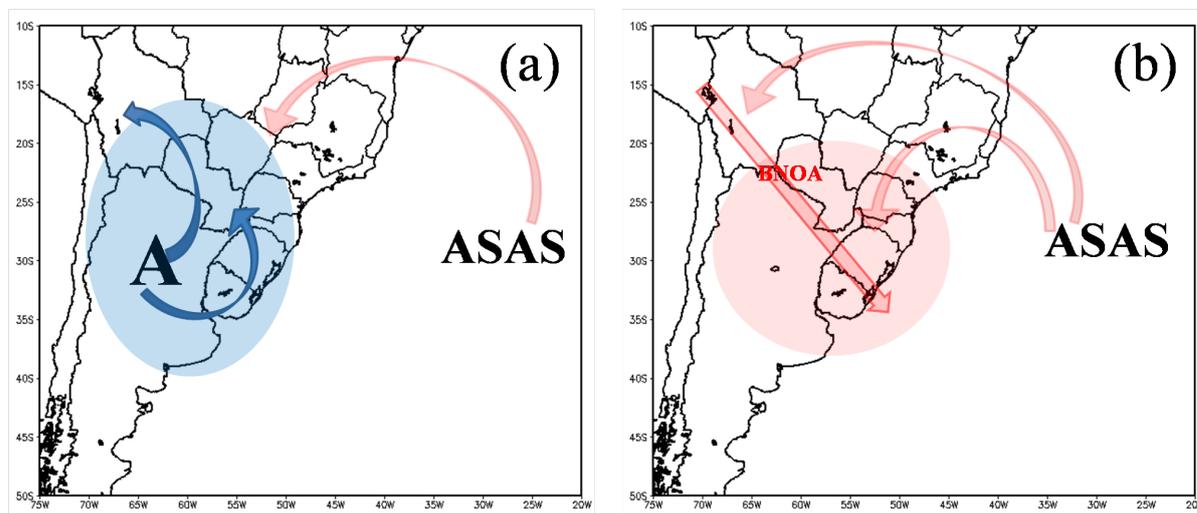


Figura 4.2: Modelo conceitual do RU para o inverno, (a) fase 1; (b) fase 2

As amplitudes das variações sazonais entre as fases 1 e 2 do RU foram avaliadas qualitativamente e quantitativamente, através da subtração dos campos atmosféricos médios das variáveis PNM, ESP, T850 e q850, as três primeiras melhor descreveram o comportamento sazonal do RU. A sazonalidade do RU apresenta as maiores [menores] variações nas estações de inverno e primavera [verão e outono], como esperado por serem as estações com distúrbios transientes de maior [menor] intensidade.

Os cálculos de FT e FC mostram claramente em todas as estações que o processo de umedecimento promovido pela fase 2 do RU é mais intenso que o processo de secamento promovido pela fase 1. No contexto sazonal, como esperado, o inverno apresenta os maiores valores de convergência de umidade, devido a maior intensidade do RU nesta época do ano. No verão são encontrados os menores valores tanto de divergência como de convergência.

Estimativas do método Cmorph entre 2003 e 2009 foram utilizados para analisar a sazonalidade da precipitação no contexto da fase 2 do RU. Diferenças significativas foram encontradas entre o verão e o inverno, ao passo que no inverno (verão) existe maior (menor) contribuição relativa ao percentual de dias com chuva e os totais pluviométricos estimados. No verão o RU tem contribuição significativa para formação de sistemas de precipitação com maior intensidade sobre a BP, é também identificado nesta estação uma possível ZCAS durante a fase 2 do RU.

4.2 Trabalhos futuros

- Examinar a caracterização ou não de diferentes padrões de jatos de baixos níveis e frentes quentes sobre a Bacia do Prata durante o que foi caracterizado neste trabalho como a fase 2 do RU;
- Incluir a análise das radiossondagens na caracterização do contraste das diferentes massas de ar nas fases distintas do ciclo de vida de um RU;
- Averiguar a contribuição da fase 1 do RU para eventos de friagem no sul da região Amazônica e ondas de frio nas regiões da BP e sudeste do Brasil;
- Caracterizar os campos médios na fase intermediária do RU associados com eventos de nevoeiro na região central do RS;
- Avaliar a contribuição dos episódios de RU na formação de sistemas convectivos de mesoescala e tempestades severas na Bacia do Prata;
- Compreender melhor a variabilidade interanual do RU, associada ao ENOS;
- Analisar o RU no contexto das monções da AS;
- Investigar no período quente do ano a associação entre RU e ZCAS para o fluxo de umidade proveniente da região equatorial, associados com as BCH e BNOA;
- Para os principais eventos de tempo severo ocorridos no contexto do RU caracterizar numericamente, por meio do Weather Research and Forecasting Model (WRF).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, K. M. Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul. **M. Sc., Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, RS, Brasil**, 2005.
- BASTOS, C. C.; FERREIRA, N. J. Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul. **CEP**, v. 12220, p. 110, 2000.
- BIKOS, D.; WEAVER, J. F.; BRAUN, J. The role of geos satellite imagery in tracking low-level moisture. **Weather and Forecasting**, v. 21, n. 2, p. 232–241, 2006.
- BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 47, n. 2, p. 95–99, 1919.
- BJERKNES, V. The problem of weather forecasting as a problem in mechanics and physics. **The Life Cycles of Extratropical Cyclones. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, USA**, p. 1–4, 1904.
- BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes: Observations and theory of weather systems**. [S.l.]: Taylor & Francis, 1993.
- CAMPETELLA, C. M.; VERA, C. S. The influence of the Andes mountains on the South American low-level flow. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 29, n. 17, p. 7–1, 2002.
- CARVALHO, L.; JONES, C. Zona de convergência do Atlântico Sul. **Tempo e Clima no Brasil. Oficina de Textos, São Paulo**, p. 95–109, 2009.
- CAVALCANTI, I.; KOUSKY, V. Frentes frias sobre o Brasil. **Tempo e Clima no Brasil. São Paulo, Oficina de Textos**, p. 135–148, 2009.
- CHARNEY, J. G. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. **Journal of Meteorology**, v. 4, n. 5, p. 136–162, 1947.
- CHARNEY, J. G.; PHILLIPS, N. Numerical integration of the quasi-geostrophic equations for barotropic and simple baroclinic flows. **Journal of Meteorology**, v. 10, n. 2, p. 71–99, 1953.
- CRISP, C. A.; LEWIS, J. M. Return flow in the Gulf of Mexico. part I: A classificatory approach with a global historical perspective. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n. 8, p. 868–881, 1992.
- CURRY, J. On the formation of continental polar air. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 9, p. 2278–2292, 1983.
- DIAS, M. S.; ROZANTE, J.; MACHADO, L. Complexos convectivos de mesoescala na América do Sul. **Tempo e Clima no Brasil**, p. 181–194, 2009.
- DJURIC, D. **Weather analysis**. [S.l.]: Prentice Hall Englewood Cliffs, NJ, 1994.
- DURKEE, J. D.; MOTE, T. L.; SHEPHERD, J. M. The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 17, p. 4590–4605, 2009.

EADY, E. Long waves and cyclone waves. **Tellus**, Wiley Online Library, v. 1, n. 3, p. 33–52, 1949.

EMANUEL, K. Back to norway: An essay. In: **Synoptic—Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting**. [S.l.]: Springer, 2008. p. 87–96.

ESCOBAR, G. C. J.; SELUCHI, M. E. Classificação sinótica dos campos de pressão atmosférica na américa do sul e sua relação com as baixas do chaco e do noroeste argentino. **Revista Brasileira de Meteorologia**, SciELO Brasil, v. 27, n. 3, p. 365–375, 2012.

FEDOROVA, N. **Meteorologia sinótica**. [S.l.: s.n.], 1999. 259 p.

GAN, M.; KOUSKY, V.; ROPELEWSKI, C. The south america monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47–66, 2004.

GAN, M. A.; PIVA, E. D. Energetics of a southeastern pacific cut-off low. **Atmospheric Science Letters**, Wiley Online Library, v. 14, n. 4, p. 272–280, 2013.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over south america. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293–1302, 1991.

GARREAUD, R. Cold air incursions over subtropical south america: Mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7, p. 2544–2559, 2000.

GLICKMAN, T. **Ams glossary of meteorology. CD, 2nd edition, Boston, USA, 2000.**

GUIA, C. **Análises das características sinóticas das trajetórias dos ciclones extratropicais que atuam na América do Sul e Vizinhanças. 2010. 105 f.** 2010. Tese (Doutorado) — Dissertação (Mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

HENRY, W. An arbitrary method of separating tropical air from “return flow” polar air. **Natl. Wea. Dig.**, v. 4, p. 22–26, 1979.

HENRY, W.; THOMPSON, A. On “return flow” in winter over the east china sea. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 7, p. 947–953, 1978.

HOLTON, J. R.; HAKIM, G. J. **An introduction to dynamic meteorology**. [S.l.]: Academic press, 2013.

HOSKINS, B. J. The geostrophic momentum approximation and the semi-geostrophic equations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n. 2, p. 233–242, 1975.

HOSKINS, B. J.; MCINTYRE, M.; ROBERTSON, A. W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 111, n. 470, p. 877–946, 1985.

IGAU, R. C.; NIELSEN-GAMMON, J. W. Low-level jet development during a numerically simulated return flow event. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 11, p. 2972–2990, 1998.

INSEL, N.; POULSEN, C. J.; EHLERS, T. A. Influence of the andes mountains on south american moisture transport, convection, and precipitation. **Climate Dynamics**, Springer, v. 35, n. 7-8, p. 1477–1492, 2009.

JANISH, P. R.; LYONS, S. W. Ngm performance during cold-air outbreaks and periods of return flow over the gulf of mexico with emphasis on moisture-field evolution. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n. 8, p. 995–1017, 1992.

JOHNSON, J. R. **The origin, structure, and modification of return flow over the Gulf of Mexico**. 1976. Dissertação (Mestrado) — Texas A&M University., 1976.

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. Cmorph: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, n. 3, p. 487–503, 2004.

KARNAVAS, G. R. **On polar air modification over the Gulf of Mexico during periods of return flow and development of low clouds**. 1978. Dissertação (Mestrado) — Texas A&M University., 1978.

LEWIS, J.; HAYDEN, C.; MERRILL, R.; SCHNEIDER, J. Gufmex: A study of return flow in the gulf of mexico. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 70, n. 1, p. 24–29, 1989.

LEWIS, J. M. Use of a mixed-layer model to investigate problems in operational prediction of return flow. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 7, p. 2610–2628, 2007.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over south america and the south atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 1877–1891, 1999.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. Subseasonal variations of rainfall in south america in the vicinity of the low-level jet east of the andes and comparison to those in the south atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 17, n. 19, p. 3829–3842, 2004.

LUPO, A. R.; NOCERA, J. J.; BOSART, L. F.; HOFFMAN, E. G.; KNIGHT, D. J. South american cold surges: types, composites, and case studies. **Monthly weather review**, v. 129, n. 5, p. 1021–1041, 2001.

MACHADO, L. A.; DIAS, M. A. S.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C. The chuva project: How does convection vary across brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, 2014.

MAILHOT, J. Numerical simulation of air mass transformation over the gulf of mexico. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n. 8, p. 946–963, 1992.

MARENGO, J.; CORNEJO, A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SEA, W. Cold surges in tropical and extratropical south america: The strong event in june 1994. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 11, p. 2759–2786, 1997.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the andes as derived from the ncep-ncar reanalyses: Characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004.

NICOLINI, M.; SAULO, A. C.; TORRES, J. C.; SALIO, P. Enhanced precipitation over southeastern south america related to strong low-level jet events during austral warm season. **Meteorologica, Special Issue for the South American Monsoon System**, v. 27, p. 59–69, 2002.

OLIVEIRA, M. I. Ambientes pré-convectivos em situações de escoamento de norte-noroeste em baixos níveis sobre o rio grande do sul. **M. Sc., Universidade Federal de Santa Maria, RS, Brasil**, 2015.

PAULA, N. F.; PUHALES, F. S.; NASCIMETO, E. L.; ANABOR, V.; PIVA, E. D. Características meteorológicas médias associadas a nevoeiro de radiação em santa maria-rs. **Ciência Natura**, 2015.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. [S.l.]: Springer, 1992.

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

PEZZA, A. B.; AMBRIZZI, T. Dynamical conditions and synoptic tracks associated with different types of cold surge over tropical south america. **International journal of climatology**, Wiley Online Library, v. 25, n. 2, p. 215–241, 2005.

PLATZMAN, G. W. The rossby wave. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 94, n. 401, p. 225–248, 1968.

RIEHL, H. Jet stream in upper troposphere and cyclone formation. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, Wiley Online Library, v. 29, n. 2, p. 175–186, 1948.

ROSSBY, C.-G. et al. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. **Journal of Marine Research**, v. 2, n. 1, p. 38–55, 1939.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.-L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D. et al. The ncep climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 91, n. 8, p. 1015–1057, 2010.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; SAULO, A. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 107, n. D24, p. ACL–32, 2002.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern south america and their relationship with the south american low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, 2007.

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. D. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355–1364, 1989.

SELUCHI, M. E. Geadas e friagens. **Tempo e Clima no Brasil**, p. 149–167, 2009.

SELUCHI, M. E.; GARREAUD, R. D. Campos médios e processos físicos associados ao ciclo de vida da baixa do chaco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, SciELO Brasil, v. 27, n. 4, 2012.

SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A. Tropical–midlatitude exchange of air masses during summer and winter in south america: Climatic aspects and examples of intense events. **International Journal of Climatology**, Wiley Online Library, v. 20, n. 10, p. 1167–1190, 2000.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Baixa do noroeste argentino e baixa do chaco: Características. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 1, p. 49–60, 2012.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The northwestern argentinean low: a study of two typical events. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 10, p. 2361–2378, 2003.

SETHURAMAN, S. Air mass modification due to change in surface characteristics. **Monthly Weather Review**, v. 104, n. 8, p. 1040–1043, 1976.

SINCLAIR, M. R. A climatology of anticyclones and blocking for the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 2, p. 245–264, 1996.

STENSRUD, D. J. Importance of low-level jets to climate: A review. **Journal of Climate**, v. 9, n. 8, p. 1698–1711, 1996.

STULL, R. B. **Meteorology for scientists and engineers: a technical companion book with Ahrens' Meteorology Today**. [S.l.]: Brooks/Cole, 2000.

SUTCLIFFE, R. Cyclonic and anticyclonic development. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 65, n. 282, p. 518–524, 1939.

_____. A contribution to the problem of development. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 73, n. 317-318, p. 370–383, 1947.

THOMPSON, R.; LEWIS, J.; MADDOX, R. Autumnal return of tropical air to the gulf of mexico's coastal plain. **Weather and forecasting**, v. 9, n. 3, p. 348–360, 1994.

THOMPSON, W. T.; BURK, S. D. Postfrontal boundary-layer modification over the western gulf of mexico during gufmex. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 9, p. 1521–1537, 1993.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA. The south american low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63–77, 2006.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. Toward a unified view of the american monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 4977–5000, 2006.

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K. A diagnostic study of cold-air outbreaks over south america. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 1, p. 3–24, 2000.

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold season synoptic-scale waves over subtropical south america. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 3, p. 684–699, 2002.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.]: Academic press, 2006.

WEISS, S. J. Some aspects of forecasting severe thunderstorms during cool-season return-flow episodes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n. 8, p. 964–982, 1992.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.]: Academic press, 2011.

ZHOU, J.; LAU, K. Does a monsoon climate exist over south america? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, 1998.