

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Faculdade de Meteorologia
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia



Dissertação

**Análise sinótica e de grande escala de episódios de geada generalizada no
estado do Paraná - Brasil**

Lucas Alberto Fumagalli Coelho

Pelotas, 2021

Lucas Alberto Fumagalli Coelho

Análise sinótica e de grande escala de episódios de geada generalizada no estado do Paraná - Brasil

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Faculdade de Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. André Becker Nunes
Coorientador: Prof. Dra. Gabriela Viviana Müller

Pelotas, 2021

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação na Publicação

C111a Coelho, Lucas Alberto Fumagalli

Análise sinótica e de grande escala de episódios de geada generalizada no estado do Paraná - Brasil / Lucas Alberto Fumagalli Coelho ; André Becker Nunes, orientador ; Gabriela Viviana Müller, coorientadora. – Pelotas, 2021.

160 f. : il.

Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, 2021.

1. Teleconexões. 2. Ondas estacionárias de Rossby. 3. Fonte de ondas de Rossby. I. Nunes, André Becker, orient. II. Müller, Gabriela Viviana, coorient. III. Título.

CDD : 551.5744098162

Lucas Alberto Fumagalli Coelho

Análise sinótica e de grande escala de episódios de geada generalizada no estado do Paraná – Brasil.

Dissertação aprovada, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas.

Data da defesa: 20 de maio de 2021

Banca examinadora:

Prof. Dr. André Becker Nunes (Orientador)

Doutor em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Meteorologia – INPE

Prof. Dra. Gabriela Viviana Müller (Coorientador)

Doutora em Ciências da Atmosfera pela Universidade de Buenos Aires - UBA.

Prof. Dr. Tércio Ambrizzi

Doutor em Meteorologia pela Universidade de Reading

Prof. Dra. Graciela Redies Fischer

Doutora em Meteorologia Agrícola pela Universidade Federal de Viçosa – UFV

Prof. Dr. Vilson Dias de Avila

Doutor em Sensoriamento remoto pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

Agradecimentos

Aos meus familiares em primeiro lugar.

Ao orientador Prof. Dr. André Becker Nunes.

À coorientadora Prof. Dra. Gabriela Viviana Müller.

À coordenação do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia pela oportunidade.

Aos colegas e funcionários do Centro de Pesquisas e Previsões Meteorológicas – CPPMET.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudos.

Obrigado.

Resumo

COELHO, Lucas Alberto Fumagalli. **Análise sinótica e de grande escala de episódios de geada generalizada no estado do Paraná - Brasil**. Orientador: André Becker Nunes. 2021. 160 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2021.

Usando um conjunto de dados observados de 35 estações meteorológicas, a frequência, abrangência e intensidade de episódios de geada no estado do Paraná foram determinadas para o período recente (1999-2020). Uma análise de agrupamento hierárquico mostrou a existência de três grupos de localidades onde as geadas ocorrem com maior ou menor frequência. Episódios de geada generalizada são os mais intensos, mas sua frequência é baixa, porque a maior parte dos episódios consiste de geadas isoladas que afetam áreas favorecidas por maior latitude e altitude. Menos de uma quinta parte dos episódios são geadas parciais, e apenas cinco episódios correspondem à geadas generalizadas. Estes cinco foram investigados por meio de análise sinótica de dados de reanálise. São caracterizados pelo desenvolvimento de um amplo cavado de latitudes médias em altos níveis da América do Sul, que ocupa toda a coluna da atmosfera com a ocorrência de um ciclone extratropical no Oceano Atlântico, corrente abaixo de um anticiclone pós frontal continental, que estabelecem forte gradiente de pressão em baixos níveis, associado à forte advecção fria sobre o Sul do Brasil. Em grande escala, o padrão de propagação de ondas de Rossby associado apresenta um único trem de onda que atua a partir do leste do Oceano Pacífico. O trem de onda é impulsionado pelo jato subtropical, exceto em um dos episódios, quando é impulsionado pelo jato polar. O trem de onda descreve uma trajetória em forma de arco no sentido equatorial que termina no Oceano Atlântico. Nos episódios de geada generalizada do ano 2000 foi observado o acoplamento entre duas anomalias negativas de pressão, em diferentes faixas de latitude, como sendo um recurso adicional para as consecutivas incursões de ar frio em julho daquele ano. A frequência anual de geadas acima do desvio padrão, e a ocorrência de geadas generalizadas, podem estar associadas à dinâmica do Oceano Pacífico equatorial, quando este apresenta o ramo ascendente da célula de Walker deslocado para oeste, devido à presença de anomalias negativas de temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico equatorial. A divergência em altos níveis, gerada pela convecção equatorial, interfere nos subtropicais, atuando como fontes de ondas de Rossby. Como a região de origem destas ondas está a montante do jato subtropical australiano, e a montante dos dutos de guias de ondas subtropical e polar, as ondas podem ser eficientemente guiadas até próximo da América do Sul, onde estabelecem um escoamento proveniente de altas latitudes, que causa a incursão de ar frio sobre o continente. A presença de uma região de fonte de ondas de Rossby a montante da América do Sul, nos invernos com geada generalizada, pode aumentar a eficiência do jato como guia de onda subtropical, que é caracterizado por máximos locais no campo do número de onda de Rossby estacionário acerca da região de entrada dos sistemas transientes no continente. Por outro lado, em anos com frequência anual abaixo do desvio padrão, o ramo ascendente da célula de Walker encontra-se ao centro do Oceano Pacífico equatorial, onde se observam anomalias positivas de temperatura da superfície do mar, repercutindo em uma menor atividade do jato subtropical no oeste do Oceano Pacífico subtropical, menor gradiente

meridional de vorticidade absoluta, e menor eficiência dos guias de onda. Além disso, guias de onda mais curtos, e a presença de uma região onde o número de onda de Rossby estacionário se aproxima de zero, na região de entrada dos sistemas transientes na América do Sul, caracterizam os invernos em que a ocorrência de geadas não foi favorecida.

Palavras-chave: Teleconexões, ondas estacionárias de Rossby, fonte de ondas de Rossby.

Abstract

COELHO, Lucas Alberto Fumagalli. **Synoptic and large-scale analysis of generalized frost episodes in the state of Paraná - Brazil**. Advisor: André Becker Nunes. 2021. 160 f. Dissertation (Masters in Meteorology) – Postgraduate Program in Meteorology, Federal University of Pelotas, Pelotas, 2021.

Using a dataset of observed temperature from 35 surface weather stations, the frequency, area and intensity of frost episodes in the state of Paraná were determined for the recent period (1999-2020). A cluster Analysis showed the existence of three groups of localities where frosts occur more or less frequently. Generalized frost episodes are the most intense, but their frequency is low, because most episodes consist of isolated frosts that affect areas favored by higher latitude and altitude. Less than one fifth are partial frosts, and only five episodes correspond to generalized frosts. These five episodes were investigated by synoptic analysis and reanalysis data. They are characterized by the development of a mid-latitude trough at high levels over South America, with cyclonic vortices at medium levels, and the occurrence of an extratropical cyclone in the Atlantic Ocean, downstream a post frontal continental anticyclone, which establish strong pressure gradient at low levels, associated with strong cold advection over southern Brazil. On large scale, the associated Rossby wave propagation pattern features a single wave train that operates from the eastern Pacific Ocean. The wave train is driven by the subtropical jet, except in one episode, when it is driven by the polar jet. The wave train describes an arc-shaped trajectory in the equatorial direction that ends in the Atlantic Ocean. During episodes of generalized frost in the year 2000, the coupling between two negative anomalies of meridional wind was observed in different latitude, as an additional resource for the consecutive cold air advection in July of that year. The annual frequency of frosts above the standard deviation, and the occurrence of generalized frosts, may be associated with the dynamics of the equatorial Pacific Ocean, when it presents the ascending branch of the Walker cell displaced to the west, due to the presence of negative sea surface temperature anomaly in the equatorial Pacific Ocean. The divergence at high levels, generated by equatorial convection, interferes in the subtropics, acting as Rossby waves source. As the region of origin of these waves is upstream of the Australian subtropical jet, and upstream of the subtropical and polar waveguides, the waves can be efficiently guided closer to South America, where they establish a flow coming from high latitudes, that causes the incursion of cold air over the continent. The presence of a Rossby wave source region upstream of South America in winters with generalized frost, can increase the efficiency of the subtropical waveguide, which is characterized by local maximums in the field of the stationary Rossby wave number near the region where transient systems enter South America. On the other hand, in years with annual frost frequency below the standard deviation, the ascending branch of the Walker cell is found in the center of the equatorial Pacific Ocean, where positive anomalies of sea surface temperature are observed, resulting in less subtropical jet activity in the western subtropical Pacific Ocean, lower meridional gradient of absolute vorticity, and lower efficiency of waveguides. In addition, shorter waveguides, and the presence of a region where the stationary Rossby wave number approaches zero in the region where transient systems enter South America, characterize winters in which the occurrence of frost does not was favored. Keywords: Teleconnections, stationary Rossby waves, Rossby wave source.

Lista de Figuras

- Figura 1 - a) Dendrograma da análise de agrupamento: a variável número de dias de geada foi analisada usando o método da variância de mínima de Ward. b) Gráfico das distâncias entre os grupos em função do estágio da análise de agrupamento. c) distribuição espacial dos grupos gerados pela AAH. Os grupos foram sobrepostos à topografia do relevo (ETOPO2 v2).44
- Figura 2 - Frequência de episódios de geada fraca (pontilhado), moderada (listras em cinza) e forte (em preto) em cada EM entre 1999 e 2020.46
- Figura 3 - a) Gráfico Scree Plot. A curva em vermelho indica os elementos pertencentes ao traço da matriz de autovalores. A curva tracejada em preto representa o limite crítico de truncamento do critério Broken Stick. As curvas tracejadas em cinza representam o limite crítico de truncamento proposto pelas regras de Kaiser e Jolliffe. b-d) Distribuição espacial dos autovetores referentes as cinco EOFs, calculados usando matriz de covariância. Os valores percentuais acima de cada mapa representam as proporções da variância total. Os padrões mostrados reproduzem a distribuição de T_{min} em dias de geada. Curvas sólidas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) dos elementos de cada autovetor. A letra T refere-se aos locais onde espera-se encontrar os valores mais elevados de T_{min}, enquanto T – ΔT indica os prováveis locais onde T_{min} é menor.48
- Figura 4 - Frequência de dias com geadas isoladas (colunas pontilhadas), parciais (colunas em cinza escuro) e generalizadas (colunas em preto) no estado do Paraná entre 1999 e 2020. O número total de episódios de geada em cada ano é mostrado na extremidade superior das colunas.....50
- Figura 5 - Abrangência e intensidade dos episódios de GG, organizados conforme o percentual da área abrangente e média de T_{min} entre as EMS.53
- Figura 6 - Sequência de imagens do satélite GOES-8, canal IV (infravermelho), correspondente ao período entre 10/07/2000, 00Z e 13/07/2000, 00Z, em intervalos de 24 horas.54
- Figura 7 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, em m s⁻¹) em 250 hPa. a) 08/07/2000, 12Z; b) 09/07/2000, 12Z; c) 10/07/2000, 12Z; d) 11/07/2000, 12Z; e) 12/07/2000, 12Z; f) 13/07/2000, 12Z.....56
- Figura 8 - Campos médios diários de anomalias de vento zonal em 250 hPa (contorno preto, em m s⁻¹, com intervalos de 5 m s⁻¹. Apenas valores positivos são mostrados),

vetor vento em 250 hPa, e ω em 500hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 11/07/2000; b) 12/07/2000; c) 13/07/2000.	57
Figura 9 - Altura geopotencial (contorno grosso, em intervalos de 50 mgp) e ω em 500 hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 08/07/2000, 18Z; b) 09/07/2000, 18Z; c) 10/07/2000, 18Z; d) 11/07/2000, 18Z; e) 12/07/2000, 18Z; f) 13/07/2000, 18Z.....	59
Figura 10 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, m s^{-1}) em 850 hPa, advecção negativa (contorno azul) e positiva (contorno amarelo) de temperatura em 850 hPa ($\times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, maior em módulo que $1 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$). a) 08/07/2000, 6Z; b) 09/07/2000, 6Z; c) 10/07/2000, 6Z; d) 11/07/2000, 6Z; e) 12/07/2000, 6Z; f) 13/07/2000, 6Z.....	61
Figura 11 - Linha de corrente em 850 hPa (contorno preto), e temperatura em 850 hPa (sombreado, em $^{\circ}\text{C}$). a) 08/07/2000, 0Z; b) 09/07/2000, 0Z; c) 10/07/2000, 0Z; d) 11/07/2000, 0Z; e) 12/07/2000, 0Z; f) 13/07/2000, 0Z.....	62
Figura 12 - Espessura da camada entre 1000-500 hPa (sombreado, em metro geopotencial, com intervalos de 50mgp), e PNMM (contorno preto, em hPa, e intervalos de 3 hPa). a) 08/07/2000, 6Z; b) 09/07/2000, 6Z; c) 10/07/2000, 6Z; d) 11/07/2000, 6Z; e) 12/07/2000, 6Z; f) 13/07/2000, 6Z.....	65
Figura 13 - Sequência de imagens do satélite GOES-8, canal IV (infravermelho), correspondente ao período entre 14/07/2000, 00Z e 17/07/2000, 00Z, em intervalos de 24 horas.	66
Figura 14 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, em m s^{-1}) em 250 hPa. a) 14/07/2000, 12Z; b) 15/07/2000, 12Z; c) 16/07/2000, 12Z; d) 17/07/2000, 12Z.	67
Figura 15 - Campos médios diários de anomalia de vento zonal em 250 hPa (contorno preto, em m s^{-1} , com intervalos de 5 m s^{-1} . Apenas valores positivos são mostrados), vetor vento em 250 hPa, e ω em 500hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 15/07/2000; b) 16/07/2000; c) 17/07/2000.	68
Figura 16 - Altura geopotencial (contorno grosso, em intervalos de 50 mgp) e ω em 500 hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 14/07/2000, 18Z; b) 15/07/2000, 18Z; c) 16/07/2000, 18Z; d) 17/07/2000, 18Z.....	69
Figura 17 - Linha de corrente (contorno preto), magnitude do vento (sombreado, m s^{-1}), e advecção negativa (contorno azul) e positiva (contorno amarelo) de temperatura em 850 hPa (em $\times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, maior em módulo que $1 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$). a) 14/07/2000, 6Z; b) 15/07/2000, 6Z; c) 16/07/2000, 6Z; d) 17/07/2000, 6Z.....	70

Figura 18 - Linha de corrente em 850 hPa (contorno preto), e temperatura em 850 hPa (sombreado, em °C). a) 14/07/2000, 0Z; b) 15/07/2000, 0Z; c) 16/07/2000, 0Z; d) 17/07/2000, 0Z.....	72
Figura 19 - Espessura da camada entre 1000-500 hPa (sombreado, em metro geopotencial, com intervalos de 50mgp), e PNMM (contorno preto, em hPa, e intervalos de 3 hPa). a) 14/07/2000, 6Z; b) 15/07/2000, 6Z; c) 16/07/2000, 6Z; d) 17/07/2000, 6Z.	73
Figura 20 - Sequência de imagens do satélite GOES-8, canal IV (infravermelho), correspondente ao período entre 18/07/2000, 00Z e 21/07/2000, 00Z, em intervalos de 24 horas.	74
Figura 21 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, em $m s^{-1}$) em 250 hPa. a) 18/07/2000, 12Z; b) 19/07/2000, 12Z; c) 20/07/2000, 12Z; d) 21/07/2000, 12Z.	76
Figura 22 - Campos médios diários de anomalias de vento zonal em 250 hPa (contornos, em $m s^{-1}$, com intervalos de $5 m s^{-1}$. Apenas valores positivos são mostrados), vetor vento em 250 hPa, e ω em 500hPa (sombreado, em $Pa s^{-1}$). a) 18/07/2000; b) 19/07/2000; c) 20/07/2000.	77
Figura 23 - Altura geopotencial (contorno grosso, em intervalos de 50 mgp) e ω em 500 hPa (sombreado, em $Pa s^{-1}$). a) 18/07/2000, 18Z; b) 19/07/2000, 18Z; c) 20/07/2000, 18Z; d) 21/07/2000, 18Z.	79
Figura 24 - Linha de corrente (contorno preto), magnitude do vento (sombreado, $m s^{-1}$), e advecção negativa (contorno azul) e positiva (contorno amarelo) de temperatura em 850 hPa (em $\times 10^{-4} K s^{-1}$, maior em módulo que $1 \times 10^{-4} K s^{-1}$). a) 18/07/2000, 6Z; b) 19/07/2000, 6Z; c) 20/07/2000, 6Z; d) 21/07/2000, 6Z.	80
Figura 25 - Linha de corrente em 850 hPa (contorno preto), e temperatura em 850 hPa (sombreado, em °C). a) 18/07/2000, 0Z; b) 19/07/2000, 0Z; c) 20/07/2000, 0Z; d) 21/07/2000, 0Z.	82
Figura 26 - Espessura da camada entre 1000-500 hPa (sombreado, em metro geopotencial, com intervalos de 50mgp), e PNMM (contorno preto, em hPa, e intervalos de 3 hPa). a) 18/07/2000, 6Z; b) 19/07/2000, 6Z; c) 20/07/2000, 6Z; d) 21/07/2000, 6Z.	84
Figura 27 - Sequência de imagens do satélite GOES-13, canal I (visível), correspondente ao período entre 21/07/2013, 15Z e 24/07/2013, 15Z, em intervalos de 24 horas.	85

Figura 28 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, em $m s^{-1}$) em 250 hPa. a) 20/07/2013, 12Z; b) 21/07/2013, 12Z; c) 22/07/2013, 12Z; d) 23/07/2013, 12Z; e) 24/07/2013, 12Z; f) 25/07/2013, 12Z.....	87
Figura 29 - Campos médios diários de anomalia de vento zonal em 250 hPa (contornos, em $m s^{-1}$, com intervalos de $5 m s^{-1}$. Apenas valores positivos são mostrados), vetor vento em 250 hPa, e ω em 500hPa (sombreado, em $Pa s^{-1}$). a) 22/07/2013; b) 23/07/2013; c) 24/07/2013.	88
Figura 30 - Altura geopotencial (contorno grosso, em intervalos de 50 mgp) e ω em 500 hPa (sombreado, em $Pa s^{-1}$). a) 19/07/2013, 18Z; b) 20/07/2013, 18Z; c) 21/07/2013, 18Z; d) 22/07/2013, 18Z; e) 23/07/2013, 18Z; f) 24/07/2013, 18Z.....	89
Figura 31 - Linha de corrente (contorno preto), magnitude do vento (sombreado, $m s^{-1}$) e advecção negativa (contorno azul) e positiva (contorno amarelo) de temperatura em 850 hPa (em $\times 10^{-4} K s^{-1}$, maior em módulo que $1 \times 10^{-4} K s^{-1}$). a) 19/07/2013, 6Z; b) 20/07/2013, 6Z; c) 21/07/2013, 6Z; d) 22/07/2013, 6Z; e) 23/07/2013, 6Z; f) 24/07/2013, 6Z.	90
Figura 32 - Linha de corrente em 850 hPa (contorno preto), e temperatura em 850 hPa (sombreado, em $^{\circ}C$). a) 19/07/2013, 0Z; b) 20/07/2013, 0Z; c) 21/07/2013, 0Z; d) 22/07/2013, 0Z; e) 23/07/2013, 0Z; f) 24/07/2013, 0Z.....	91
Figura 33 - Espessura da camada entre 1000-500 hPa (sombreado, em metro geopotencial, com intervalos de 50mgp), e PNMM (contorno preto, em hPa, e intervalos de 3 hPa). a) 19/07/2013, 6Z; b) 20/07/2013, 6Z; c) 21/07/2013, 6Z; d) 22/07/2013, 6Z; e) 23/07/2013, 6Z; f) 24/07/2013, 6Z.....	93
Figura 34 - Sequência de imagens do satélite GOES-16, canal 2 (visível), correspondente ao período entre 03/07/2019, 15Z e 06/07/2019, 15Z, em intervalos de 24 horas.	94
Figura 35 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, em $m s^{-1}$) em 250 hPa. a) 01/07/2019, 12Z; b) 02/07/2019, 12Z; c) 03/07/2019, 12Z; d) 04/07/2019, 12Z; e) 05/07/2019, 12Z; f) 06/07/2019, 12Z.....	95
Figura 36 – Campos médios diários de anomalia de vento zonal em 250 hPa (contornos, em $m s^{-1}$, com intervalos de $5 m s^{-1}$. Apenas valores positivos são mostrados), vetor vento em 250 hPa, e ω em 500hPa (sombreado, em $Pa s^{-1}$). a) 04/07/2019; b) 05/07/2019; c) 06/07/2019.	96

Figura 37 - Altura geopotencial (contorno grosso, em intervalos de 50 mgp) e ω em 500 hPa (sombreado, em PA PA s ⁻¹). a) 01/07/2019, 18Z; b) 02/07/2019, 18Z; c) 03/07/2019, 18Z; d) 04/07/2019, 18Z; e) 05/07/2019, 18Z; f) 06/07/2019, 18Z.....	97
Figura 38 - Linha de corrente (contorno preto), magnitude do vento (sombreado, m s ⁻¹), e advecção negativa (contorno azul) e positiva (contorno amarelo) de temperatura em 850 hPa (em $\times 10^{-4}$ K s ⁻¹ , maior em módulo que 1×10^{-4} K s ⁻¹). a) 03/07/2019, 6Z; b) 04/07/2019, 6Z; c) 05/07/2019, 6Z; d) 06/07/2019, 6Z.....	98
Figura 39 - Linha de corrente em 850 hPa (contorno preto), e temperatura em 850 hPa (sombreado, em °C). a) 01/07/2019, 0Z; b) 02/07/2019, 0Z; c) 03/07/2019, 0Z; d) 04/07/2019, 0Z; e) 05/07/2019, 0Z; f) 06/07/2019, 0Z.....	99
Figura 40 - Espessura da camada entre 1000-500 hPa (sombreado, com intervalo de 50mgp), e PNMM (contorno preto, em hPa, e intervalos de 3 hPa). a) 01/07/2019, 6Z; b) 02/07/2019, 6Z; c) 03/07/2019, 6Z; d) 04/07/2019, 6Z; e) 05/07/2019, 6Z; f) 06/07/2019, 6Z.....	100
Figura 41 – A – F) Média diária de anomalia de altura geopotencial de 250 hPa, e G – L) de 850hPa, com intervalo de 50 hPa, entre os dias -5 e o dia da GG (dia 0) em 13/07/2000, em intervalos de 24 horas.....	103
Figura 42 – A – D) Média diária de anomalia de altura geopotencial de 250 hPa, e E – H) 850hPa, com intervalo de 50 hPa, entre os dias -3 e o dia da GG (dia 0) em 17/07/2000, em intervalos de 24 horas.....	105
Figura 43 - A – D) Média diária de anomalia de altura geopotencial de 250 hPa, e E – H) 850 hPa, com intervalo de 50 hPa, entre os dias -2 e o dia +1 da GG (dia 0) em 20/07/2000, em intervalos de 24 horas.....	106
Figura 44 - Médias diárias de anomalia de vento meridional em 250 hPa em intervalos de 10m s ⁻¹ , entre os dias -5 e o dia da GG de 13/07/2000 (dia 0).....	108
Figura 45 - Médias diárias de anomalia de vento meridional em 250 hPa em intervalos de 10m s ⁻¹ , entre os dias -3 e dia da GG (17/07/2000).....	109
Figura 46 - Médias diárias de anomalia de vento meridional em 250 hPa em intervalos de 10m s ⁻¹ , entre os dias -2 e +1 da GG (20/07/2000).....	110
Figura 47 - A – F) Média diária de anomalia de altura geopotencial de 250 hPa, e G – L) de 850hPa, com intervalo de 50 hPa, entre os dias -5 e o dia da GG (dia 0) em 24/07/2013, em intervalos de 24 horas.....	111
Figura 48 - Média diária de anomalias de vento meridional em 250 hPa em intervalos de 10m s ⁻¹ , entre os dias -5 e o dia da GG (dia 0, em 24/07/2013).....	112

Figura 49 - A – F) Média diária de anomalia de altura geopotencial de 250 hPa, e G – L) de 850hPa, com intervalo de 50 hPa, entre os dias -5 e o dia da GG (dia 0) em 06/07/2019, em intervalos de 24 horas.	114
Figura 50 - Média diária de anomalias de vento meridional em 250 hPa em intervalos de 10m s ⁻¹ , entre os dias -5 e o dia da GG (dia 0, em 06/07/2019).....	115
Figura 51 - Campo médio sazonal (JJA) em 250 hPa para: a) componente zonal do vento (contornos, em m s ⁻¹ , com intervalos de 5 m s ⁻¹); b) β^* (sombreado, em 1X10 ⁻¹¹ s ⁻¹ m ⁻¹); c) K _s (sombreado, adimensional).....	117
Figura 52 - Componente zonal do vento no nível de 250 hPa (contornos, em m s ⁻¹ , com intervalos de 5 m s ⁻¹) para os invernos com GG: a) 2000; b) 2013; c) 2019; e d) campo médio entre os três invernos.	119
Figura 53 - Gradiente meridional de vorticidade absoluta (β^*) em coordenadas de Mercator, em 250 hPa (sombreado, em 1X10 ⁻¹¹ s ⁻¹ m ⁻¹) para os invernos com GG: a) 2000; b) 2013; c) 2019; e d) campo médio entre os três invernos.	120
Figura 54 - K _s em 250 hPa (sombreado, adimensional) para os invernos com GG: a) 2000; b) 2013; c) 2019; e d) campo médio dos três invernos. Regiões em branco em latitudes extratropicais indicam $\beta^* \leq 0$, K _s =0.....	122
Figura 55 - Campo médio sazonal (JJA) dos invernos + σ para o nível de 250 hPa: a) componente zonal do vento (contornos, em m s ⁻¹ , com intervalos de 5 m s ⁻¹); b) β^* (sombreado, em 1X10 ⁻¹¹ s ⁻¹ m ⁻¹); c) K _s (sombreado, adimensional).	124
Figura 56 - Campo médio sazonal (JJA) dos invernos - σ para o nível de 250 hPa: a) componente zonal do vento (contornos, em m s ⁻¹ , com intervalos de 5 m s ⁻¹); b) β^* (sombreado, em 1X10 ⁻¹¹ s ⁻¹ m ⁻¹); c) K _s (sombreado, adimensional).	126
Figura 57 – Fonte de ondas de Rossby (X10 ⁻¹¹ s ⁻²): a) campo climatológico; b-d) invernos com GG; e) campo médio entre os invernos com GG.	128
Figura 58 - Anomalia sazonal de fonte de ondas de Rossby (X10 ⁻¹¹ s ⁻²): a-c) invernos com GG; d) campo médio entre os invernos com GG.....	130
Figura 59 - Campo de anomalia do termo S1 para S (X10 ⁻¹¹ s ⁻²): a-c) invernos com GG; d) campo médio entre os invernos com GG.	131
Figura 60 - Campo de anomalia do termo S2 para S (X10 ⁻¹¹ s ⁻²): a-c) invernos com GG; d) campo médio entre os invernos com GG.	133
Figura 61 - Anomalia de χ : contornos sólidos (tracejados) indicam valores positivos (negativos), em intervalos de 0,5X10 ⁶ m ² s ⁻¹ ; anomalia do vetor irrotacional (vetor);	

anomalia de ROL (sombreado, $W m^{-2}$): a-c) para os invernos com GG; d) campo médio entre os invernos com GG.....	135
Figura 62 - Anomalia de TSM: a-c) nos invernos com GG; d) campo médio entre os invernos com GG.	137
Figura 63 - Anomalia de χ : contornos sólidos (tracejados) indicam valores positivos (negativos), em intervalos de $0,5 \times 10^6 m^2 s^{-1}$; anomalia do vetor irrotacional (vetor); anomalia de ROL (sombreado, $W m^{-2}$): a-c) para os invernos $+\sigma$; d) campo médio entre os invernos $+\sigma$	139
Figura 64 - Anomalia de TSM: a-c) nos invernos $+\sigma$; d) campo médio entre os invernos $+\sigma$	141
Figura 65 - Anomalia de χ : contornos sólidos (tracejados) indicam valores positivos (negativos), em intervalos de $0,5 \times 10^6 m^2 s^{-1}$; anomalia do vetor irrotacional (vetor); anomalia de ROL (sombreado, $W m^{-2}$): a-c) para os invernos $-\sigma$; d) campo médio entre os invernos $-\sigma$	142
Figura 66 - Anomalia de TSM: a-c) nos invernos $-\sigma$; d) campo médio entre os invernos $-\sigma$	143

Lista de Tabelas

Tabela 1 Conjunto de invernos considerados na análise de grande escala.....	42
Tabela 2 Eventos sinóticos com episódios de geadas parciais e generalizadas. Os eventos estão separados por uma linha em branco.....	51

Lista de Abreviaturas e Siglas

AAH	Análise de Agrupamento Hierárquico
AF	Advecção fria
AQ	Advecção quente
AS	América do Sul
AVC	Advecção de vorticidade ciclônica
BNOA	Baixa do noroeste da Argentina
CBM	Confluência Brasil Malvinas
CP	Componentes Principais
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EKE	Energia cinética da perturbação
EM	Estação meteorológica automática
EOF	Função Ortogonal Empírica
G1	Grupo 1
G2	Grupo 2
G3	Grupo 3
GG	Geada generalizada
IGCM	Intermediate Global Circulation Model
ITCZ	Zona de convergência intertropical
JBN	Jato de Baixos níveis
K_s	Número de onda estacionária de Rossby
OA	Oceano Atlântico
OI	Oceano Índico
OP	Oceano Pacífico
PA	Península Antártica
PNMM	Pressão ao nível médio do mar
PH	Pampa Húmeda
ROL	Radiação de onda longa
S	Fonte de ondas de rossby
S1	Vortex stretching, ou alongamento do vórtice
S2	Advecção de vorticidade absoluta pelo fluxo divergente
SBR	Sul do Brasil
SIMEPAR	Sistema de Tecnologia e Monitoramento Ambiental do Paraná

Tmin	Temperatura mínima diária
TSM	Temperatura da superfície do mar
VCAN	Vórtice ciclônico de altos níveis
VCMN	Vórtice ciclônico de médios níveis
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

Lista de símbolos

∇	Operador diferencial nabla
\leq	Menor ou igual
\cos	Cosseno
D	Divergência
f	Vorticidade planetária
U	Vento zonal
β	Gradiente meridional do parâmetro de Coriolis
β^*	Gradiente meridional de vorticidade absoluta
β_M	Gradiente meridional de vorticidade absoluta em coordenada Mercator
∂	Derivada parcial
ζ	Vorticidade relativa
η	Vorticidade absoluta
σ	Desvio padrão
ϕ	Latitude
χ	Potencial de velocidade
ψ	Função corrente
Ω	Velocidade angular da Terra
ω	Velocidade vertical
∞	Infinito

Sumário

1 Introdução	21
2 Revisão da Literatura	23
2.1 Sistemas de escala sinótica associados a ondas de frio e geada na AS	23
2.2 Teoria linear de Ondas de Rossby barotrópicas e ondas de frio na AS	29
2.2.1 Padrões de propagação de ondas de Rossby.....	32
3 Metodologia.....	37
3.1 Área de estudo	37
3.2 Dados e critérios de classificação	37
3.3 Análise estatística	38
3.3.1 Análise de Agrupamento Hierárquico.....	38
3.3.2 Análise de Componentes Principais.....	39
3.4 Análise sinótica e de grande escala	41
4 Resultados e Discussão	43
4.1 Análise de agrupamento hierárquico.....	43
4.2 Análise de componentes principais.....	46
4.3 Abrangência dos episódios: geadas isoladas, parciais e generalizadas	48
4.4 Análise sinótica dos episódios de GG	53
4.4.1 Episódio de 13 de julho de 2000	53
4.4.2 Episódio de 17 de julho de 2000	65
4.4.3 Episódio de 20 de julho de 2000	74
4.4.4 Episódio de 24 de julho de 2013	84
4.4.5 Episódio de 06 de julho de 2019	93
4.5 Padrões de propagação dos trens de onda de Rossby.....	101
4.5.1 Episódios de julho de 2000	101
4.5.2 Episódio de 24 de julho de 2013	110
4.5.3 Episódio de 06 de julho de 2019	112
4.6 Estado básico dos invernos do Hemisfério Sul	115
4.6.1 Campo médio climatológico	115
4.6.2 Invernos com GG	117
4.6.3 Invernos + σ	122
4.6.4 Invernos - σ	124
4.7 Fonte de ondas de Rossby (S).....	126

4.8 Forçantes equatoriais: convecção troposférica e TSM.....	134
4.8.1 Invernos com GG	134
4.8.2 Invernos + σ	137
4.8.3 Invernos - σ	141
5 Conclusões.....	144
Referências	147
Anexos	153

1 Introdução

Geada é um fenômeno meteorológico potencialmente adverso principalmente por causar prejuízo a atividade econômica. No Brasil, em particular no estado do Paraná, a geada foi responsável por prejuízo ao mercado do café, que repercutiu no mercado global. (MARENGO et al. 1997).

Conforme Seluchi (2009), geadas ocorrem associadas a dois tipos de processos físicos: por processo de advecção, ou por perda de radiação. Geadas de advecção são produzidas pelo deslocamento de massas de ar de médias e altas latitudes, associadas a frentes frias e anticiclones migratórios. O processo de advecção implica em ventos significativos nos baixos níveis da troposfera, que podem causar geada do tipo negra. Geadas de radiação são produzidas em situações atmosféricas que a perda de calor durante a noite seja potencializada, até atingir temperaturas negativas. Esta situação é associada a massas de ar frio e seco, no âmbito de circulações anticiclônicas, vento calmo, pouca ou nenhuma nebulosidade. A ocorrência deste tipo de geada é maior no inverno quando a radiação solar é menor e a perda radiativa de onda longa é maior. Episódios combinados, em que uma geada de advecção antecede uma geada de radiação, pode ocorrer após o término da advecção fria (AF). Neste caso a temperatura baixa potencializa a perda radiativa de calor na condição de céu limpo, tornando o ambiente mais frio na madrugada seguinte. Quanto mais baixa for a temperatura do ar, por mais tempo o efeito radiativo poderá favorecer a ocorrência de geada de radiação (KIM et al., 2003).

Os trabalhos de Grodzki et al. (1996), Kim et al. (2003), Wrege et al. (2004), Oliveira e Borrozzino (2017), mostram que no estado do Paraná as geadas ocorrem com maior frequência nas localidades que possuem maior altitude e latitude. Eventualmente, são observadas em mais de uma localidade em um mesmo dia, podendo abranger uma área parcial, e em situações apropriadas, uma área maior do território.

Como o estado do Paraná se encontra localizado em uma região de transição climática, uma de suas características é a grande variabilidade interanual das variáveis ambientais. Mesmo que episódios de geada aconteçam com relativa frequência anual, alguns adquirem características excepcionais devido à sua abrangência e intensidade. São estas circunstâncias que produzem maiores impactos econômicos, ambientais e sociais. Este fato é comentado por Bluestein (1993), que

menciona o fato de congelamento noturno em latitudes extratropicais poder ser mais destrutivo do que os efeitos causados por muitos ciclones.

A motivação deste trabalho se dá na variabilidade dos episódios excepcionais. Sabe-se que os eventos muito frios que ocorrem na América do Sul são semelhantes aos que causam a variabilidade natural da temperatura no inverno (MARENGO et al., 2002), mas a combinação de fatores físicos adequados pode resultar em uma incursão de ar frio de forte intensidade no continente. Estudos numéricos e observacionais têm associado fortes ondas de ar frio na América do Sul a uma fonte inicial de vorticidade localizada entre os Oceanos Índico e Pacífico. Conforme Müller et al. (2008), a convecção anômala da região equatorial pode excitar ondas de Rossby, que no caso de um estado básico favorável, são eficientemente guiadas até próximo da AS, por meio de um trem de onda que estabelece o ambiente adequado para ocorrência de geadas.

O objetivo geral deste trabalho é identificar, por meio de um estudo observacional, os mecanismos físicos associados aos episódios de geada generalizada (GG) no estado do Paraná. Os objetivos específicos estão agrupados em três etapas: a primeira compreende uma análise estatística multivariada para determinar a data, abrangência, intensidade; frequência anual, e regiões homogêneas de ocorrência de geadas; a segunda consiste de uma análise sinótica empregada nos episódios de GG, onde se objetiva identificar os sistemas de escala sinótica atuantes, e a configuração dos campos meteorológicos; a terceira parte tem como objetivo identificar o padrão de propagação das ondas de Rossby associadas aos episódios de GG, e diferenças entre o estado básico de três conjuntos de invernos: com GG, com frequência de geadas acima do limite superior do desvio padrão da frequência média anual, e com frequência de geadas abaixo do limite inferior do desvio padrão da frequência média anual. As diferenças serão observadas em campos horizontais da teoria linear de ondas barotrópicas de Rossby, de anomalias de radiação de onda longa, potencial de velocidade e temperatura da superfície do mar.

2 Revisão da Literatura

2.1 Sistemas de escala sinótica associados a ondas de frio e geada na AS

Durante o inverno austral a variabilidade climática em escala sinótica é caracterizada pela atuação de sistemas transientes que podem ocasionar eventos climáticos extremos, como inundações, deslizamentos de terra, secas, geadas e incêndios. Estes eventos podem resultar em prejuízos econômicos, sociais e ambientais. Os relatórios do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, em inglês) indicam que eventos extremos podem se tornar mais frequentes em um cenário futuro de aquecimento global. Em particular, os eventos extremos de temperatura, como os que condicionam a ocorrência de geadas na AS, ocorrem com maior frequência em latitudes extratropicais, quando o escoamento atmosférico é fortemente meridional. Nesta situação, a advecção horizontal de temperatura em baixos níveis desempenha um papel importante, produzindo eventos frios preferencialmente no lado equatorial da região conhecida como *Storm Tracks*, e eventos quentes no lado polar (GARFINKEL; HARNIK, 2017).

Na AS, a sotavento da Cordilheira dos Andes, o ar frio de alta latitude, encontra condições físicas adequadas, que governam seu movimento no sentido equatorial, e em determinadas situações, as massas de ar frio ingressam sobre o Brasil, causando friagens e geadas, podem ser prejudiciais para diversas culturas agrícolas. O exemplo mais importante documentado pela literatura, refere-se a geadas de julho de 1975, que repercutiu economicamente em escala global. A onda de frio de julho de 1975 pode ser considerada a mais intensa do século XX (MÜLLER et al., 2003), tendo sido estudada por Parmenter (1976), que usou imagens do satélite geostacionário *Synchronous Meteorological Satellite* (SMS-1), referentes ao horário de 11:30 UTC, para analisar os padrões de nebulosidade associados ao episódio. O autor fez uma análise sinótica do deslocamento da frente fria que, ao final, encontrou-se localizada a norte do paralelo do Equador. Exemplos dos impactos econômicos causados por geadas podem ser encontrados no trabalho de Marengo et al. (1997).

Os sistemas de pressão associados a ocorrência de geadas no Brasil foram primeiramente analisados por Hamilton e Tarifa (1978), que identificaram a ocorrência de ciclogênese a jusante da AS, e a presença de um anticiclone continental a oeste do ciclone localizado no Oceano Atlântico (OA), durante uma onda de frio que

provocou geadas no Brasil em julho de 1972. Os autores mostraram que o anticiclone apresentava núcleo frio e havia se desenvolvido no âmbito de um fluxo meridional de ar frio, seco e estável, que fluía no sentido equatorial, de forma quase paralela aos Andes.

A associação entre o fluxo de ar frio de baixos níveis com a circulação de nível superior, durante episódios de geadas no Brasil foi primeiramente observada por Fortune e Kousky (1983), que estudaram a circulação de altos níveis, associada a dois episódios de geadas no Brasil, em 1979 e 1981. Em altos níveis os autores identificaram uma onda típica de latitudes médias, bastante amplificada no sudeste do Oceano Pacífico (OP), precedendo as geadas do Brasil em cinco dias. A maior amplitude da onda era alcançada quando esta encontrava-se a leste da Cordilheira dos Andes, e principalmente quando estava em fase com um ciclone extratropical em superfície, inicialmente localizado no sudoeste do OA. Esta situação favorecia a advecção do ar frio até as latitudes tropicais. No caso de 1981, o cavado se intensificou de tal forma que parte dele foi deixado para trás como uma baixa despreendida, também conhecido como vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) do tipo Palmén. Fortune e Kousky (1983) indicaram a propagação de energia entre diferentes números de onda, como mecanismo físico para a maior amplitude da onda de nível superior.

Conforme Krishnamurti et al. (1999), os fatores responsáveis pela amplificação a jusante dos cavados de escala sinótica em altos níveis, durante os eventos frios que causam geadas na AS, estão associados a uma interação entre ondas de escalas sinótica e planetária, com predominante contribuição da escala sinótica. Os trens de ondas percorrem o OP com frequência aproximada de uma passagem a cada 3 semanas no inverno. A maior amplitude da onda em altos níveis ocorre por meio da conversão de energia potencial disponível das ondas longas quase estacionárias, em energia cinética para as ondas transientes que se propagam para leste. Ao analisar as interações entre ondas durante um período de 10 dias, os autores mostraram que antecedendo os episódios de geada, as ondas de escala sinótica, centradas em torno do número de onda zonal 9, recebem energia por meio de interações barotrópicas com números de onda zonal entre 1 e 3. Quando o cavado de altos níveis adquire sua maior amplitude, a instabilidade baroclínica favorece a conversão de energia potencial disponível da perturbação em energia cinética da perturbação. Os autores destacam que as contribuições baroclínicas são mais importantes para amplificação da onda, e

que os processos não-lineares barotrópicos, das ondas longas para as ondas de escala sinótica com número de onda zonal entre 4 e 10, possuem uma ordem de magnitude menor que a contribuição baroclínica. O número de onda zonal 9, segundo os autores, é o mais proeminente durante a amplificação a jusante. O período posterior à ocorrência da geada também é caracterizado por contribuições baroclínicas para o crescimento da energia cinética da perturbação.

Marengo et al. (1997) analisaram os termos das equações da teoria quase-geostrófica, a equação da tendência do geopotencial, e a equação ômega (HOLTON, 1992; BLUESTEIN, 1993), para um episódio de geada em julho de 1994. Os autores mostraram que a aproximação do cavado de altos níveis, a montante da AS, por meio da associação entre o movimento ascendente, e a advecção de vorticidade ciclônica em altos níveis (AVC), causava queda de pressão em superfície, primeiro no lado oeste, e depois no lado leste dos Andes. A ciclogênese resultante em superfície, era intensificada pela circulação meridional de ar frio em baixos níveis, e contribuía como um mecanismo de feedback positivo para intensificar a queda do geopotencial, associado ao cavado de nível superior, durante a fase de desenvolvimento da onda. Em superfície a AF causa subsidência, divergência, aumento da vorticidade anticiclônica e elevação do geopotencial, situação associada ao desenvolvimento do anticiclone continental. Os autores sugerem a existência de um mecanismo de feedback positivo entre a AVC superior, e a AF em baixos níveis, e concluíram que ambos os termos da equação da tendência do geopotencial (advecção de vorticidade e advecção diferencial de temperatura) contribuem para a intensificação do cavado de nível superior. O feedback positivo também foi verificado por meio da equação ômega. Neste caso a velocidade vertical (ω) esteve associada à advecção diferencial de vorticidade, e advecção de temperatura em baixos níveis, sendo a AVC dominante. Portanto, quanto mais forte a AVC, mais intenso será o movimento ascendente, que resultará em maior queda da altura geopotencial em superfície, e por consequência, maior advecção de ar frio ocorre, intensificando o cavado de nível superior. Além disso o efeito dos Andes em favorecer o escoamento meridional do ar frio na direção do equador, confinando a massa fria entre as montanhas e a região de menor altura geopotencial associada ao ciclone extratropical, também foi mencionado pelos autores.

O efeito orográfico da cordilheira dos Andes sobre os sistemas transientes na América do Sul (AS) pode ser entendido a partir de processos dinâmicos e

termodinâmicos, e foi analisado por diferentes autores (SELUCHI et al., 1998; GARREAUD, 2000; PEZZA; AMBRIZZI, 2005). Segundo Seluchi et al. (1998), uma camada de ar que atravessa a cordilheira, tem sua espessura reduzida, e a conservação da vorticidade potencial absoluta, negativa no Hemisfério Sul, implica em uma mudança compensatória, anticiclônica, da vorticidade relativa, que acarreta um movimento adicional dos sistemas transientes para norte. Outro efeito atribuído a orografia, é que a circulação em baixos níveis a sotavento das montanhas, é interrompida pelos Andes. Ao Sul de 38°S, as massas frias podem atravessar as montanhas sem dificuldade, mas ao Norte desta latitude elas são paradas pelas maiores altitudes referentes a cordilheira. Isso aumenta a curvatura anticiclônica dos sistemas migratórios. Os anticiclones são afetados, porque a circulação para oeste, eu seu lado norte, não pode atravessar a cordilheira, e tem sua velocidade reduzida. Como resultado, as montanhas agem como uma barragem de ar frio, aumentando a anticiclogênese continental. O enfraquecimento da circulação interrompe o equilíbrio geostrófico, devido a um enfraquecimento correspondente da força de Coriolis, de modo que a força do gradiente de pressão, direcionada para fora do centro de pressão, empurra o anticiclone para o norte. Segundo Pezza e Ambrizzi (2005), o equilíbrio geostrófico entre o anticiclone continental, e a presença do ciclone extratropical no Atlântico, favorece a advecção de ar frio, e o efeito de bloqueio dos Andes produz o acúmulo de massa a noroeste do anticiclone, onde encontra-se a região de máxima AF, subsidência e advecção de vorticidade anticiclônica. Quando o ar frio atinge as latitudes tropicais, o efeito de bloqueio dos Andes diminui devido a orientação zonal da cordilheira. Por inércia, o ar frio é direcionado para a bacia do rio Amazonas, caracterizando a fase madura da onda de frio. Conforme Seluchi et al. (1998), estes efeitos são aprimorados no inverno, porque as regiões baroclínicas são deslocadas para norte, justamente onde a orografia tem maior altitude e influência. Mais detalhes e ilustrações sobre como os Andes agem sobre os sistemas migratórios são encontrados nos estudos de Gan e Rao (1994), Seluchi e Marengo (2000), Garreaud (2000), Pezza e Ambrizzi (2005), Garreaud e Fuenzalida (2007).

Alguns trabalhos detalham as características de escala sinótica associadas a ondas de frio que causam geadas na AS. Dentre estes trabalhos, Müller et al. (2003) estudaram a circulação associada a ocorrência de geadas na região conhecida como Pampa Húmeda (PH), de grande importância econômica, localizada no nordeste da Argentina. O estudo foi feito para anos com El Niño, La Niña, neutros, e para todos os

casos em geral. Segundo os autores, dois padrões de circulação ocorrem. Um consiste em um sistema de alta pressão migratório, pós frontal, que se move no sentido equatorial, a partir de 40°S. Este sistema causa forte advecção de ar frio e seco, favorecendo a ocorrência de geadas de advecção. O outro, mais comum, mostra um sistema de alta pressão localizado a norte de 40°S, que favorece o resfriamento radiativo por apresentar fracos gradientes de pressão, e por consequência, ventos fracos ou calmos. Este segundo padrão (chamado de padrão A) pode suceder o outro (padrão B), sugerindo que a frequência de geada pode ser dividida em componentes radiativas e advectivas, conforme a situação sinótica. A predominância desses padrões pode estar condicionada por anomalias de temperatura no Pacífico equatorial.

Escobar (2007) estudou a variabilidade dos campos de circulação em superfície e altos níveis, associados a ondas de frio na cidade de São Paulo. Três padrões de circulação foram encontrados. Aproximadamente 50% dos episódios de ondas de frio estiveram associados a passagens de frentes frias que descrevem uma trajetória de sudoeste para nordeste, com variações de posição e intensidade do anticiclone associado. Em nível superior a circulação apresenta uma crista no OP, próximo da costa do Chile, e um cavado entre a AS e o OA, que favorece o deslocamento dos sistemas frontais para as latitudes tropicais. O segundo padrão apresenta ciclogênese no OA na altura do Sul do Brasil (SBR). Conforme Pezza e Ambrizzi (2005), o padrão de circulação associado à ocorrência de geadas em São Paulo, apresenta como mecanismo fundamental a presença do ciclone na costa brasileira. Nesta situação, Escobar (2007) encontrou uma circulação de nível superior semelhante a um tipo de bloqueio atmosférico, apresentando um anticiclone no centro-sul da Argentina e uma área da baixa pressão ao norte deste sistema, que consiste em um bloqueio do tipo baixa sobre alta, conforme mostrado por Nascimento e Ambrizzi (2002). O terceiro padrão autor, que somado aos outros dois correspondem a 70% dos casos, apresenta uma frente fria com trajetória zonal, associada a um sistema de baixa pressão intenso em superfície, e um vórtice ciclônico de nível superior.

Vera e Vigliarolo (2000) analisaram campos compostos de ondas de frio na AS que causam geadas, e campos compostos de ondas de frio que não causam geadas. Os resultados mostraram que em baixos níveis, ambos os compostos são caracterizados por uma anomalia ciclônica sobre a AS e uma anomalia anticiclônica no OP. A diferença entre eles é que no composto com geadas, além das anomalias

citadas, outros dois recursos adicionais foram encontrados: durante o estágio inicial da onda de frio, uma anomalia ciclônica entra na AS a partir de latitudes subpolares, afetando o sudeste do continente e oceano adjacente. Em altos níveis uma anomalia ciclônica evolui à sotavento dos Andes por latitudes subtropicais. Segundo os autores, as ondas de ar frio mais fortes nas regiões tropicais da AS dependem fortemente da presença desta anomalia de altos níveis. A presença desta anomalia de altos níveis está associada com uma localização do jato subtropical (JS) mais ao norte do que sua posição climatológica. Como consequência, a região de subsidência associada ao ramo subsidente da célula do tipo Hadley move-se para o equador, facilitando a propagação dos sistemas frontais para os trópicos. Essa configuração promove a penetração rápida e na direção do equador da anomalia ciclônica de baixos níveis, e também causa a diminuição da temperatura no SBR.

Segundo Marengo et al. (2002), os eventos muito frios que ocorrem na AS não são muito diferentes dos que causam a variabilidade natural da temperatura no inverno. Os autores mostraram que, apesar de ondas baroclínicas sempre atuarem nestes eventos, a dispersão de ondas de Rossby quase estacionárias, com movimento para leste seguindo o fluxo zonal, pode contribuir para a ocorrência dos episódios de frio intenso, causando grande alteração da circulação em altos e baixos níveis da troposfera, nas escalas sinótica e planetária. As diferenças observadas entre os eventos extremos de temperatura podem ainda estar associadas a variabilidade atmosférica, a atuação de uma onda baroclínica sendo reforçada por forçantes tropicais iniciadas por convecção, ao efeito geográfico, a rota de propagação, e a sistemas baroclínicos individuais que podem contribuir para a variabilidade caso a caso.

Müller et al. (2005), compararam campos compostos de invernos associados a uma frequência máxima (mínima) de GG, com campos compostos de invernos anômalos frios (quentes) na PH. Os anos com maior (menor) número de episódios correspondem aos invernos frios (quentes). As diferenças nos campos de umidade em baixos níveis e temperatura em superfície estão associadas à circulação em cada caso, caracterizada por uma estrutura semelhante entre os grupos comparados, mas com diferenças nos valores de anomalia. Uma intensa anomalia positiva no campo de pressão localizada a sudoeste do continente no composto de máxima frequência de GG, é maior do que no composto de invernos frios. Em altos níveis os compostos de invernos com máxima frequência e de invernos frios, apresentam maior intensidade

do JS na AS. No caso dos invernos frios a anomalia máxima do JS ocorre na parte norte-nordeste da Argentina e no SBR, e no composto dos invernos de máxima frequência o vento máximo é menos intenso e localizado mais para oeste, entre o norte do Chile e norte da Argentina. O mecanismo que causa a maior intensidade do JS pode ser diferente em cada caso. Nos invernos frios, o contribuinte mais importante pode ser a intensificação da célula de Hadley associada a um aquecimento no leste do Pacífico tropical. Já nos invernos com máxima frequência, um aquecimento diferencial no oeste do Pacífico tropical pode atuar como um gerador de ondas de Rossby, que se propagam para além dos trópicos. Esta situação pode resultar em um gradiente de pressão aumentado e um JS mais intenso na AS, apoiando a hipótese de que um mecanismo de teleconexão seria o precursor de GG no setor nordeste da Argentina. Por outro lado, os compostos dos invernos com frequência mínima de GG, e dos invernos anômalos quentes, têm uma anomalia negativa do vento associada ao JS na AS. O enfraquecimento do jato ocorre devido a mudanças dinâmicas no processo de manutenção do jato, que pode estar associadas à redução da frequência de geadas no sul da AS, ou até mesmo uma ausência completa em alguns invernos.

2.2 Teoria linear de Ondas de Rossby barotrópicas e ondas de frio na AS

A onda de Rossby é um movimento horizontal em que ocorre conservação de vorticidade absoluta. Sua existência decorre da variação do parâmetro de Coriolis com a latitude, o efeito β . O movimento ondulatório no plano horizontal é de escala sinótica, e caracteriza-se pela alternância de regiões de vorticidade ciclônica e anticiclônica, conforme a propagação da onda. A força aparente Coriolis é a força restauradora. Conforme Müller e Ambrizzi (2007), as ondas de Rossby podem ser geradas por fontes iniciais de vorticidade, que podem resultar do aquecimento diabático tropical, associado ao ω ascendente e divergência em altos níveis equatoriais, ou por obstáculos orográficos capazes de perturbar o campo da vorticidade relativa. A origem, ou fonte das ondas de Rossby, pode ser derivada partindo da equação da vorticidade barotrópica (equação 1).

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + v \cdot \nabla \eta = -\eta D \quad (1)$$

onde $\eta = f + \zeta$ é a vorticidade absoluta, sendo f a vorticidade planetária e ζ a vorticidade relativa; v é o vento e $D = \partial u/\partial x + \partial v/\partial y$ é a divergência horizontal.

Para determinar o correto particionamento entre os termos de propagação e forçantes da onda de Rossby, faz-se necessário decompor o campo de velocidade do vento em duas partes, conforme o teorema de Helmholtz (FLEMING, 2001), reescrevendo a equação da vorticidade barotrópica em termos de dois campos escalares, um puramente rotacional, que se refere a função de corrente ψ (equação 2, a esquerda), e outro puramente divergente, que representa o potencial de velocidade χ (equação 2, a direita). Conforme Sardeshmukh e Hoskins (1988), os termos do lado direito da equação podem ser interpretados como fontes de ondas de Rossby, contribuindo para o termo denominado Fonte de ondas de Rossby (S), diretamente associados ao fluxo divergente.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + v_{\psi} \cdot \nabla \eta = -\eta D - v_{\chi} \cdot \nabla \eta \quad (2)$$

Essas definições implicam que a vorticidade relativa pode ser escrita como $\zeta = \nabla^2 \psi$, e a divergência como $D = \nabla^2 \chi$, sendo a forçante para geração das ondas de Rossby função da divergência, do vento divergente, da vorticidade absoluta e do gradiente da vorticidade absoluta. Portanto, ocorrem geralmente ao sul (norte) do aquecimento equatorial no hemisfério Sul (Norte), onde a divergência em altos níveis, associada à convecção profunda equatorial, é maior, e há grandes gradientes de vorticidade associados a presença do JS (SHIMIZU; CAVALCANTI, 2010, 2012). Nesse sentido, o oeste do OP equatorial é a região que apresenta ênfase em tais características, sendo favorável para geração dos trens de ondas de Rossby.

S pode, portanto, ser escrito conforme a equação 3.

$$S = -\eta D - v_{\chi} \cdot \nabla \eta, \text{ ou } S = S1 + S2 \quad (3)$$

onde $S1 = -\eta D$ é o termo de *vortex stretching*, ou em tradução literal, alongamento do vórtice, e representa a geração de vorticidade pela divergência; $S2 = -v_{\chi} \cdot \nabla \eta$ é a advecção de vorticidade absoluta pelo fluxo divergente.

Conforme demonstrado por Hoskins e Karoly (1981), Hoskins e Ambrizzi (1993), Ambrizzi e Hoskins. (1995), Kiladis (1998), Müller e Ambrizzi (2007), Müller et al. (2019), uma ferramenta útil para diagnosticar e representar o estado básico da atmosfera, no qual os sistemas transientes estão inseridos, é calcular o número de onda estacionário de Rossby (K_S), dado pela equação 4.

$$K_S = \left(\frac{\beta^*}{\bar{u}} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

Onde β^* é o gradiente meridional de vorticidade absoluta, dado pela equação 5, e U é o vento zonal médio no período.

$$\beta^* = \beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \quad (5)$$

onde $\beta = \frac{df}{dy}$ é o gradiente meridional do parâmetro de Coriolis, e K_S é o número de onda total em que uma onda de Rossby barotrópica encontra-se estacionária em um local específico em um determinado fluxo zonal.

Para desenhar o campo de K_S em projeção Mercator, β^* foi calculado de acordo com a equação 6, e K_S seguindo a equação 7. Estes cálculos são demonstrados nos trabalhos de Hoskins e Karoly (1981) e Hoskins e Ambrizzi (1993).

$$\beta_M = \left(2\Omega - \left(\frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial}{\partial\phi} \right)^2 (\cos^2\phi\bar{v}) \right) \frac{\cos^2\phi}{a} \quad (6)$$

$$K_S = \left(\frac{\beta_M}{\bar{v}} \right)^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{2\Omega - \left(\frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial}{\partial\phi} \right)^2 (\cos^2\phi\bar{v})}{\bar{v}} \right)^{\frac{1}{2}} \cos\phi \quad (7)$$

onde β_M é o gradiente meridional de vorticidade absoluta em coordenada Mercator, ϕ é a latitude, Ω é a velocidade angular da Terra, e $\bar{v} = \frac{\bar{U}}{a\cos\phi}$ é a taxa relativa de rotação da atmosfera.

Ambrizzi et al. (1995) mostraram que a distribuição de K_s pode ser usada para inferir a localização de linhas críticas e dos guias de ondas estacionárias de Rossby, que estão associadas a atuação das correntes de jato. Conforme Müller e Ambrizzi (2007), regiões zonalmente orientadas com valores relativos altos de K_s limitados por valores baixos ao norte e sul, geralmente estão associadas a presença de intensa correntes de jato, e indicam os locais favoráveis para guiar ondas de Rossby. Portanto, o campo de K_s pode ser usado para ilustrar qualitativamente os efeitos do estado básico no fluxo zonal e na propagação das ondas estacionárias de Rossby. Ao longo do JS do Hemisfério Sul encontram-se os ventos zonais máximos, e um máximo de K_s , com números de onda 6 e 7. No lado polar do JS a presença de uma região onde $K_s=0$ inibe a propagação das ondas de Rossby, constituindo um limite para a propagação das ondas, e um duto para os jatos que atuam como guias de ondas. Na região equatorial a propagação destas ondas é inibida devido à presença de uma linha crítica resultante da transição do fluxo zonal das latitudes médias para o fluxo de leste na região equatorial.

2.2.1 Padrões de propagação de ondas de Rossby

Conforme Ambrizzi et al. (1995), a propagação das ondas de Rossby depende do estado básico em que elas se propagam e do local da fonte geradora dessas ondas. Durante o inverno, as regiões de convecção tropical encontram-se localizadas na região de atuação da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ), na região equatorial do sudeste da Ásia, e em torno da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS). Essas áreas constituem uma fonte importante para geração de ondas, sendo que as áreas de convecção anômala e a posição da fonte de calor podem ser identificadas através da radiação de onda longa (ROL) (MÜLLER et al., 2008). Como o aquecimento tropical associado a anomalias positivas de temperatura da superfície do mar desempenha um papel fundamental na geração das ondas de Rossby, que por meio do forçamento da convecção tropical que intensifica a circulação de Hadley em grande escala (TRENBERTH et al., 1998), a divergência (convergência) na troposfera dos trópicos (subtrópicos) resulta em vortacidade anômala que é a principal fonte de geração das ondas de Rossby (SARDESHMUKH; HOSKINS, 1988). Ao disparar os trens de ondas, o aquecimento tropical é conectado à circulação

atmosférica extratropical (AMBRIZZI et al., 1995;), sendo este um dos principais mecanismos de teleconexões (QIN; ROBINSON, 1993).

Müller e Ambrizzi (2007) estudaram a propagação de ondas de Rossby usando dois estados básicos, um composto por invernos de máxima frequência de GG na PH, e outro composto por uma frequência mínima. Segundo os autores, no caso dos invernos de máxima frequência, a extensão longitudinal de $K_s=0$ no lado polar do JS é maior, chegando próximo da AS. Nos invernos de frequência mínima, a extensão longitudinal de $K_s=0$ é menor. A presença de uma região de $K_s=0$ no oeste da Argentina, nos invernos de frequência mínima, coincide com a principal região de entrada dos sistemas transientes na AS. Nos invernos de frequência máxima, a separação entre os guias de onda subtropical e polar termina imediatamente a oeste do cone sul da AS. No continente existe uma região de K_s mínimo, mas não zero, que faz com que as ondas em latitude subtropical sejam desviadas para sul, encontrando as ondas polares não mais retidas pelo guia de onda polar, permitindo a coincidência de fase entre as ondas no sul da AS. No estado básico de frequência mínima, os guias de onda subtropical e polar são mais curtos, e as ondas podem se propagar livremente antes de chegar à AS, dificultando a interação entre as mesmas. Os autores mostraram que nos dois estados básicos os números de onda 6 e 7 são encontrados ao longo da região do JS, enquanto o número de onda 3 domina na região do JP. Um esquema conceitual sobre os mecanismos de teleconexão que atuam durante os invernos de frequência máxima de ocorrência de GG foi elaborado pelos autores, e é mostrado por meio da Figura 10 de Müller e Ambrizzi (2007).

Müller e Berri (2007) estudaram a circulação associada a GG com diferentes estágios de persistência, agrupando os eventos de acordo com o número de dias que as GG persistiram (de um até quatro dias de persistência). Segundo os autores, a amplitude da onda em altos níveis é maior nos eventos mais persistentes. A permanência e intensidade das anomalias dependem do caráter quase estacionário dos trens de ondas de Rossby que se propagam pelo OP e chegam à AS. Para persistência de um dia os autores mostraram que o trem de ondas se inicia no centro-leste do OP, e se propaga através das latitudes médias do Hemisfério Sul, inicialmente orientado para sul, e depois, à medida que se aproxima da AS, curva-se em direção ao Equador. Ao chegar ao continente, o trem de onda afeta todo o cone sul, progredindo para nordeste. Nos episódios persistentes, ocorre um trem de ondas duplo, em que as ondas se propagam através das latitudes subtropicais e subpolares

do OP, e se fundem em um único trem de ondas antes de entrar no continente. Isso favorece o desenvolvimento de uma intensa anomalia de vento sul com grande extensão meridional, de estrutura barotrópica, que intensifica a circulação anticiclônica, contribuindo para uma onda de frio persistente e sustentada. Esta estrutura barotrópica fria é uma característica dos eventos extremos de temperatura e pode se estender por até 25° de latitude, em latitudes médias (GARFINKEL; HARNIK, 2017). Müller e Berri (2007) mostraram que no caso de GG menos persistentes, em que há um único trem de onda, ocorre confluência de anomalias do vetor vento em altos níveis na região de entrada do JS na AS. A situação acelera o jato e induz uma circulação meridional secundária, como mostrado também em Vera e Vighiarolo (2000), e intensifica o anticiclone de superfície, auxiliando em sua propagação meridional para latitudes baixas. Na ocasião de um trem de onda duplo associado a GG persistentes, a confluência das anomalias do vetor vento na região de entrada do JS ocorrem mais a leste, até a longitude de 25°W. Essa configuração induz uma circulação meridional secundária com um ramo subsidente que se move lentamente para o leste junto com o anticiclone de superfície, o que implica num menor deslocamento meridional, e maior persistência da GG na Argentina. Consequentemente a ocorrência de geada no SBR é desfavorecida, apesar de se verificar queda de temperatura na região supracitada.

A circulação associada a GG de persistência extrema na PH foi analisada por Müller e Berri (2011). Ao analisar um episódio individual, ocorrido em julho de 1988, os autores encontraram uma crista bastante amplificada em 500 hPa localizada em aproximadamente 120°W, associada a uma intensa anomalia anticiclônica em latitudes polares. A maior amplitude da onda, por toda profundidade da troposfera, acarreta enfraquecimento dos ventos de oeste devido à diminuição do gradiente meridional de pressão. As anomalias positivas de vento meridional, a montante da AS, apresentam dimensões excepcionais, com acentuada propagação zonal e grande extensão meridional. A situação garante as condições favoráveis para que ocorra intensa advecção de ar frio, entre as latitudes polares e tropicais. Um duplo trem de ondas atua ao longo das latitudes do JS e do JP, e se funde em um único padrão de anomalia positiva de vento meridional antes do primeiro dia de GG de persistência extrema. Conforme os autores, a persistência da geada é condicionada pela dinâmica de altos níveis em grande escala, principalmente devido ao tipo de propagação do trem de ondas e da posição da confluência do vento na região de entrada do JS. Se

a confluência estiver localizada mais a leste, sobre a AS e o trem de ondas estiver essencialmente zonal, o anticiclone em baixos níveis manterá o resfriamento sobre a AS por mais tempo. Conseqüentemente a circulação da célula meridional transversal ao jato, intensificará o anticiclone de superfície. Do contrário, se a confluência estiver mais a oeste, e o trem de ondas estiver orientado de forma meridional, a persistência não será favorecida, a célula meridional será mais fraca, garantindo menos suporte ao anticiclone de superfície, que descreverá uma trajetória mais rápida. No entanto a confluência do fluxo na entrada do JS é uma condição necessária, mas não suficiente, para a persistência das GG. Muito dessa persistência se deve ao estado básico em que elas ocorrem.

Müller et al. (2008) realizaram uma série de experimentos numéricos usando os estados básicos mencionados em Müller e Ambrizzi (2007). Os autores usaram o modelo baroclínico *Intermediate Global Circulation Model* (IGCM) para gerar ondas de Rossby nos dois estados básicos. Para isso usaram uma função cosseno que gerou um aquecimento de 5°C/dia, com amplitude máxima em 400 hPa, decaindo para zero no topo e na superfície, o equivalente a uma liberação de calor latente associada a 10 mm de precipitação. Em cada um dos experimentos os autores aqueceram diferentes locais dos oceanos Pacífico e Índico, que correspondem aos locais onde foram verificadas anomalias de ROL no composto de máxima frequência de GG (Figura 1 do trabalho de Müller et al. (2008)). Os autores mostraram um padrão de propagação da onda de Rossby em forma de arco, partindo do local da forçante térmica em 15°S-170°E. No estado básico de máxima frequência de GG, inicialmente o trem de ondas estava direcionado para sudeste e depois para o Equador. A mudança no comportamento da propagação se deve as restrições impostas por $K_s=0$ em torno de 40°S. Quando este trem de ondas chega à AS, causa anomalia positiva de vento meridional em baixos níveis, que implica em advecção de ar frio e seco na AS. O resultado do experimento com o estado básico de frequência mínima, com a fonte de calor na mesma posição, mostrou uma configuração diferente, com anomalias positivas de temperatura em superfície na região nordeste da Argentina, sendo que em níveis baixos, a circulação não produziu uma condição favorável para a ocorrência de geadas. Além disso, o padrão da propagação do trem de ondas em altos níveis foi diferente, com dois trens de ondas que partem da fonte de calor. Um se propagando para o norte, alcançando a AS em latitudes tropicais, e outro na em direção ao Atlântico passando pelo extremo sul da AS. Quando as forçantes foram colocadas em

locais que não correspondiam às anomalias de ROL, não se estabeleceu um padrão de ondas que poderia gerar GG no nordeste da Argentina. Desse modo os autores concluíram que a estrutura do estado básico e a posição da forçante térmica, é fundamental para determinar os padrões de teleconexão que podem resultar em GG na AS.

3 Metodologia

3.1 Área de estudo

O estado do Paraná é uma unidade da federação brasileira que compreende um território de 199.305 km² (IBGE, 2018) onde o norte do estado situa-se sob o trópico de Capricórnio. O clima predominante, de acordo com a classificação de Köppen-Geiger revisada por Kottke et al. (2006) é Subtropical Mesotérmico Úmido (Cfa), com a presença do clima Subtropical Mesotérmico de verões frescos (Cfb) nas localidades de maior altitude e latitude. Para representar a topografia da região usou-se o conjunto de dados *2-Minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2)*, disponível em <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo2.html>.

3.2 Dados e critérios de classificação

Müller et al. (2000) estabeleceram alguns critérios para estudar os episódios de geadas na região da PH. Segundo os autores, o número de dias de geada refere-se ao número de dias com T_{min} menor ou igual a 0°C. A intensidade da geada foi definida em função da T_{min}: o número de dias com geada fraca refere-se ao número de dias com T_{min} no intervalo [0°C, -1°C); geada de intensidade moderada, quando a T_{min} está no intervalo [-1°C, -3°C); e dias com geada forte quando a T_{min} entre [-3°C, -10°C).

Para cada dia de geada, Müller et al. (2000) calcularam a razão entre o número de estações com geadas e o número total de estações com dados disponíveis no dia. Esta relação foi usada pelos autores para classificar os episódios de acordo com sua abrangência espacial: se a porcentagem de estações com geadas for inferior a 25% o episódio foi classificado como isolado; se a porcentagem de estações com geada estiver no intervalo 25% e 75%, o episódio é classificado como parcial; e se a porcentagem de estações com geadas for maior ou igual a 75%, os episódios são classificados como generalizados. As estações com dados ausentes no dia foram extraídas da amostra para evitar resultado ambíguo.

Para determinar os dias de geada foi usado um conjunto de dados de temperatura mínima diária a 2 metros de 40 estações meteorológicas automáticas do

Sistema de Tecnologia e Monitoramento Ambiental do Paraná (SIMEPAR), que compreende o período entre os anos de 1999 e 2020. Para assegurar a consistência espacial e temporal das análises, foram selecionadas apenas as EM que apresentaram até 10% de dados ausentes. Além disso, em três EM não foram observadas condições que atendem ao critério das geadas de Müller et al. (2000). Duas destas estações estão localizadas no litoral paranaense, e uma na extremidade norte do estado. As três estações foram consideradas livres de geadas. Dessa forma, 35 estações foram selecionadas para o estudo, das quais 32 apresentaram condições para geadas.

3.3 Análise estatística

3.3.1 Análise de Agrupamento Hierárquico

Como a topografia do estado do Paraná é diferente daquela em que os critérios de Müller et al. (2000) foram originalmente estabelecidos, foi realizado um teste de similaridade entre as EM, usando Análise de Agrupamento Hierárquico (AAH) com o método da variância de mínima de Ward (equação 8). O objetivo foi identificar similaridades e padrões de distribuição da ocorrência de geadas. A análise foi realizada usando o *software* estatístico R, versão 4.0.2, e a função de agrupamento hierárquico da biblioteca *Open Source SciPy*, em linguagem *Python*, disponível em <https://www.scipy.org>.

Conforme Wilks (2011) o agrupamento hierárquico é uma ferramenta de análise exploratória de dados que permite definir grupos e atribuir associações entre eles, ajudando a sugerir bases físicas para a estrutura observada nos dados. O procedimento é aglomerativo, e cada um dos grupos é formado pela fusão de um par de grupos definidos em um estágio anterior. Neste trabalho, os vetores de observação, que compõem as linhas da matriz de dados $[x]$ ($n \times k$), referem-se a observações de T_{min} dos dias em que houve geada em pelo menos uma estação meteorológica (EM) contida no espaço amostral, o estado do Paraná. Se em uma EM isto for verdadeiro, o valor atribuído ao elemento do vetor é 1, caso contrário, se falso, o valor atribuído é 0. Ao final foram somados todos os elementos, e organizados de modo que o total represente o número de dias com geada em cada ano.

O método de variação mínima de Ward, ou simplesmente o método de Ward, foi escolhido para a AAH. O método consiste em escolher qual par de grupos deve ser mesclado em cada etapa, de forma que minimize a soma das distâncias quadradas entre os pontos e os centróides de seus respectivos grupos, sendo calculado para cada par de possíveis grupos existentes (equação 8).

$$W = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{NG} \|\vec{x}_i - \vec{x}_g\|^2 = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{NG} \sum_{k=1}^k (\vec{x}_{ik} - \vec{x}_{gk})^2 \quad (8)$$

A análise de agrupamento hierárquico, convencionalmente ilustrada por meio de um dendrograma, começa nos “galhos” da árvore, quando cada uma das n observações de $[x]$ constitui seu próprio grupo. Em seguida um par de ramificações é unido em cada etapa à medida que os grupos mais próximos são mesclados. As distâncias entre esses grupos também são indicadas no dendrograma. Como exposto por Wilks (2011), um problema na análise de agrupamento é a escolha de qual estágio será escolhido como a solução final, no qual deve-se parar a fusão adicional de grupos. Na prática o número de grupos para um determinado problema é uma escolha subjetiva, mas uma abordagem tradicional para determinar o nível de parada é inspecionar um gráfico de distâncias entre os grupos mesclados em função do estágio da análise (Figura 1b). No início do processo, quando os grupos semelhantes estão sendo mesclados, as distâncias são pequenas e aumentam pouco de uma etapa para outra, mas no final do processo, pode haver apenas alguns grupos separados por grandes distâncias. O processo pode ser interrompido no ponto em que as distâncias entre os grupos mesclados aumentam acentuadamente. Como exposto por Brito et al. (2017) outra informação que pode ser derivada da análise de agrupamento é que quanto menor a distância entre os elementos dos grupos, maior é sua similaridade.

3.3.2 Análise de Componentes Principais

Conforme Wilks (2011), a análise de componente principal, ou função ortogonal empírica (EOF), é uma técnica usada para reduzir um conjunto de dados que contém um grande número de variáveis para um conjunto de dados que contém menos novas variáveis. Partindo das observações de x vetores de dados ($K \times 1$), o EOF encontra ($M \times 1$) vetores u cujos elementos são combinações lineares que contém a maioria das

informações contidas na coleção original de $[x]$. A ACP é mais eficaz quando a compactação de dados pode ser alcançada com $M \ll K$. Essa situação ocorre quando existem correlações substanciais entre as variáveis em $[x]$, do que no caso em que $[x]$ contém informações redundantes. O primeiro EOF, u_1 , é a combinação linear que representa a maior variabilidade conjunta entre as observações originais. Os componentes principais (CP) subsequentes representam as combinações lineares das maiores para as menores variabilidades conjuntas. O Objetivo do uso do EOF neste estudo foi verificar a variabilidade conjunta da T_{min} nos dias em que ocorreram geadas no Paraná. Ainda segundo Wilks (2011), a análise CP tem o potencial de fornecer informações substanciais sobre as variações espaciais e temporais exibidas nos campos das EOFs.

Como a análise compreende apenas dados de temperaturas mínimas em dias de geada, isto é, dados de mesmas unidades, os EOFs foram calculados usando a matriz de covariância $[S]$, mais indicada para esta finalidade (WILKS, 2011). O procedimento matemático foi calculado usando o *software* estatístico R, versão 4.0.2, conforme a equação 9, e os resultados foram interpolados usando a função *interpolate_to_grid* pertencente a coleção de ferramentas em *Python*, *MetPy*, disponível em <https://unidata.github.io/MetPy>.

$$[S]_{(KxK)} = \frac{1}{N-1} [x']^T_{(KxN)} [x']_{(NxK)} \quad (9)$$

onde $[S]$ é a matriz de covariância e $[x']$ é a matriz de anomalias das variáveis originais, conforme a equação 10.

$$[X']_{(NxK)} = [X]_{(NxK)} - \frac{1}{N} [1]_{(NxN)} [x]_{(NxK)} \quad (10)$$

Para reduzir a dimensão dos dados e avaliar a variabilidade conjunta dos mesmos, foi estabelecido o truncamento de CP de modo a serem retidos apenas os componentes que representam uma "fração suficiente" das variações originais dos dados de T_{min} . Foram testados quatro critérios que sugerem valores críticos suficientes para representar a variabilidade conjunta dos dados: o critério de fração da variância total (equação 11), retendo os EOFs que representam entre 70 e 90% da variância total conforme Jolliffe (2002), o critério proposto por Kaiser (equação 12), e

o critério *Broken Stick* (equação 13), além de uma abordagem essencialmente subjetiva que não envolve inferência estatística quantitativa, apresentado na forma de gráfico, conhecido como *Scree Plot* (Figura 3a), onde um ponto de inflexão é tomado como ponto de corte do truncamento. Após as análises destes critérios cinco CP foram selecionadas, e estão mostradas na Figura 3.

$$R_m^2 = \frac{\lambda_m}{\sum_{k=1}^k \lambda_m} \geq R_{critico}^2 \quad (11)$$

onde λ_m é o autovalor correspondente ao componente principal e $70\% \leq R_{critico}^2 \leq 90\%$

$$\text{Retém-se } \lambda_m \geq \frac{1}{k} \sum_{k=1}^k S_{k,k} \quad (12)$$

$$\text{Retém-se } \lambda_m \geq \sum_{j=m}^k \frac{1}{j} \frac{1}{k} \sum_{k=1}^k S_{k,k} \quad (13)$$

3.4 Análise sinótica e de grande escala

Os dados empregados na análise sinótica dos episódios de GG, e na análise de grande escala, são da quinta geração da reanálise do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Atmospheric Reanalyses of the Global Climate (ERA5)*, desenvolvida no *Copernicus Climate Change Service - Climate Data Store (CDS)* (HERSBACH et al. 2019). A reanálise possui resolução horizontal de 0.25° de latitude e longitude, intervalo de tempo de 1 hora, e 37 níveis de pressão.

Para o período de cinco dias antes, até um dia após os episódios, foram gerados campos de: magnitude do vento e linha de corrente em 250hPa e 850hPa; temperatura do ar e advecção de temperatura em 850 hPa; ω ; advecção de vorticidade e altura geopotencial em 500 hPa; espessura da camada entre 1000 hPa e 500hPa; pressão ao nível médio do mar. Os campos de anomalia, calculados usando a média de JJA no período entre 1981 e 2010, foram calculados para: o vento zonal e vetor vento em 250 hPa; altura geopotencial de 250 hPa e 850 hPa; vento meridional em 250 hPa.

A nebulosidade associada aos episódios foi observada por meio de imagens de satélite, disponibilizadas pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DSA/INPE), dos quais foram usados o

canal IV (infravermelho) do satélite GOES-8, e o canal visível dos satélites GOES-13 e GOES-16.

A análise de grande escala foi empreendida para os invernos do Hemisfério Sul (JJA), usando três estados básicos diferentes: o primeiro corresponde ao campo médio dos invernos em que foram observadas GG; o segundo corresponde aos invernos com frequência de geada acima do limite superior do desvio padrão $+\sigma$; o terceiro corresponde ao campo médio dos invernos com frequência de geada abaixo do desvio padrão ($-\sigma$). A frequência de geadas dos invernos $+\sigma$ e $-\sigma$ independe da área de abrangência dos episódios. A Tabela 1 mostra os invernos que integram cada um dos estados básicos analisados.

Tabela 1: Conjunto de invernos considerados na análise de grande escala.

Invernos com GG	Invernos $+\sigma$	Invernos $-\sigma$
2000	2000	2002
2013	2011	2014
2019	2016	2015

Para avaliar o estado básico dos invernos, usou-se o nível de 250 hPa, onde foram gerados campos do componente zonal do vento, de onde os campos de β^* , e K_s , foram calculados conforme as equações 6 e 7, respectivamente. O campo de fonte de ondas de Rossby (equação 2), vetor irrotacional e χ (equação 2, termo da direita) foram calculados usando a biblioteca em *Python windspharm* (DAWSON, 2016), disponível em <https://ajdawson.github.io/windspharm/latest/#>. Também foram gerados campos de anomalias de ROL e temperatura da superfície do mar (TSM).

4 Resultados e Discussão

4.1 Análise de agrupamento hierárquico

A Figura 1 apresenta os resultados da AAH. A Figura 1a mostra, por meio de um dendrograma, que três grupos foram estabelecidos: o grupo 1 (G1) conta com 14 EMs, sendo o subconjunto com o maior número de elementos; o grupo 2 (G2) conta com 12 EMs; o grupo 3 (G3) tem 6 EMs. Três EM não apresentaram condições para geodas e foram excluídas da análise. A Figura 1b apresenta o gráfico das distâncias entre os grupos e os estágios da AAH. A distância entre os grupos aumenta acentuadamente do estágio 29 para o estágio 30, indicando que a análise pôde ser parada após o estágio 30, resultando nos três grupos. A Figura 1c mostra a distribuição espacial dos elementos de cada um dos grupos. Os elementos foram sobrepostos a topografia do relevo do estado do Paraná.

O G1 contém EMs localizadas nas extremidades norte e oeste do território. Neste grupo, as quatro EMs localizadas no setor norte (Cambará, Londrina, Apucarana e Maringá) estão em altitude superior a 500 metros. Outras oito EMs deste grupo, no setor oeste (Umuarama, Guaíra, Assis Chateaubriand, Santa Helena, São Miguel do Iguaçu, Foz do Iguaçu, Salto Caxias e Salto Osório), estão em altitude inferior a este limiar. Este fato indica que o G1 associou as EMs localizadas em menor altitude do oeste, com as EMs de maior altitude do norte, havendo, portanto, uma compensação da altitude para as EMs do setor norte, ao serem associadas ao G1. O mesmo é válido para as EMs do Oeste, onde a maior latitude compensa a menor altitude. Existem duas exceções: uma estação no centro do estado do Paraná (Palmital) e outra no Leste, (Cerro Azul), acima de 500 metros e próximas da latitude de 25°S. Este resultado mostra que pode haver contribuição da longitude no estabelecimento dos elementos do G1.

O G2 contém EMs localizadas ao sul do paralelo de 24°S: cinco estão localizadas em altitudes entre 500 e 750 metros acima do nível médio do mar (Telêmaco Borba, Cândido de Abreu, Campo Mourão, Cascavel e Toledo), e sete estão entre 750 e 1000 metros (Pinhais, Curitiba, Jaguariaíva, Ponta Grossa, Fernandes Pinheiro, Foz do Areia, e Pato Branco). Desse modo pode haver uma contribuição da longitude que beneficie EMs que se encontram em menor altitude, no setor oeste, associando-as ao G2.

O G3 contém EMs que se encontram em maior altitude e latitude. Estas EMs estão próximas (Lapa, União da Vitória) ou acima de 1000 metros de altitude (Guarapuava, Entre Rios, Palmas), no setor sul do estado. Uma exceção foi encontrada: a EM de Palotina, no setor oeste, foi associada ao G3, com características geográficas semelhantes aos membros do G1.

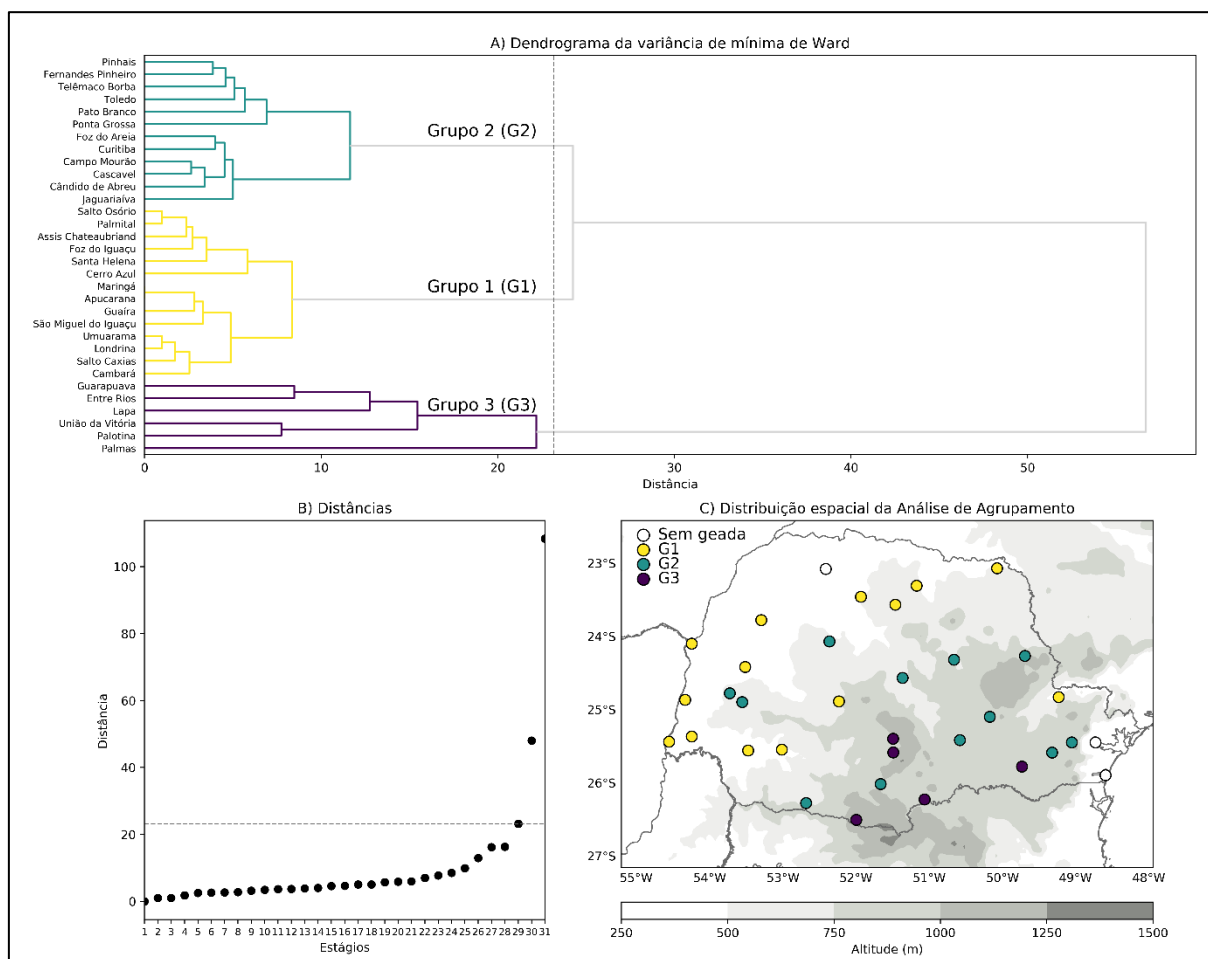


Figura 1 - a) Dendrograma da análise de agrupamento: a variável número de dias de geada foi analisada usando o método da variância de mínima de Ward. b) Gráfico das distâncias entre os grupos em função do estágio da análise de agrupamento. c) distribuição espacial dos grupos gerados pela AAH. Os grupos foram sobrepostos à topografia do relevo (ETOPO2 v2).

A Figura 2 mostra a frequência anual dos dias de geada, a variável empregada na AAH. Para cada EM os episódios foram classificados de acordo com sua intensidade. A intensidade dos episódios foi determinada pela T_{min} no dia da geada, conforme os critérios de Müller et al. (2000). O grupo ao qual pertence cada EM é indicado junto ao nome da localidade onde a EM está localizada. O painel mostrado na Figura 2 exhibe as diferenças entre os grupos, por meio da frequência e intensidade dos episódios. O G1 é composto por EMs que apresentam poucos episódios de

geada: as EMs localizada nos municípios de Umuarama, Maringá e Apucarana observaram apenas um episódio de fraca intensidade. Nas demais EMs do G1 a frequência de episódios é maior, com intensidade fraca e moderada. Para EMs do G2 observa-se frequência maior, contendo geadas de intensidade fraca, moderada e forte. A única exceção é a EM localizada no município de Curitiba, onde não foram verificadas geadas de intensidade forte. O ano de 2015 não apresentou geada em nenhuma EM do G2. O G3 contém EMs que apresentam a maior frequência de episódios, bem como geadas de maior intensidade. As localidades de Guarapuava, Entre Rios e Palmas são as que apresentaram o maior número de episódios, seguidas por União da Vitória, Lapa e Palotina. Com exceção da última, as demais EMs do G3 encontram-se no setor sul do PR, em elevada altitude. Para a EM localizada no município de Palotina, em particular, fatores de menor escala, não avaliados neste trabalho, podem estar associados ao maior número de episódios.

A relação entre o número de dias de geada no estado do Paraná, com a altitude e a latitude, é conhecida e documentada na literatura. Os trabalhos de Grodzki (1996), Guetter e Zaicovski (1999), Kim et al. (2003), Wrege et al. (2004), Oliveira e Borrozzino (2017) indicaram, previamente, que a maior frequência, intensidade, e persistência destes episódios ocorre em função destas variáveis. Dessa forma, espera-se que apenas um evento frio excepcional pode provocar uma geada nas localizadas onde estão as EMs do G1. Do mesmo modo, quando uma geada é observada nas localidades onde estão as EMs do G1, e principalmente aquelas localizadas no setor norte, é coerente afirmar que a abrangência dos episódios é generalizada no estado do Paraná, com a intensidade máxima das geadas relatadas nas EMs dos demais grupos, sobretudo àquelas pertencentes ao G3.

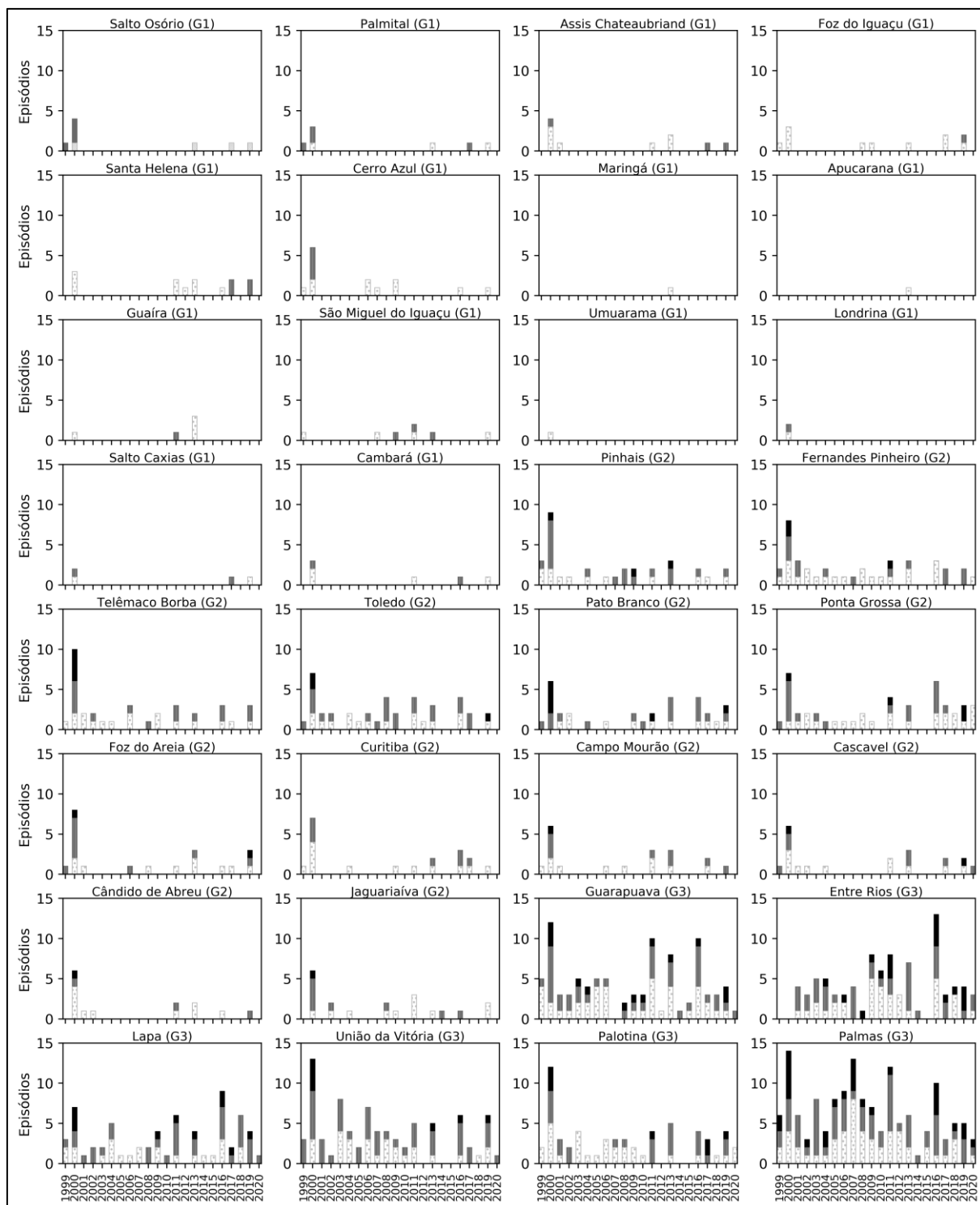


Figura 2 - Frequência de episódios de geada fraca (pontilhado), moderada (listras em cinza) e forte (em preto) em cada EM entre 1999 e 2020.

4.2 Análise de componentes principais

A Figura 3 apresenta o resultado da análise de CP. A Figura 3a mostra o gráfico *Scree Plot*. Junto ao gráfico foram plotadas curvas que representam os testes Broken

Stick, Kaiser e Jolliffe. Visualmente o gráfico indica que as 3 primeiras CP são suficientes para representar a variabilidade conjunta de T_{min} em dias de geada. O teste Broken Stick indica apenas as duas primeiras CP como representativas para a análise. Os testes de Kaiser e Jolliffe foram menos restritivos, indicando que a quarta e quinta CP podem ser consideradas na análise. A Figura 3b-f mostra as cinco CPs analisadas. 60,5% da variabilidade conjunta de T_{min} durante episódios de geada pode ser explicada pela primeira CP, mostrada na Figura 3b. O padrão espacial resultante dos elementos do primeiro autovetor indica uma situação que pode estar associada a menores valores de T_{min} no setor sul, onde estão localizadas as estações do G3. A magnitude dos elementos do primeiro autovetor é menos negativa nesta região. Por outro lado, T_{min} mais elevadas ocorrem entre o setor norte e leste, onde a magnitude dos elementos é menor. A segunda CP (Figura 3c), apresenta uma situação onde a propagação meridional do ar frio ocorre no setor oeste, favorecendo T_{min} mais baixas neste setor, correspondendo à 13,1% da variabilidade conjunta de T_{min} em dias de geada. A terceira CP (Figura 3d) indica uma situação em que as geadas são favorecidas no setor sul-sudeste. Neste caso as magnitudes positivas dos elementos do terceiro autovetor, podem estar associadas a T_{min} mais baixas. Essa situação pode ser uma referência ao deslocamento zonal dos sistemas sinóticos, isto é, quando o centro de alta pressão pós-frontal começa deixar o território paranaense em direção ao oceano adjacente. As EOFs 4 e 5 indicam situações que podem favorecer a ocorrência de geadas localmente, não havendo homogeneidade na variabilidade conjunta de T_{min} entre as EMs ou entre os grupos da AAH, provavelmente associada a ocorrência de geada de radiação.

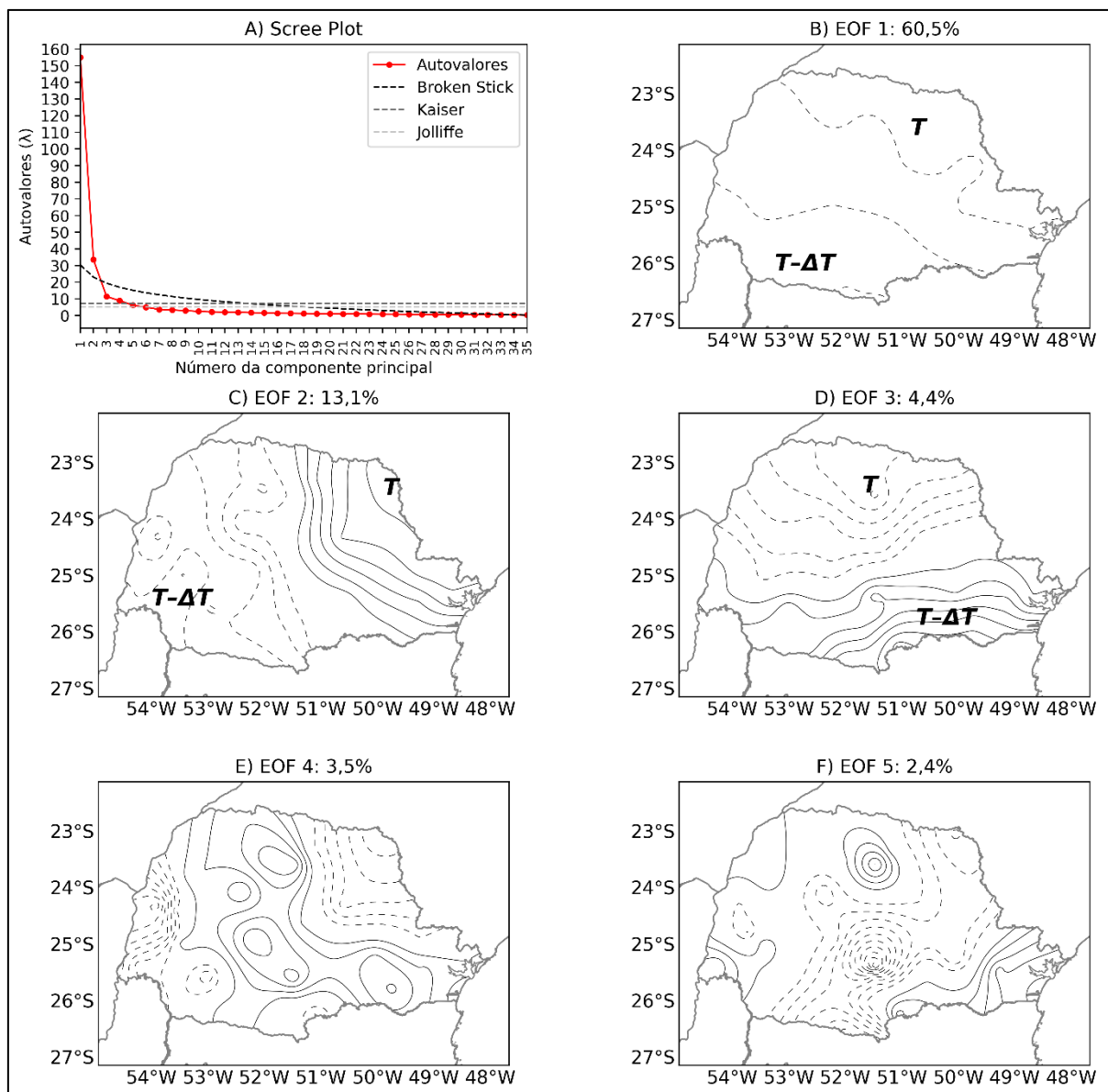


Figura 3 - a) Gráfico Scree Plot. A curva em vermelho indica os elementos pertencentes ao traço da matriz de autovalores. A curva tracejada em preto representa o limite crítico de truncamento do critério Broken Stick. As curvas tracejadas em cinza representam o limite crítico de truncamento proposto pelas regras de Kaiser e Jolliffe. b-d) Distribuição espacial dos autovetores referentes as cinco EOFs, calculados usando matriz de covariância. Os valores percentuais acima de cada mapa representam as proporções da variância total. Os padrões mostrados reproduzem a distribuição de T_{min} em dias de geada. Curvas sólidas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) dos elementos de cada autovetor. A letra T refere-se aos locais onde espera-se encontrar os valores mais elevados de T_{min}, enquanto T - ΔT indica os prováveis locais onde T_{min} é menor.

4.3 Abrangência dos episódios: geadas isoladas, parciais e generalizadas

A Figura 4 mostra a frequência anual dos episódios de geada, classificados conforme a área de abrangência. Episódios isolados são relativamente frequentes quando comparados aos demais. Foram encontrados 175 episódios de geada isolada, com uma frequência média anual de 7,6. Os que apresentaram abrangência parcial

somam 28, com frequência média anual de 1,2 episódios. Apenas 5 (frequência anual de 0,2 episódios) apresentaram abrangência generalizada. Nos episódios generalizados a isoterma de 0°C alcançou as latitudes tropicais e as baixas altitudes, onde estão localizadas as EMs do G1, sendo possível afirmar que um episódio de GG no estado do Paraná é aquele onde as geadas ocorrem até mesmo nas localidades que se encontram na situação geográfica menos favorável.

A frequência média anual de episódios de geadas no estado do Paraná, independentemente de sua abrangência, equivale a 9,0, com desvio padrão de 4,5, sendo este índice representativo da variabilidade interanual. Os anos de 2000, 2011 e 2016 foram anos com geadas acima do desvio padrão. Os anos de 2002, 2014 e 2015 foram anos onde o número de dias com geadas ficou abaixo do desvio padrão. Os anos em que o número de dias de geada ficou abaixo do desvio padrão coincidem com anos associados a eventos de El Niño (EN), como o EN de 2002-2003 e 2014-2015. Por outro lado, os anos em que o maior número de geadas foi observado ocorreram em meio a uma sequência de anos com La Niña (LN), como a LN entre 1998-2001, 2010-2012, e 2016-2017. As informações sobre os eventos EN-LN foram obtidos diretamente do site do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), e estão disponíveis em https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. Estes resultados mostram que a frequência anual mínima (máxima) de geadas no estado do estado do Paraná parece estar bem correlacionada com eventos EN (LN). No entanto, no que se refere a episódios de abrangência generalizada, estes podem estar associados a fatores de diferentes escalas, como a localização dos sistemas meteorológicos em cada caso, devido a forçantes dinâmicas, termodinâmicas, ou remotas intensificadas, uma vez que episódios de GG ocorreram em anos de LN (2000), em anos neutros (2013) e em anos de EN (2019).

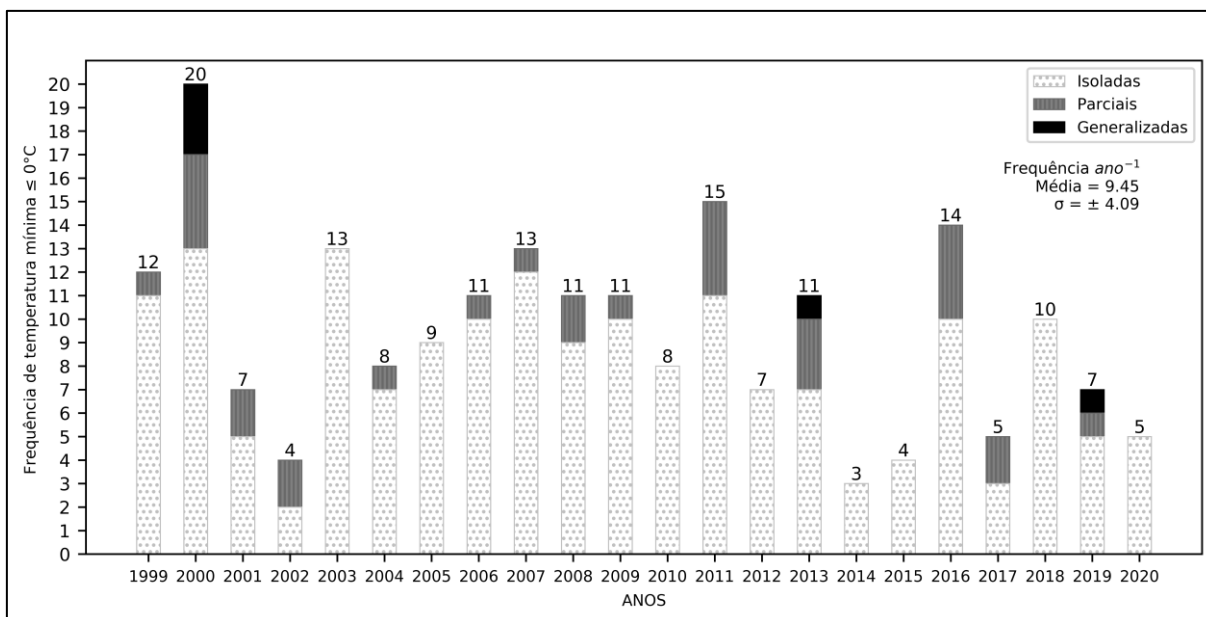


Figura 4 - Frequência de dias com geadas isoladas (colunas pontilhadas), parciais (colunas em cinza escuro) e generalizadas (colunas em preto) no estado do Paraná entre 1999 e 2020. O número total de episódios de geada em cada ano é mostrado na extremidade superior das colunas.

A Tabela 2 indica as datas em que ocorreram geadas de abrangência parcial e generalizada. Episódios parciais ou generalizados são antecidos ou sucedidos por episódios de menor abrangência. Para as geadas parciais, os sistemas de escala sinótica podem favorecer a ocorrência de 2 a 6 dias consecutivos de geadas, sendo verificados 15 situações em que a abrangência máxima da geada no território foi parcial. Já os sistemas sinóticos associados aos episódios de GG podem causar de 4 a 10 dias consecutivos de geadas. Foi observado que no dia seguinte aos episódios de GG ocorrem geadas parciais, que podem ser sucedidos por um terceiro episódio isolado no dia subsequente. Três eventos sinóticos distintos, associados a episódios de GG, ocorreram no período de estudo.

Tabela 2: Eventos sinóticos com episódios de geadas parciais e generalizadas. Os eventos estão separados por uma linha em branco.

Eventos com episódios parciais	Eventos com episódios generalizados
14/08/1999: isolada; 15/08/1999: parcial; 16/08/1999: isolada.	12/07/2000: isolada; 13/07/2000: generalizada; 14/07/2000: parcial;
23/07/2000: isolada; 24/07/2000: parcial; 25/07/2000: isolada; 26/07/2000: isolada; 27/07/2000: isolada.	15/07/2000: isolada; 16/07/2000: isolada; 17/07/2000: generalizada; 18/07/2000: parcial;
21/06/2001: parcial; 22/06/2001: isolada; 23/06/2001: isolada.	19/07/2000: isolada; 20/07/2000: generalizada; 21/07/2000: parcial;
28/07/2001: parcial; 29/07/2001: isolada.	
01/09/2002: isolada; 02/09/2002: parcial; 03/09/2002: parcial.	22/07/2013: isolada; 23/07/2013: parcial; 24/07/2013: generalizada; 25/07/2013: parcial; 26/07/2013: isolada.
12/06/2004: isolada; 13/06/2004: parcial; 14/06/2004: Isolada.	
04/09/2006: isolada; 05/09/2006: parcial; 06/09/2006: isolada.	05/07/2019: isolada; 06/07/2019: generalizada; 07/07/2019: parcial; 08/07/2019: isolada.
29/05/2007: isolada; 30/05/2007: parcial; 04/06/2007: isolada.	
15/06/2008: isolada; 16/06/2008: parcial; 17/06/2008: parcial; 18/06/2008: isolada.	
02/06/2009: isolada; 03/06/2009: parcial; 04/06/2009: isolada; 06/06/2009: isolada.	
27/06/2011: parcial; 28/06/2011: parcial.	
04/08/2011: parcial; 05/08/2011: isolada.	
27/08/2013: isolada; 28/08/2013: parcial.	
08/06/2016: isolada; 09/06/2016: isolada; 10/06/2016: isolada; 11/06/2016: parcial; 12/06/2016: parcial; 13/06/2016: parcial.	
17/07/2017: isolada; 18/07/2017: parcial; 19/07/2017: parcial; 20/07/2017: isolada.	

A Figura 5 mostra a extensão da área afetada pelas geadas nos episódios de GG. Também é mostrado a intensidade dos episódios conforme a T_{min} em cada EM. A geada de 17 de julho de 2000 (Figura 5a) foi a que apresentou a menor média de T_{min}, e, portanto, foi considerada a mais intensa do período. O valor médio de T_{min} foi de -2,5°C. O episódio apresentou a maior extensão da área afetada por geadas fortes, incluindo EMs do G2 e G3. Geadas moderadas foram verificadas em EMs do G1, localizadas no setor norte. No episódio de 13/07/2000 (Figura 5b) uma pequena área no setor sul foi afetada por geadas fortes. Geadas moderadas foram verificadas onde estão localizadas as EMs do G2 e G3. Geadas fracas foram observadas onde encontram-se as EMs do G1. Em associação com a análise de EOF, este episódio de GG apresenta um padrão espacial de T_{min} que se assemelha a primeira CP, mostrada na Figura 3b. No caso mais recente, de 06/07/2019 (Figura 5c), geadas fortes foram relatadas em EMs do G2 e G3 localizadas nos setores centro-oeste. Geadas moderadas afetaram uma área extensa do território, e geadas fracas alcançaram a extremidade nordeste. A distribuição espacial de T_{min} neste episódio é muito semelhante à quinta CP, mostrada na Figura 3e, que corresponde a 2,4% da variabilidade conjunta de T_{min}. No episódio de 24/07/2013 (Figura 5d) a área afetada por geadas fortes foi menor, abrangendo apenas as localidades onde estão as EMs do G3. Geadas moderadas foram observadas nas EMs do G2. Geadas fracas foram relatadas no setor norte, em algumas EMs do G1. O padrão espacial é semelhante a terceira CP da análise de EOF, que representa 4,4% da variabilidade conjunta dos dados (Figura 3d). No episódio de 20/07/2000 (Figura 5e) geadas fortes foram relatadas nas localidades onde estão as EMs do G3 e em algumas do G2. As demais estações do G2 observaram geadas moderadas. Este episódio se assemelha a terceira CP mostrada na Figura 3d. Em todos os casos não foram observadas geadas nas extremidades noroeste e litoral. Estes cinco episódios são também os mais frios observados no estado do PR durante o período de estudo, e abrangem a máxima área afetada por geadas. A análise sinótica destes cinco episódios é apresentada a seguir.

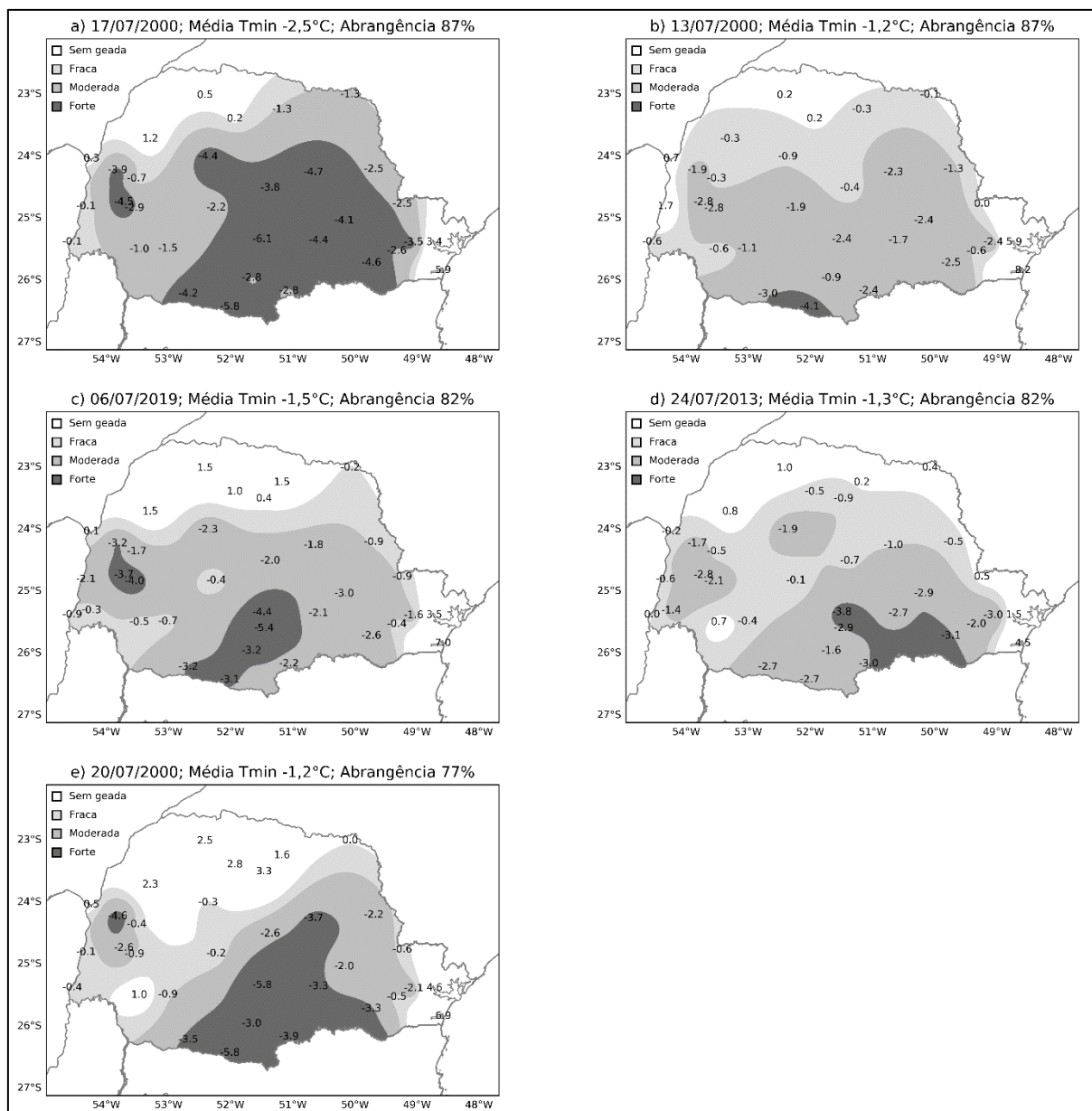


Figura 5 - Abrangência e intensidade dos episódios de GG, organizados conforme o percentual da área abrangente e média de Tmin entre as EMS.

4.4 Análise sinótica dos episódios de GG

4.4.1 Episódio de 13 de julho de 2000

Três episódios de GG ocorreram em 2000, associadas ao evento frio que se encontra entre os mais significativos ocorridos no continente desde o final do século XIX (PEZZA; AMBRIZZI, 2005). A Figura 6 mostra a sequência de imagens do satélite GOES-8, para o período que compreende três dias antes, e o primeiro dia de GG, em 13 de julho de 2000. As imagens mostram uma nebulosidade que se estende desde

a Bolívia até o OA (Figura 6a-c). A nebulosidade está associada a formação de um ciclone extratropical na costa da região SBR, denotado pela nebulosidade do tipo vírgula invertida, mais evidente no dia do episódio (Figura 6d).

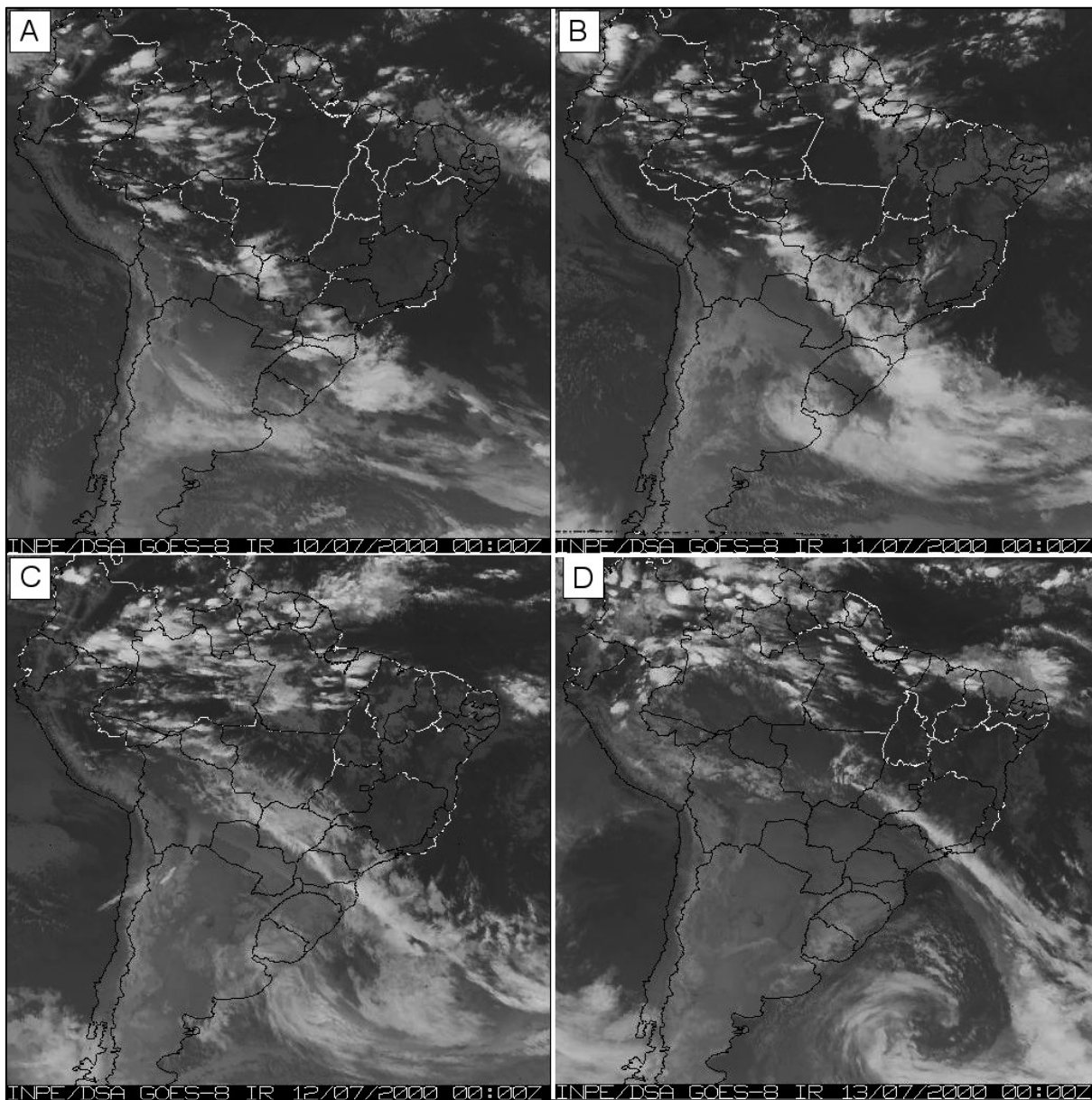


Figura 6 - Sequência de imagens do satélite GOES-8, canal IV (infravermelho), correspondente ao período entre 10/07/2000, 00Z e 13/07/2000, 00Z, em intervalos de 24 horas.

Para analisar a situação sinótica em altos níveis, a Figura 7 apresenta o campo de vento no nível de 250 hPa. A análise compreende o intervalo entre cinco dias antes, e o dia do episódio. O período é caracterizado pelo desenvolvimento de um amplo cavado de nível superior sobre a AS, inicialmente localizado a montante do continente (Figura 7a). O eixo do cavado está horizontalmente orientado de forma positiva em relação ao escoamento zonal. Conforme a literatura, espera-se que o sistema crista-cavado, apresente o eixo orientado no sentido noroeste-sudeste em episódios de ondas de frio na AS (FORTUNE; KOUSKY, 1983; GAN; RAO 1994; BERBERY; VERA, 1996; SELUCHI et al., 1998; GARREAUD, 2000; MÜLLER et al., 2005). Conforme se aproxima do continente, o cavado adquire amplitude (Figura 7b, c). Nota-se que as correntes de JS e polar contornam o cavado de altos níveis (Figura 7b-d). Esta característica indica contribuição baroclínica para o desenvolvimento do sistema (SANDERS et al., 1991; PYLE et al., 2004). Próximo ao eixo do cavado, um vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN), do tipo Palmén, é identificado. O VCAN ocorre em uma faixa de latitude e longitude apropriada, a leste dos Andes, onde a ciclogênese em altos e baixos níveis é favorecida (GAN; RAO, 1991, 1994; VERA et al., 2002; EVANS; BRAUN, 2012). No dia que antecede a GG o cavado apresenta inclinação horizontal negativa, pois o eixo horizontal encontra-se posicionado no sentido contrário a corrente zonal, com o núcleo das correntes de JS e polar em fase, corrente abaixo do eixo do cavado (Figura 7e). Ao mesmo tempo, uma ampla crista a montante da AS se estende desde latitudes tropicais até 50°S. A Figura 7f mostra que no dia da GG o cavado encontra-se localizado no OA, com o VCAN associado mais simétrico do que no dia anterior. Corrente acima do cavado, se observa a crista em latitudes subtropicais, com o JS atuando com intensidade a montante da AS.

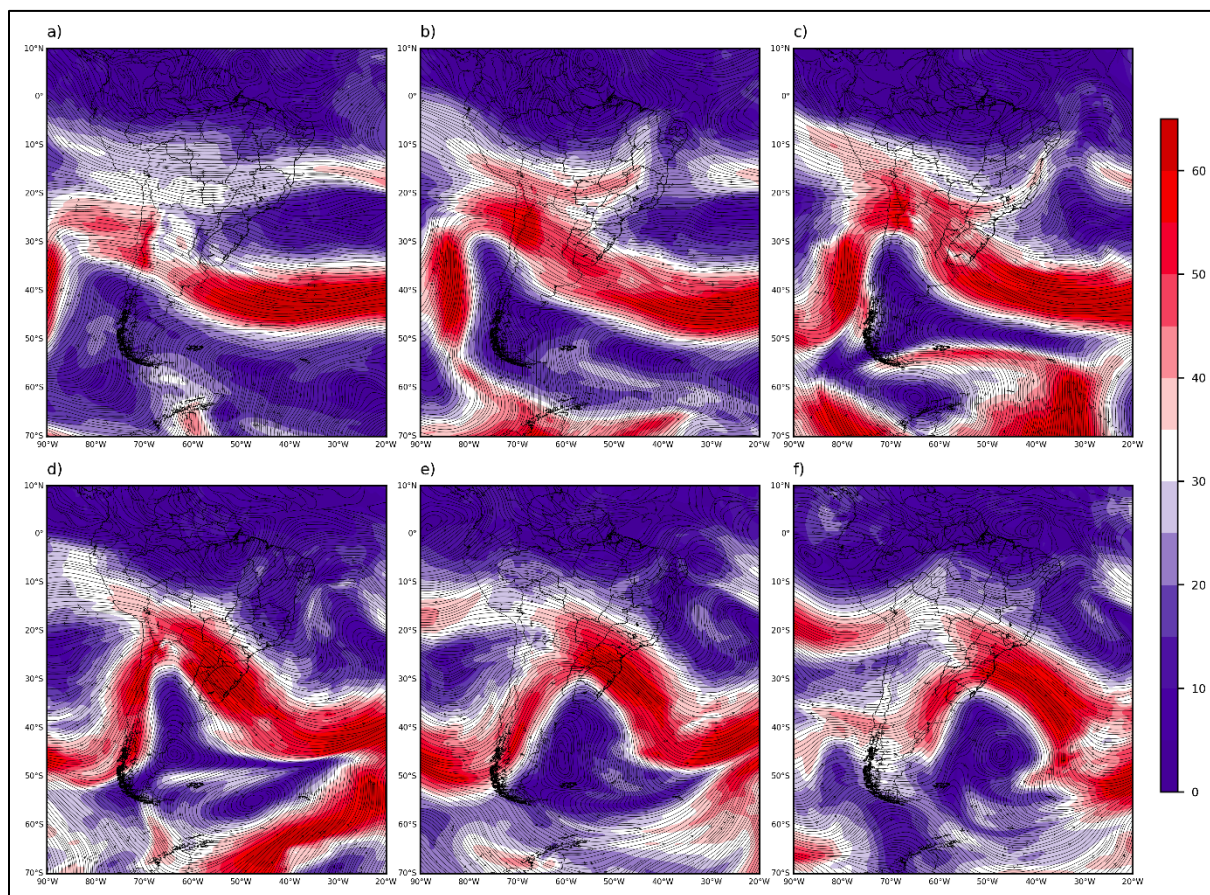


Figura 7 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, em m s^{-1}) em 250 hPa. a) 08/07/2000, 12Z; b) 09/07/2000, 12Z; c) 10/07/2000, 12Z; d) 11/07/2000, 12Z; e) 12/07/2000, 12Z; f) 13/07/2000, 12Z.

A Figura 8 ilustra a contribuição do JS e do JP para a incursão sustentada de ar frio na AS. A contribuição referente ao JS refere-se ao padrão de quatro células. Conforme Uccellini e Johnson (1979), na região de entrada do JS ocorre confluência do vento ageostófico em altos níveis. A existência da confluência na entrada do jato é uma importante característica de fortes incursões frias na AS (GARREAUD, 2000). A confluência acelera o JS, que induz uma circulação meridional do tipo célula de Hadley no plano normal ao eixo do JS, que apresenta movimento ascendente no lado equatorial, e movimento subsidente no lado polar do JS. A subsidência na média troposfera fortalece o anticiclone em superfície, direcionando o sistema para norte ou para leste, conforme a estrutura do trem de onda associado, e a localização da confluência das anomalias do vetor vento na região de entrada do JS (SCHULTZ et al., 1998; GARREAUD, 2000; VERA; VIGLIAROLO, 2000; MÜLLER; BERRI, 2007; MÜLLER; BERRI, 2011). A situação pode ser observada na Figura 8a, quando o núcleo do JS apresenta anomalias positivas de vento zonal em altos níveis sobre as latitudes subtropicais da AS. A confluência das anomalias do vetor vento na região de

entrada do jato, pode ser observada a montante da AS, dois dias antes da GG. Este recurso encontra-se localizado ao norte da Argentina com um dia de antecedência (Figura 8b), e sobre o Paraguai no dia do episódio (Figura 8c). A confluência acelera o JS, que apresenta um núcleo anômalo de 30 m s^{-1} no dia que antecede a GG (Figura 8b). Anomalias positivas de ω em 500hPa, podem ser apreciadas com ênfase próximas do núcleo do jato entre um dia antes e o dia do episódio (Figura 8b, c). O movimento ascendente, observado no lado equatorial do eixo do jato, também desempenha um papel importante para a incursão do ar frio. Segundo Garreaud (2000), movimentos ascendentes em baixas latitudes induzem o resfriamento adiabático de nível médio, favorecendo a incursão do ar frio. Esta situação pode ser apreciada entre dois e um dia antes (Figura 8a-b), quando anomalias negativas de ω em 500hPa são observadas no lado equatorial do jato. Outra característica importante para as fortes incursões de ar frio é a presença do JP no sudoeste da AS. Segundo Müller e Berri (2011) o JP fornece um componente meridional do vento proveniente de Sul, que na região da entrada do JS volta-se para leste, fazendo com que o JS acelere e estabeleça a circulação meridional do tipo célula de Hadley. O JP pode ser observado por meio das anomalias positivas de vento zonal entre 40°S - 50°S , a montante da AS, e pela circulação anômala, meridional, entre ambos os jatos, entre o OP e a AS (Figura 8a-c).

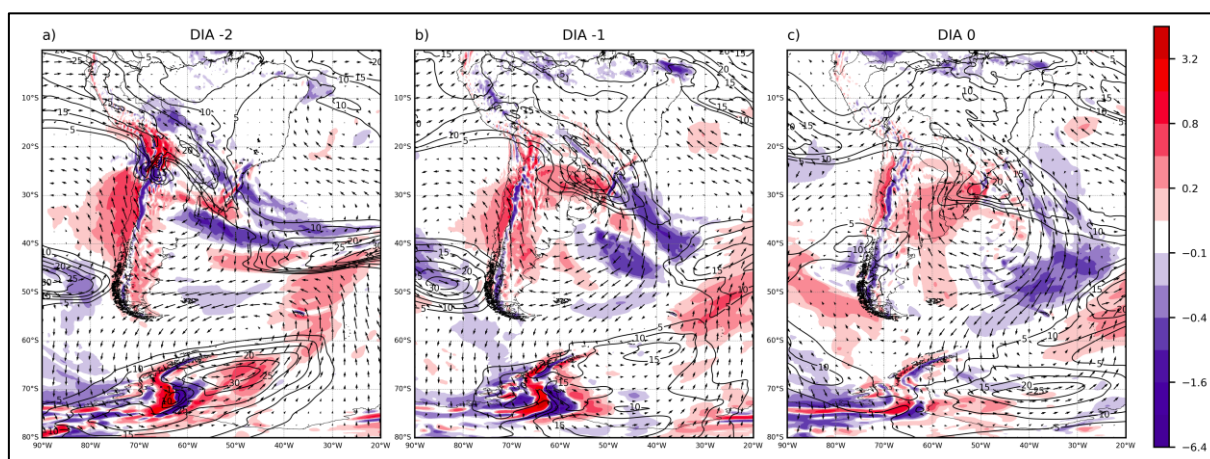


Figura 8 - Campos médios diários de anomalias de vento zonal em 250 hPa (contorno preto, em m s^{-1} , com intervalos de 5 m s^{-1} . Apenas valores positivos são mostrados), vetor vento em 250 hPa, e ω em 500hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 11/07/2000; b) 12/07/2000; c) 13/07/2000.

Conforme Garreaud (2000), a circulação nos níveis médio e superior da AS, durante as incursões de frio no inverno, é caracterizada por ondas de latitudes médias, que apresentam uma crista a montante da AS, e um cavado que parte das latitudes

subtropicais do continente e se estende para sudeste, sobre o OA. Esta característica é observada na Figura 9, que mostra os campos de altura geopotencial e ω em 500 hPa. A Figura 9a mostra o eixo do cavado em 500 hPa localizado entre o leste do OP e AS cinco dias antes da GG. O cavado está associado a forte movimento ascendente a barlavento das montanhas, e no setor meridional do SBR. Ao mesmo tempo uma crista é observada se estendendo do OP até a Península Antártica (PA). No dia seguinte, o cavado em 500 hPa permanece localizado a montante, mas a área, e a intensidade do movimento ascendente no SBR, é maior. A Figura 9c mostra que o cavado começa a transpor os Andes três dias antes do episódio, intensificando o movimento ascendente corrente abaixo de seu eixo. Entre a PA e AS a crista forma um vórtice anticiclônico, e estabelece um padrão de bloqueio atmosférico, do tipo baixa sobre alta. Dois dias antes um vórtice ciclônico se forma a noroeste do vórtice anticiclônico (Figura 9d). Este vórtice em 500 hPa pode ser denominado de Vórtice Ciclônico de Médios Níveis (VCMN) (FEDOROVA; SILVA, 2016), e está associado ao VCAN em 250hPa (Figura 7c). Na véspera da GG verifica-se forte subsidência corrente acima do VCMN (Figura 9e), coincidindo com o lado polar do JS, e com a região de confluência dos ventos anômalos em 250hPa (Figura 8a-c). No dia do episódio um cavado de onda curta é observado na costa do RS. Este sistema está associado a movimento ascendente corrente abaixo de seu eixo, e movimento subsidente corrente acima, que coincide com a área afetada pela GG (Figura 9f), sendo um recurso adicional para a ocorrência de GG nesta faixa de latitude.

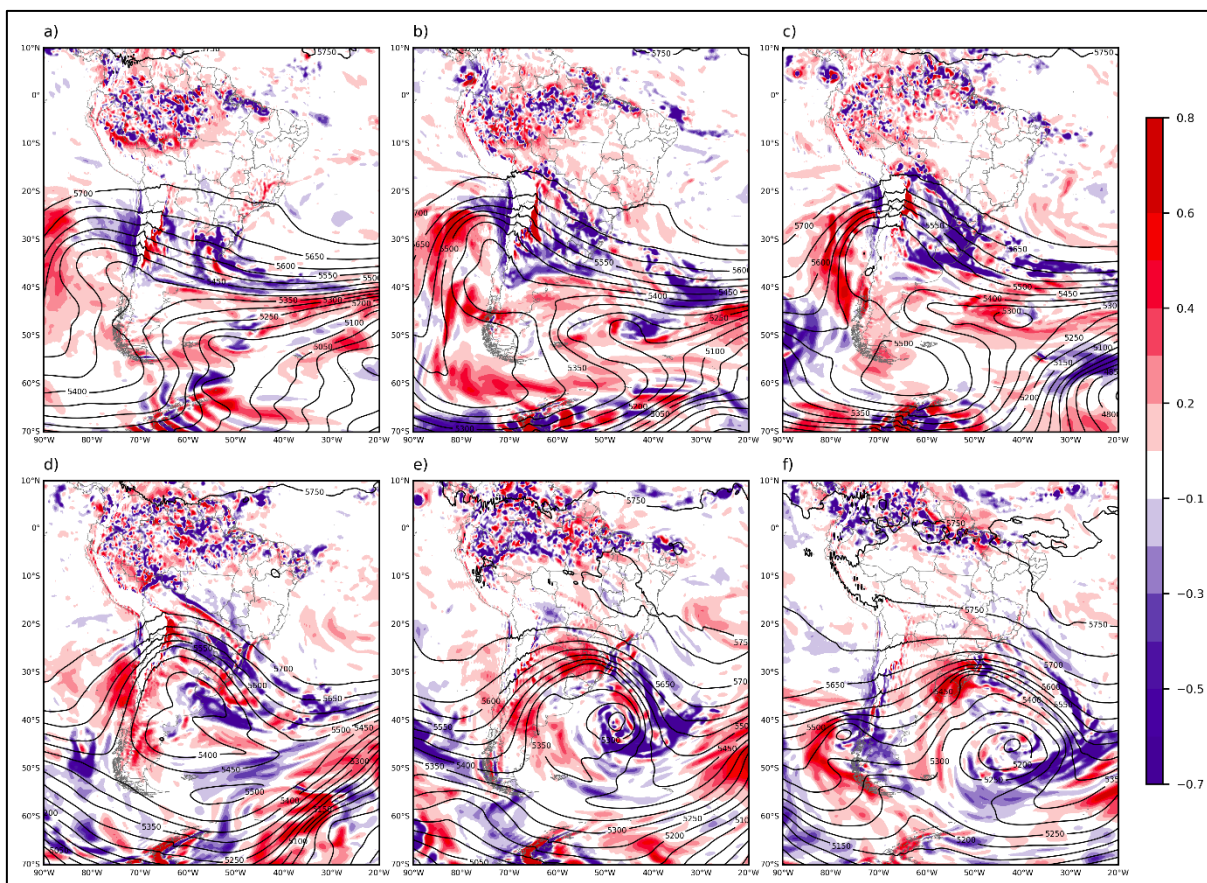


Figura 9 - Altura geopotencial (contorno grosso, em intervalos de 50 mgp) e ω em 500 hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 08/07/2000, 18Z; b) 09/07/2000, 18Z; c) 10/07/2000, 18Z; d) 11/07/2000, 18Z; e) 12/07/2000, 18Z; f) 13/07/2000, 18Z.

A Figura 10 mostra os campos de vento e advecção de temperatura no nível de 850 hPa, onde se observa um intenso escoamento de norte entre Bolívia e Paraguai, associado ao jato de Baixos Níveis (JBN), com magnitude do vento superior a 12 m s^{-1} , em conformidade com o critério de Bonner (1968), modificado por Saulo et al. (2000), para designação do JBN. A Figura 10a-c ilustra a posição do JBN entre cinco e três dias antes da GG. O JBN auxilia no transporte de calor e umidade das baixas latitudes da AS, aumentando a instabilidade em latitudes subtropicais. Sabe-se que a atuação do JBN pode intensificar a formação de sistemas convectivos de mesoescala, e contribuir com advecção positiva de temperatura e umidade no processo de ciclogênese na AS (VERA et al., 2006; MONTINI et al., 2019). Nota-se que o JBN está associado a intensificação de uma circulação ciclônica em baixos níveis, que ocorre em latitudes subtropicais da AS (Figura 10c). A nordeste desta circulação observa-se advecção positiva de temperatura, que afeta as regiões Centro-Oeste, Sudeste, SBR e OA adjacente (Figura 10a-c). Por outro lado, no sudeste do OP, próximo da AS, o centro de uma circulação anticiclônica é notado (Figura 10a).

Esta circulação se estende primeiro para leste, na direção da PA, onde ventos do quadrante sul são observados na extremidade sul da AS. Nos dias seguintes (Figura 10b-d), os ventos de sul são observados até aproximadamente 35°S, onde tem sua curvatura direcionada para oeste, de encontro com a Cordilheira dos Andes. Nota-se AF no flanco oeste da circulação ciclônica, promovida pelos ventos de sul (Figura 10c). Dois dias antes, os ventos do quadrante sul são direcionados para norte, paralelo aos Andes, estabelecendo forte AF em latitudes tropicais (Figura 10d). O ciclone extratropical que se forma em latitudes extratropicais é intenso, como pode-se notar pela magnitude do vento em torno de seu centro (Figura 10d-e). Na véspera do episódio um cinturão de AF é estabelecido entre o ciclone extratropical e os Andes, afetando uma vasta área compreendida entre Bolívia, Centro-Oeste e SBR (Figura 10e). No OA o ciclone se intensifica e a advecção quente (AQ) domina o setor sudeste do sistema, para onde este sistema se desloca. A Figura 10f mostra que a AF continua sendo observada no centro-sul do Brasil no dia da GG, associada a uma circulação anticiclônica em latitudes subtropicais, a sotavento dos Andes.

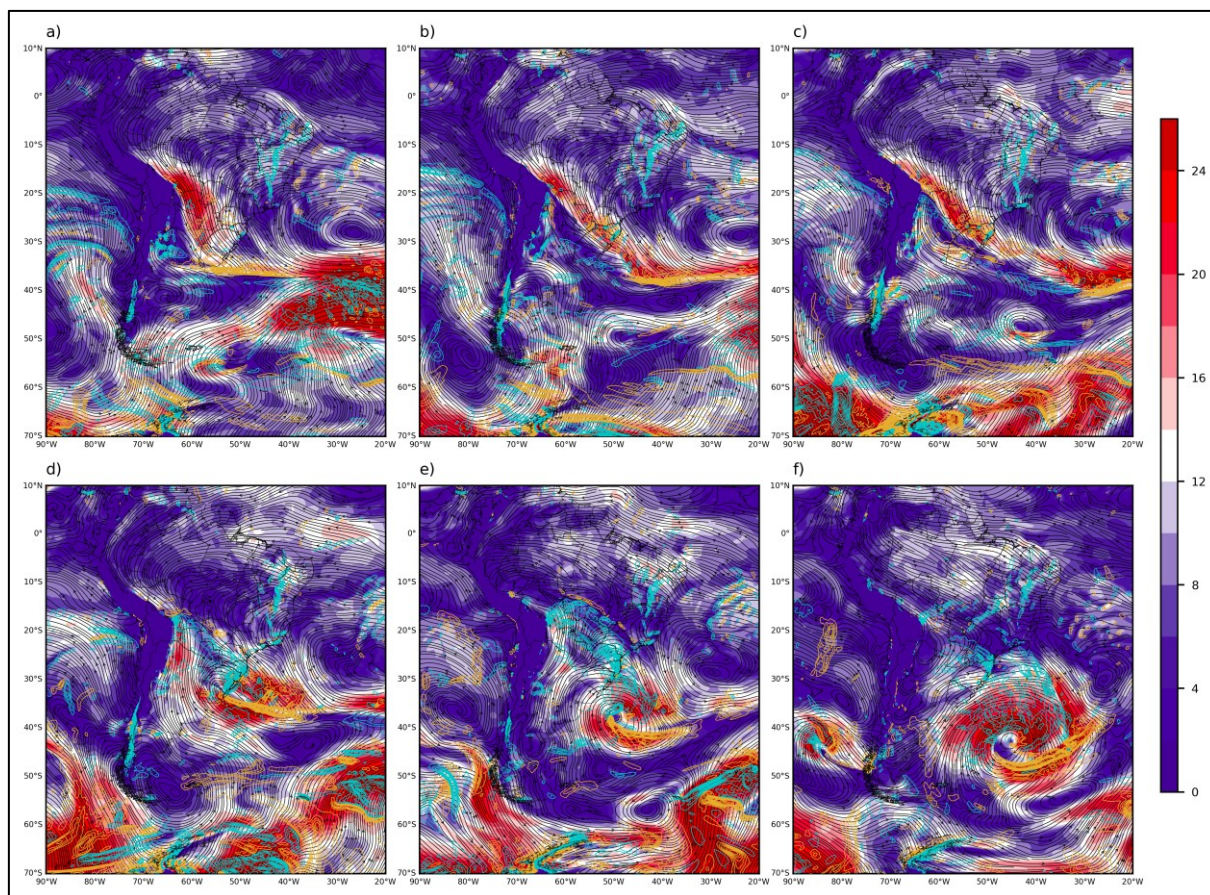


Figura 10 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, m s^{-1}) em 850 hPa, advecção negativa (contorno azul) e positiva (contorno amarelo) de temperatura em 850 hPa ($\times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, maior em módulo que $1 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$). a) 08/07/2000, 6Z; b) 09/07/2000, 6Z; c) 10/07/2000, 6Z; d) 11/07/2000, 6Z; e) 12/07/2000, 6Z; f) 13/07/2000, 6Z.

Para que se observe as características térmicas da massa de ar associada ao episódio de GG, e sua interação com a Cordilheira dos Andes, a Figura 11 mostra o campo de linha de corrente e temperatura no nível de 850 hPa. Conforme Garreaud (2000), as massas de ar frio a leste dos Andes são rasas, confinadas entre a superfície e 700 hPa. Inicialmente o ambiente é caracterizado por forte gradiente horizontal e zonal de temperatura entre as latitudes 30°S - 40°S (Figura 11a). A Leste da circulação anticiclônica localizada no sudoeste do OP, o vento possui um componente meridional de sul que contorna a costa atlântica da Argentina. Próximo da costa do Uruguai, onde ocorre ciclogênese, os ventos de sul têm sua curvatura direcionada para noroeste (Figura 11b). A Figura 11c mostra que a circulação anticiclônica no sudeste do OP desloca-se para o sul da Argentina. Em seu flanco norte os ventos para oeste vão de encontro com a cordilheira. Próximo de 38°S onde a altitude é superior a 2000 metros, os ventos de leste são parados, e parte da linha de corrente se curva para norte. Conforme Seluchi et al. (1998), a circulação para oeste no flanco norte dos

anticiclones, quando estes se encontram a leste dos Andes, não atravessa a cordilheira, fazendo com que as montanhas atuem como uma barreira que acumula o ar frio. Este fato pode ser observado acerca de 25°S - 35°S , 65°W (Figura 11b). A Figura 11d mostra que o deslocamento do ar frio no sentido equatorial, a oeste da circulação ciclônica na costa do Uruguai, é marcado pela influência da cordilheira dos Andes. No dia que antecede a GG a circulação ciclônica no OA contribui para direcionar o ar frio para as latitudes subtropicais da AS, estabelecendo um forte gradiente horizontal de temperatura, que se estende até o centro do ciclone (Figura 11e). No dia do episódio o ciclone no OA contribui para direcionar o ar frio para leste, que atinge com intensidade o SBR (Figura 11f). Com o deslocamento dos sistemas de altos níveis para leste, os sistemas de baixos níveis também são guiados para leste. Isso permite o estabelecimento de uma circulação anticiclônica a sotavento dos Andes, em latitudes subtropicais.

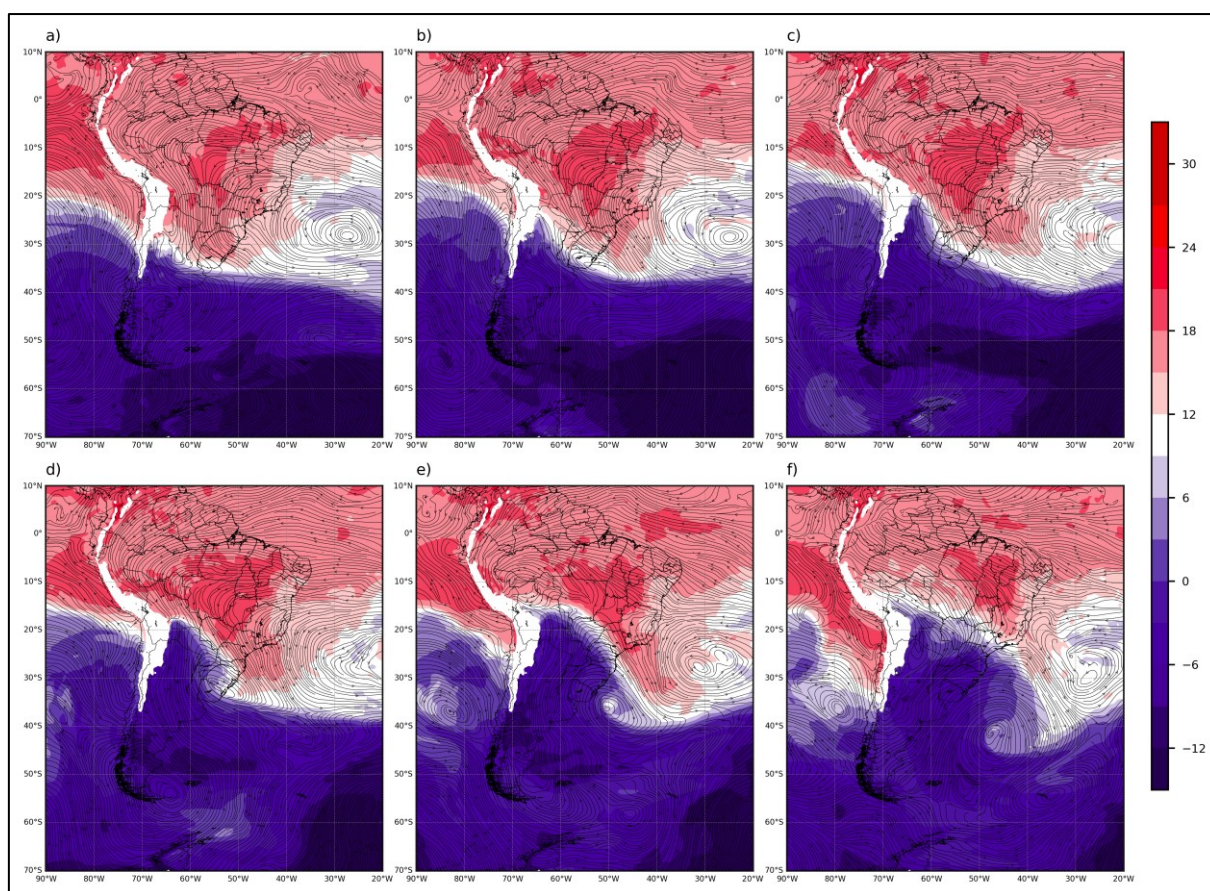


Figura 11 - Linha de corrente em 850 hPa (contorno preto), e temperatura em 850 hPa (sombreado, em $^{\circ}\text{C}$). a) 08/07/2000, 0Z; b) 09/07/2000, 0Z; c) 10/07/2000, 0Z; d) 11/07/2000, 0Z; e) 12/07/2000, 0Z; f) 13/07/2000, 0Z.

A Figura 12 mostra os campos de PNMM e de espessura da camada entre 1000-500hPa, para que se observe os sistemas de pressão em superfície e suas características térmicas. Na Figura 12a se observa um anticiclone com centro de 1041hPa localizado no sudeste do OP, do qual parte uma crista que se estende para leste, e alcança a região entre a AS e a PA. Outra crista, associada a um anticiclone no OP, entra na AS por volta de 50°S, e se estende para norte a sotavento dos Andes. Em latitudes subtropicais, entre o norte da Argentina e sul da Bolívia, um sistema de baixa pressão é identificado. Dois sistemas de baixa pressão atuam nesta região. Um é a Baixa do Chaco, normalmente localizado entre a Bolívia, norte da Argentina e Paraguai. O sistema origina-se em função do forte aquecimento superficial, e na presença do escoamento de norte em baixos níveis, sendo frequente na estação quente. O outro sistema de baixa pressão típico desta região é a Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA). Este sistema de pressão é mais dependente da orografia e dos sistemas transientes que atuam na AS. Ambos são sistemas térmicos de pressão, ou baixas térmicas (SELUCHI et al., 2003; SELUCHI; SAULO, 2012). Este aspecto é evidente na Figura 12a, pois o sistema de baixa pressão está localizado em região de maior espessura. Desta região de baixa pressão se estende um cavado invertido até a região da confluência das correntes Brasil-Malvinas (CBM). Esta configuração resulta em um forte gradiente de pressão e espessura entre a crista em latitudes médias e a baixa térmica. A Figura 12b mostra que a medida que o anticiclone do Pacífico se aproxima da costa sudoeste da AS, a crista associada se alonga meridionalmente para norte, desde 55°S até 20°S. O processo físico atribuído a maior amplitude meridional da crista à leste dos Andes refere-se à quebra do equilíbrio geostrófico entre a força do gradiente de pressão e a força aparente de Coriolis, em decorrência do enfraquecimento da força de Coriolis quando os ventos no lado norte do anticiclone desaceleram em função do bloqueio orográfico. Então a força do gradiente de pressão direciona o anticiclone para norte (SELUCHI et al., 1998). Nota-se que o cavado invertido está associado a ocorrência de ciclogênese. A ciclogênese é denotada pela isóbara fechada no campo de pressão (GAN; RAO, 1991), e é fraca devido ao fraco gradiente de espessura diretamente associado. A Figura 12c mostra que três dias antes da GG os gradientes horizontais de pressão e espessura são intensificados na AS. Em latitudes subtropicais, onde antes estava localizada a baixa térmica, agora se estende a crista associada ao anticiclone do sul da AS e do Pacífico. Nota-se um cavado térmico transpondo a cordilheira dos Andes, como resultado da

AF que ocorre. A situação desencadeia forte ciclogênese na costa do SBR (Figura 12d). Conforme Vera et al. (2002), a formação de ciclones a mais de 1000km a leste dos Andes ocorre associado a cavados de nível superior que se aproximam, uma vez que estes sistemas de altos níveis acarretam em queda de pressão em superfície. Como o cavado está a oeste do ciclone em superfície (Figura 7c, d), o perfil vertical de altura geopotencial inclina-se para oeste com a altura, indicando que o sistema tem desenvolvimento baroclínico (KEYSER; SHAPIRO, 1986; BLUESTEIN; SPEHEGER, 1995; SELUCHI, 2009). A Figura 12e mostra que no dia que antecede a GG, a crista sobre o continente começa se desprender completamente do anticiclone do Pacífico, em 45°S-70°W, e se estende até o sul da Amazônia. O campo de espessura mostra um fluxo de ar quente na direção do centro do ciclone extratropical. Por outro lado, o cavado térmico sobre a AS interage com o ciclone a jusante, e uma língua fria é estabelecida sobre o SBR. A Figura 12f mostra que no dia do episódio de GG, o ciclone extratropical encontra-se deslocado para sudeste. Seu centro apresenta espessura maior do que a periferia, indicando seclusão quente. A língua fria apresenta valores menores de espessura entre o nordeste da Argentina e o Rio Grande do Sul, e os valores de espessura são menores do que 5400 mgp em parte da área afetada pela GG. No campo de pressão, nota-se que a crista sobre a AS desmembrou-se do anticiclone do Pacífico e estabeleceu uma nova célula de alta pressão entre o noroeste da Argentina e sul do Paraguai. Desta nova célula de alta pressão uma crista inclina-se para leste, na direção do SBR, onde encontra suporte dinâmico de altos níveis, como subsidência (Figura 9f) e advecção de vorticidade anticiclônica.

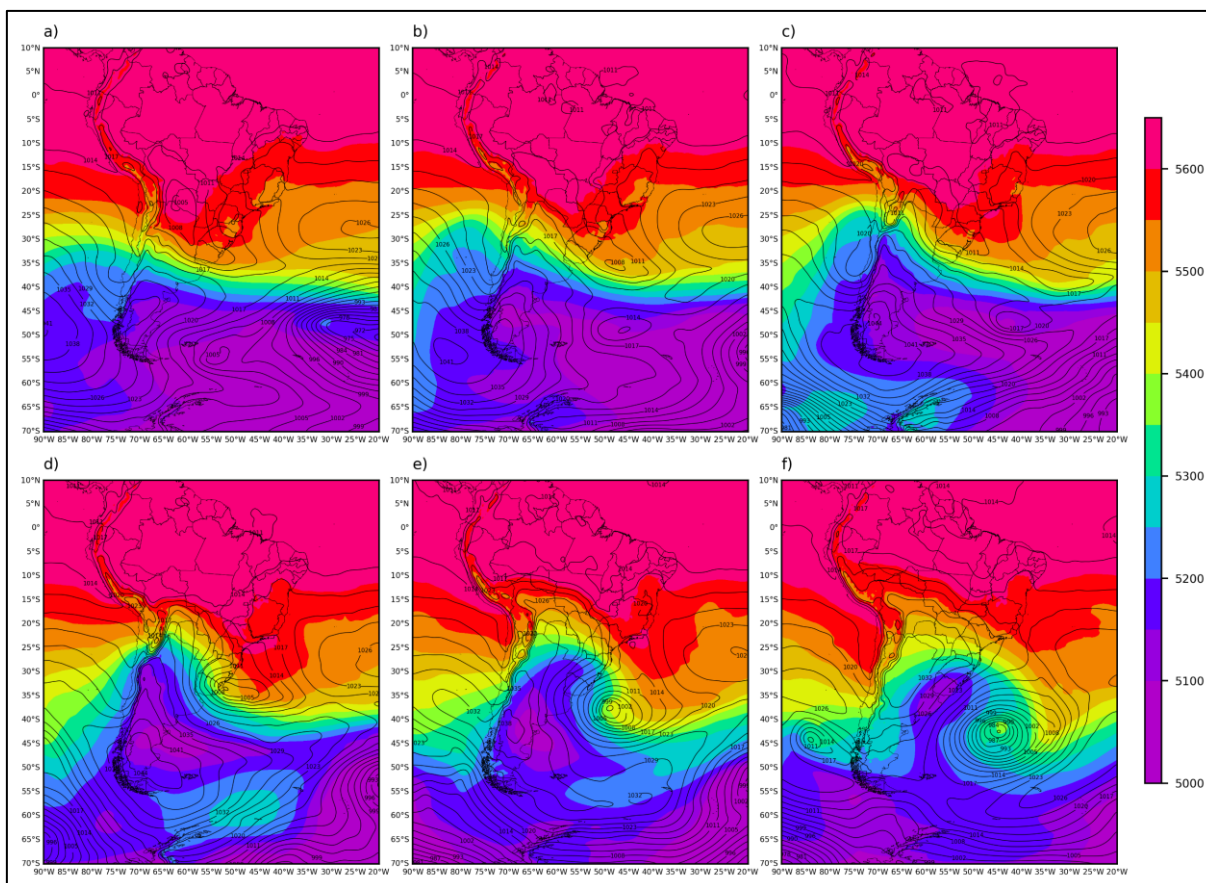


Figura 12 - Espessura da camada entre 1000-500 hPa (sombreado, em metro geopotencial, com intervalos de 50mgp), e PNMM (contorno preto, em hPa, e intervalos de 3 hPa). a) 08/07/2000, 6Z; b) 09/07/2000, 6Z; c) 10/07/2000, 6Z; d) 11/07/2000, 6Z; e) 12/07/2000, 6Z; f) 13/07/2000, 6Z.

4.4.2 Episódio de 17 de julho de 2000

A Figura 13 mostra a sequência de imagens do satélite GOES-8, para o período que antecede o episódio de GG de 17 de julho de 2000. Três dias antes nota-se nebulosidade entre o OA e o estado de Minas Gerais indicando a localização da frente fria associada ao ciclone extratropical localizado no sudoeste do AO (Figura 13a). O padrão de nebulosidade do tipo células abertas, observado no lado polar da frente, é típico de massas de ar frio sobre o oceano quente. Dois dias antes nota-se a nebulosidade entre o nordeste da Argentina e SBR, provavelmente associado ao processo de frontogênese (Figura 13b). Na véspera da GG a nebulosidade encontra-se localizada entre o OA e o Sudeste do Brasil (Figura 13c). O dia seguinte corresponde ao episódio de GG mais forte de maior abrangência, conforme mostrado na Figura 5b. Nota-se a presença de um ciclone extratropical na costa do SBR, enquanto que no interior a condição é de céu claro com pouca ou nenhuma nebulosidade.

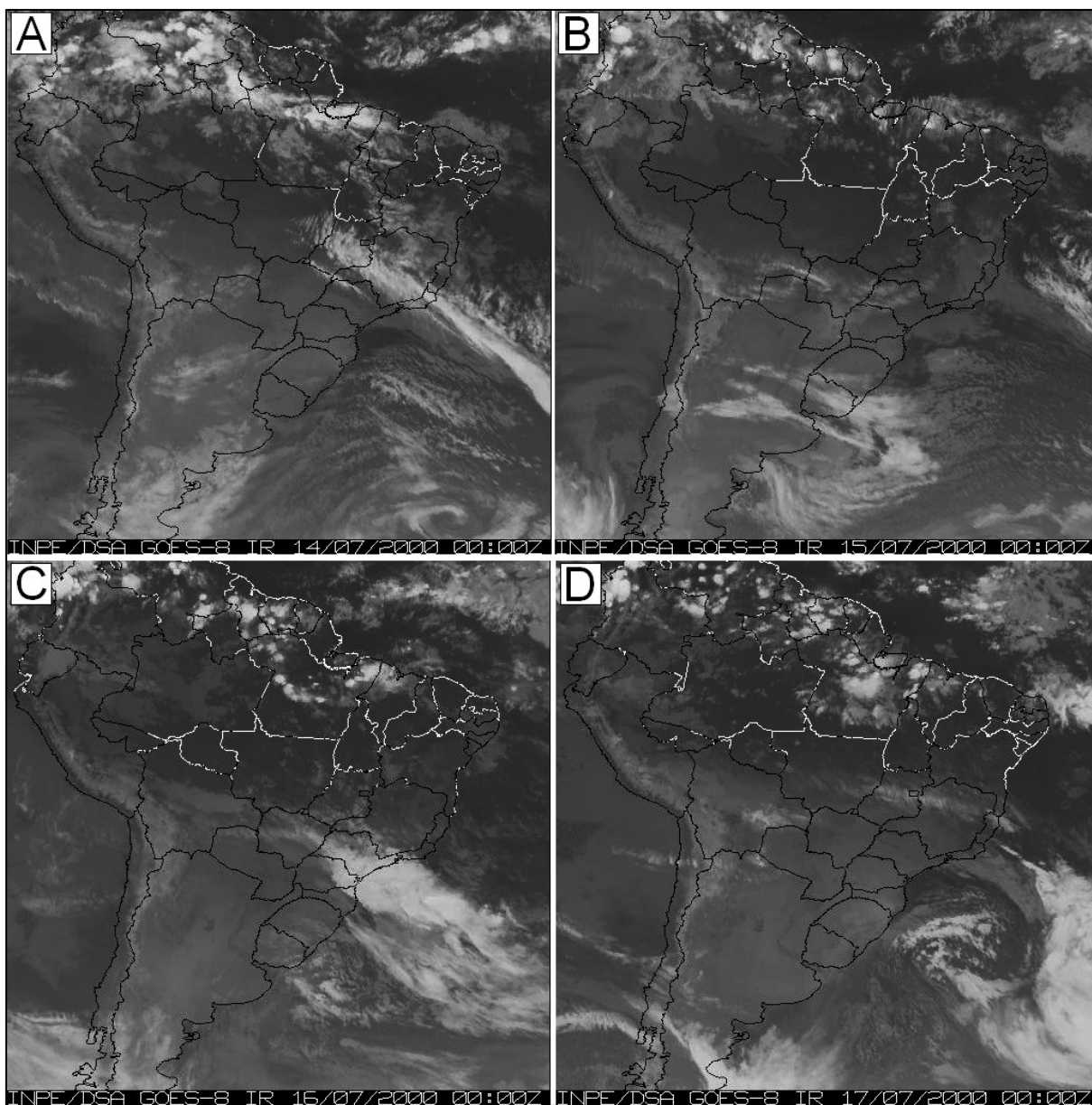


Figura 13 - Sequência de imagens do satélite GOES-8, canal IV (infravermelho), correspondente ao período entre 14/07/2000, 00Z e 17/07/2000, 00Z, em intervalos de 24 horas.

A Figura 14 mostra o campo de magnitude do vento e linha de corrente em 250hPa. O período é caracterizado pelo desenvolvimento de outro cavado de nível superior, inicialmente localizado em 45°S - 70°W (Figura 14a). O cavado ganha amplitude a leste dos Andes (Figura 14b) e encontra-se localizado sobre o SBR no dia que antecede o episódio de GG (Figura 14c). A inclinação horizontal do sistema é positiva até este momento, tornando-se negativa no dia do episódio (Figura 14d). Nota-se que o JP contorna o cavado durante o seu estágio de desenvolvimento, enquanto que o JS atua em latitudes subtropicais. Ambos os jatos coincidem em fase a partir de dois dias antes da GG (Figura 14b, c).

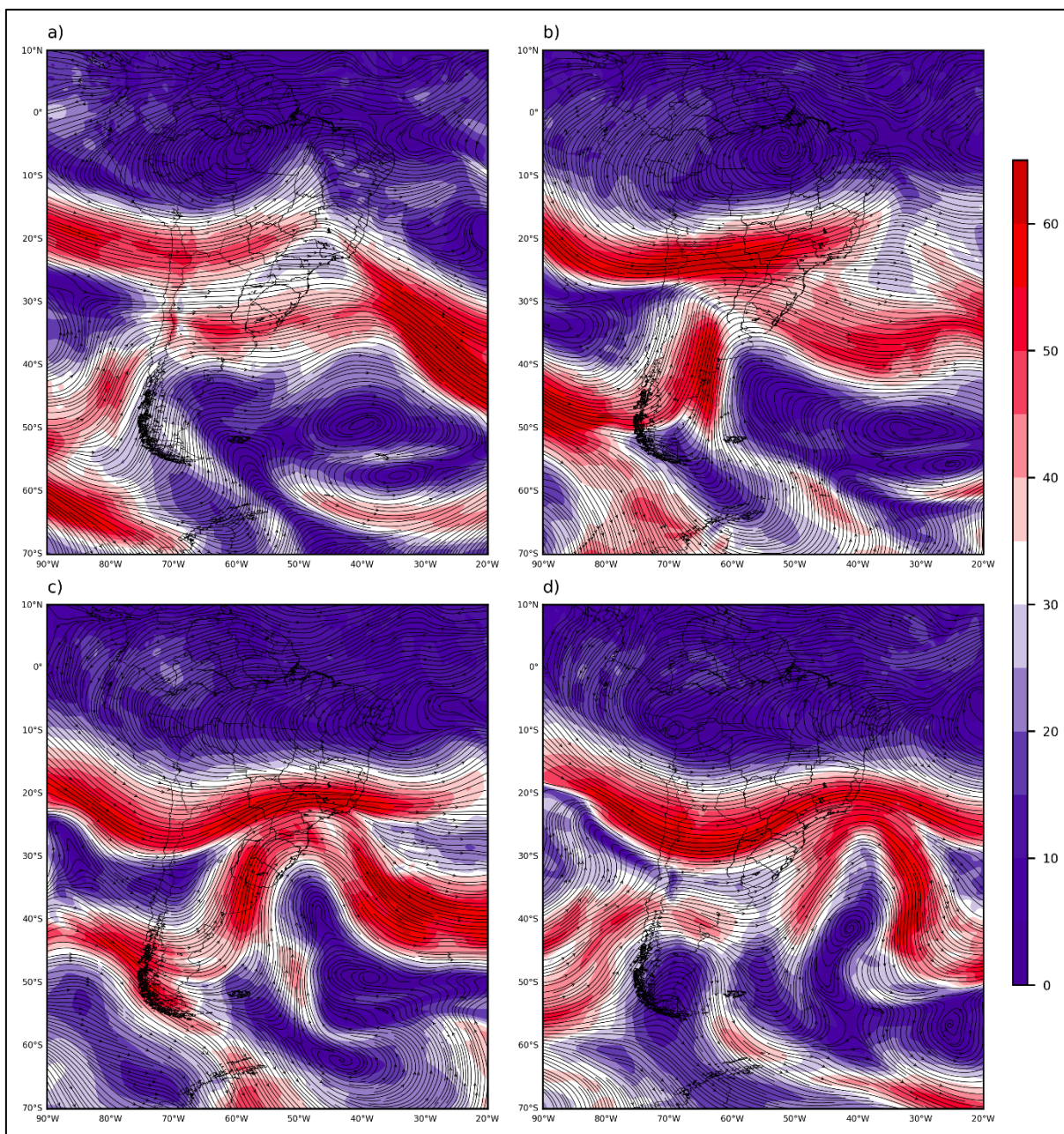


Figura 14 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, em m s^{-1}) em 250 hPa. a) 14/07/2000, 12Z; b) 15/07/2000, 12Z; c) 16/07/2000, 12Z; d) 17/07/2000, 12Z.

A Figura 15 mostra os campos de anomalias de vento zonal e vetor vento em 250hPa, e anomalias de ω em 500hPa. A Figura 15a mostra anomalias positivas de vento zonal em latitudes subtropicais da AS, indicam a atuação do JS, enquanto anomalias positivas de vento zonal no sudeste do OP indicam a atuação do JP. Este recurso induz a confluência de anomalias do vetor vento na entrada do JS, contribuindo para acelerar o núcleo do JS. Um segundo núcleo de anomalias positivas de vento zonal é observado acoplado as anomalias associadas ao JS na véspera da geada, intensificando a subsidência sobre o SBR, que no plano horizontal de 500hPa,

representa a circulação transversal ao eixo do JS, com o ramo subsidente em seu lado polar (Figura 15b, c).

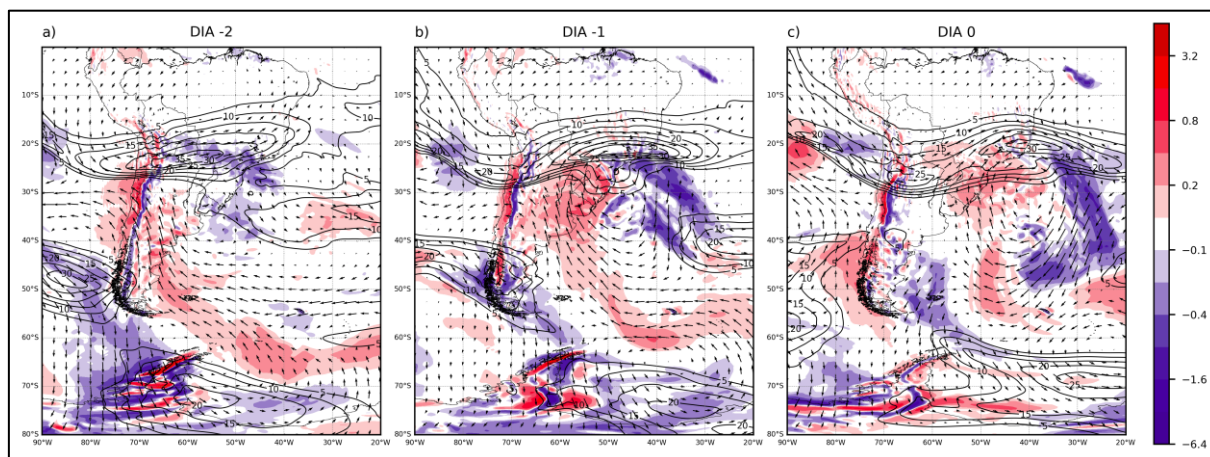


Figura 15 - Campos médios diários de anomalia de vento zonal em 250 hPa (contorno preto, em m s^{-1} , com intervalos de 5 m s^{-1} . Apenas valores positivos são mostrados), vetor vento em 250 hPa, e ω em 500hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 15/07/2000; b) 16/07/2000; c) 17/07/2000.

A Figura 16 mostra o campo de altura geopotencial e ω no nível de 500hPa. O campo mostra a presença de um VCMN a jusante da AS. Nota-se movimento ascendente no SBR devido o deslocamento meridional de outra onda de latitudes médias, cujo cavado associado encontra-se sobre a Argentina, onde verifica-se forte movimento ascendente (Figura 16a). A localização destas áreas de movimento ascendente está de acordo com a nebulosidade mostrada na Figura 13b. Dois dias antes do episódio nota-se um VCMN nas proximidades do Uruguai, que resulta do cavado que se desenvolveu entre a costa da Argentina e Uruguai. Corrente acima do cavado uma ampla crista se estende da AS ao Oceano Antártico (Figura 16b). Na tarde que antecede a GG (Figura 16c), nota-se uma configuração de bloqueio atmosférico do tipo dipolo: dois vórtices ciclônicos em latitudes subtropicais, e um vórtice anticiclônico a sudeste destes, todos localizados no sudoeste do OA. Corrente abaixo do eixo do cavado em que os VCMN estão associados, ocorre movimento ascendente, enquanto que três núcleos de subsidência são observados corrente acima do eixo, sendo que ω é intensificado devido atuação do VCMN localizado mais próximo da costa do Brasil (Figura 16c). Passado o episódio, os dois VCMN se fundem em um único vórtice ciclônico, fazendo com que o cavado passe a apresentar uma inclinação horizontal negativa no plano horizontal (Figura 16d), situação observada também em 250hPa (Figura 14d).

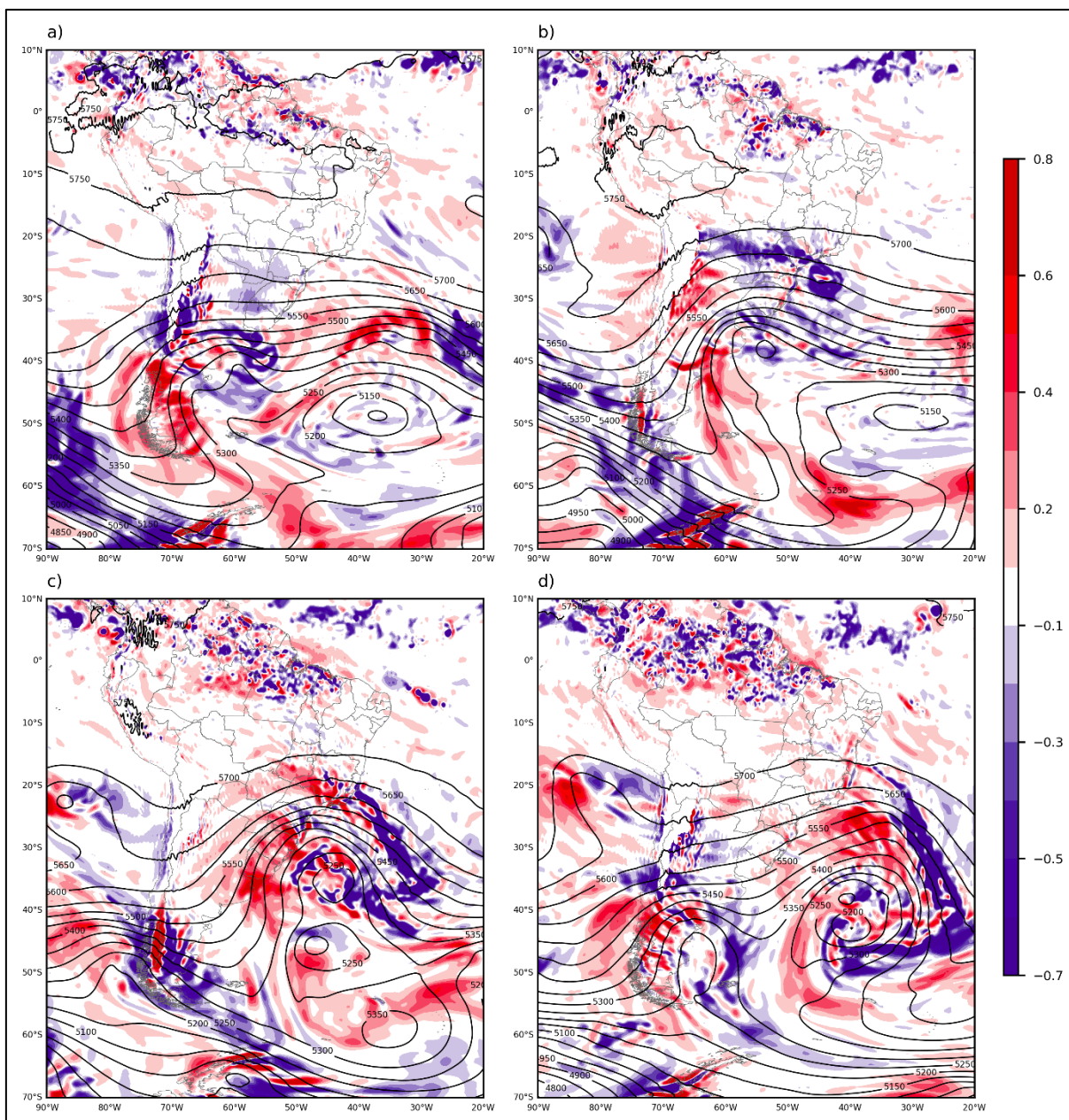


Figura 16 - Altura geopotencial (contorno grosso, em intervalos de 50 mgp) e ω em 500 hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 14/07/2000, 18Z; b) 15/07/2000, 18Z; c) 16/07/2000, 18Z; d) 17/07/2000, 18Z.

Os campos de magnitude do vento, linha de corrente e advecção de temperatura em 850 hPa são mostrados na Figura 17. A Figura 17a mostra o SBR sobre influência da circulação anticiclônica associada ao episódio de GG do dia anterior. O ciclone extratropical encontra-se a jusante, e não se observa advecção negativa de temperatura no SBR, onde se verifica um episódio de geada de radiação que abrange uma área parcial do estado do Paraná. No dia subsequente, o JBN é observado com um núcleo de 12 m s^{-1} , associado a AQ entre a Bolívia e o SBR. Na costa da Argentina nota-se a circulação intensificada em torno de um cavado, onde

corrente acima do eixo ocorre AF (Figura 17b). No dia que antecede o episódio a AF afeta grande parte do Paraguai, Sul e Centro-Oeste do Brasil. Há um ciclone extratropical associado a esta AF na costa do SBR. Por outro lado, verifica-se uma circulação anticiclônica, estabelecida a sotavento dos Andes, que contribui com ventos do quadrante sul sobre o continente (Figura 17c). No dia da GG a circulação anticiclônica encontra-se entre o norte da Argentina e Paraguai. No oceano adjacente o ciclone extratropical é intenso, e exibe fortes ventos em torno do centro da circulação. A AF é observada sobre o estado do Paraná e Santa Catarina, enquanto a AQ ocorre no setor sudeste do ciclone extratropical (Figura 17d).

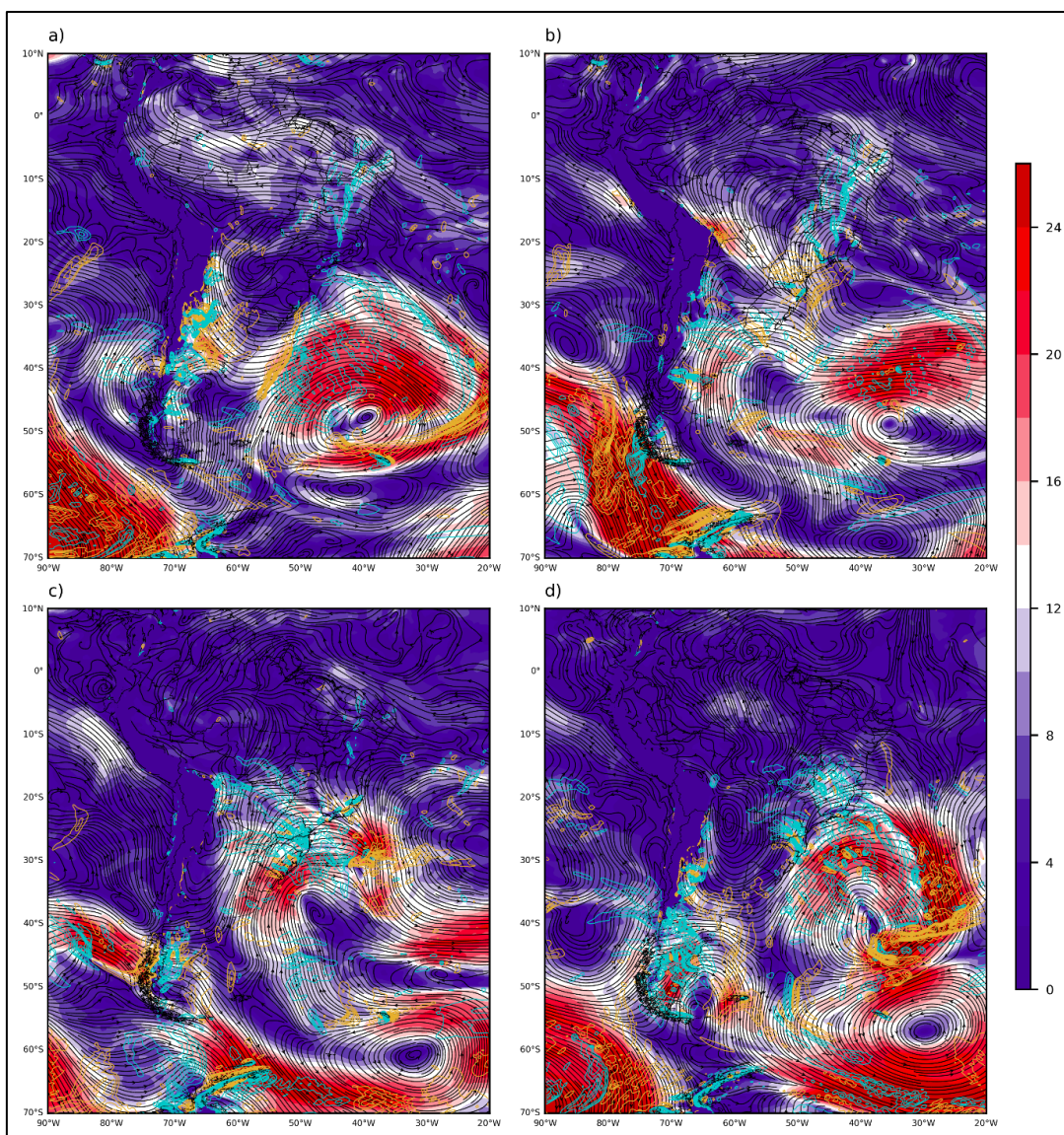


Figura 17 - Linha de corrente (contorno preto), magnitude do vento (sombreado, m s^{-1}), e advecção negativa (contorno azul) e positiva (contorno amarelo) de temperatura em 850 hPa (em $\times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, maior em módulo que $1 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$). a) 14/07/2000, 6Z; b) 15/07/2000, 6Z; c) 16/07/2000, 6Z; d) 17/07/2000, 6Z.

A Figura 18 mostra os campos de linha de corrente e temperatura em 850hPa. O ciclone extratropical tem núcleo frio, em um ambiente de fraco gradiente horizontal de temperatura (Figura 18a), além de estar associado aos vórtices de nível superior. Dois dias antes do episódio, a circulação anticiclônica tem seu centro localizado na costa do estado do Rio de Janeiro, permitindo o escoamento de Norte na região de atuação do JBN, causando aquecimento no SBR. Um segundo cavado se intensifica na costa da Argentina e estabelece um escoamento de ar frio proveniente de altas latitudes (Figura 18b). Esta situação aumenta o gradiente horizontal de temperatura no SBR e um vórtice ciclônico se estabelece no OA próximo da costa da AS (Figura 18c). Este vórtice ciclônico se intensifica no dia da GG dando origem a um novo ciclone extratropical em ambiente frio, que está associado a um aumento do gradiente horizontal de temperatura em sua área de atuação. Embora a influência dos Andes seja percebida no campo de temperatura em 850hPa, o ciclone extratropical sobre o oceano adjacente parece exercer influência maior para o resfriamento do SBR, como pode ser notado pelo gradiente de temperatura que se curva sobre a região em direção ao centro do ciclone.

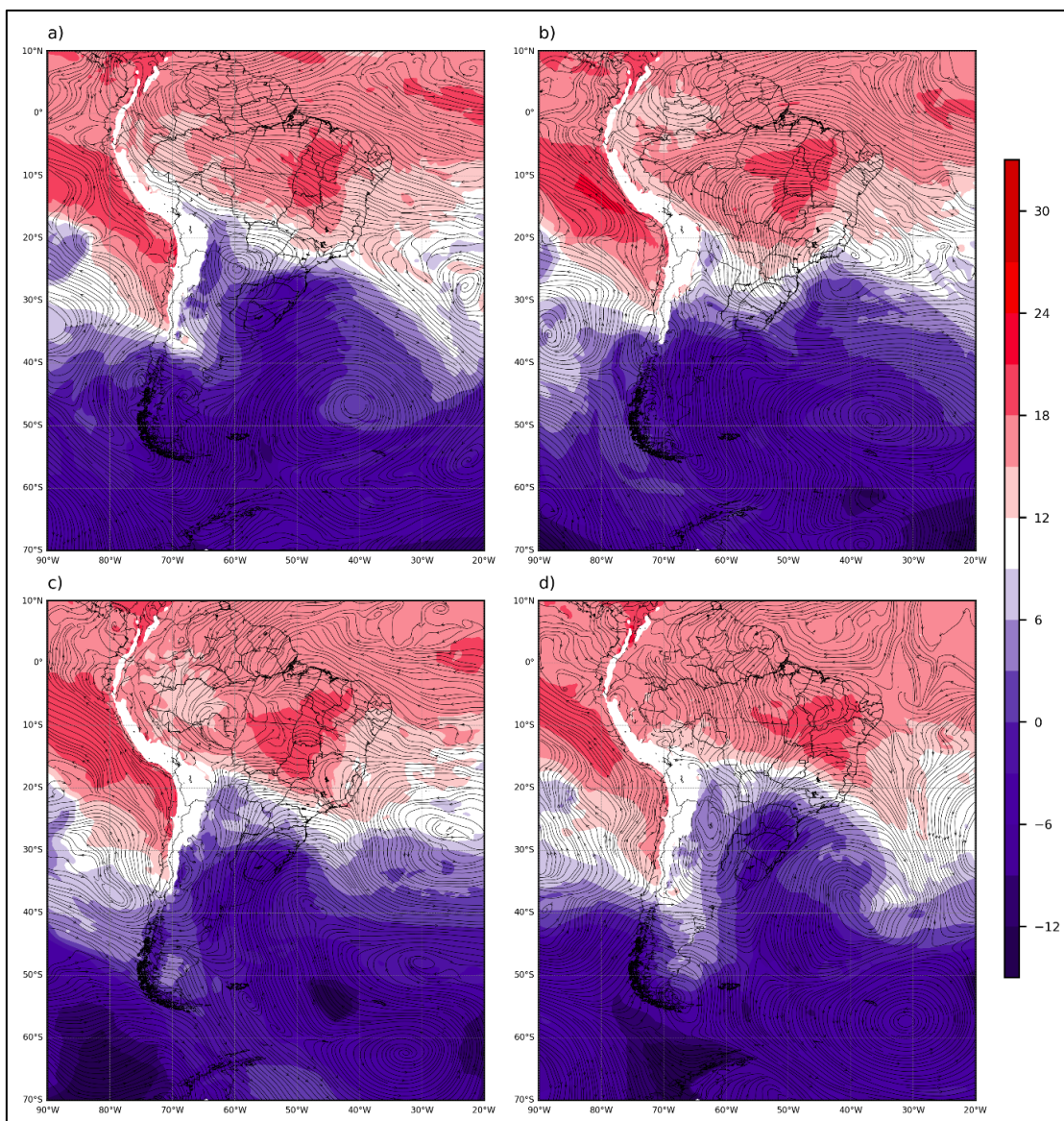


Figura 18 - Linha de corrente em 850 hPa (contorno preto), e temperatura em 850 hPa (sombreado, em °C). a) 14/07/2000, 0Z; b) 15/07/2000, 0Z; c) 16/07/2000, 0Z; d) 17/07/2000, 0Z

A Figura 19 mostra a situação por meio do campo de PNMM e espessura da camada entre 1000 – 500 hPa. Se observa um centro de baixa pressão na costa da Argentina, que se funde ao ciclone extratropical barotrópico no OA, com o anticiclone atuando no SBR (Figura 19a). A Figura 19b mostra que o gradiente zonal de pressão é intensificado na interface entre Argentina e OA, devido a presença do cavado no OA, e de um anticiclone com um núcleo de 1032 hPa que se desenvolve a sotavento dos Andes. Entre estes dois sistemas de pressão encontra-se uma área em que a espessura da camada é inferior a 5150mgp, indicando o núcleo frio da massa de ar. Na véspera da GG uma língua fria apresenta espessura inferior a 5200mgp na costa do Rio Grande do Sul (Figura 19c), e no dia da GG um cavado térmico é observado

associado ao ciclone extratropical. O fluxo de ar quente é direcionado para o centro do ciclone, como pode ser observado pelo gradiente de espessura intensificado, enquanto que o anticiclone continental encontra-se localizado em latitudes subtropicais da AS (Figura 19d).

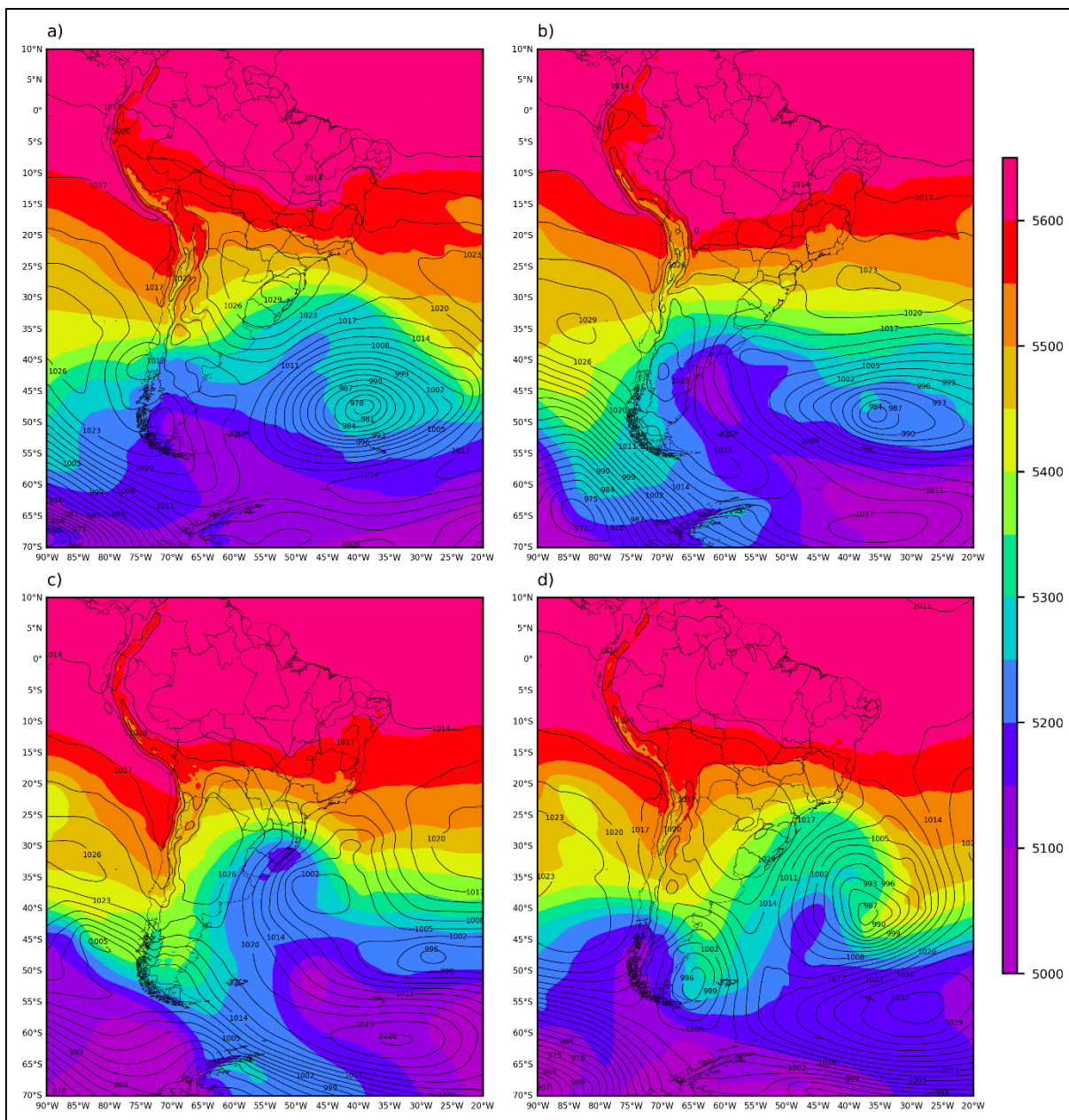


Figura 19 - Espessura da camada entre 1000-500 hPa (sombreado, em metro geopotencial, com intervalos de 50mgp), e PNMM (contorno preto, em hPa, e intervalos de 3 hPa). a) 14/07/2000, 6Z; b) 15/07/2000, 6Z; c) 16/07/2000, 6Z; d) 17/07/2000, 6Z.

4.4.3 Episódio de 20 de julho de 2000

As imagens de satélite referentes ao período entre dois dias antes, e um dia após o último episódio de GG do ano 2000 são mostradas na Figura 20. Dois dias antes do episódio se observa nebulosidade na Argentina, que denota o desenvolvimento de uma frente fria, e um ciclone extratropical que atua no OA (Figura 20a). A Figura 20b mostra que a frente fria se encontra sobre o SBR no dia que antecede a GG, onde também se observa nebulosidade associada a presença do JS. A Figura 20c, d mostra que no dia da GG, e no dia posterior ao episódio, a nebulosidade observada entre o Centro-Oeste e Sudeste do Brasil está associada a localização da frente fria que descreve sua trajetória para nordeste (Figura 20d).

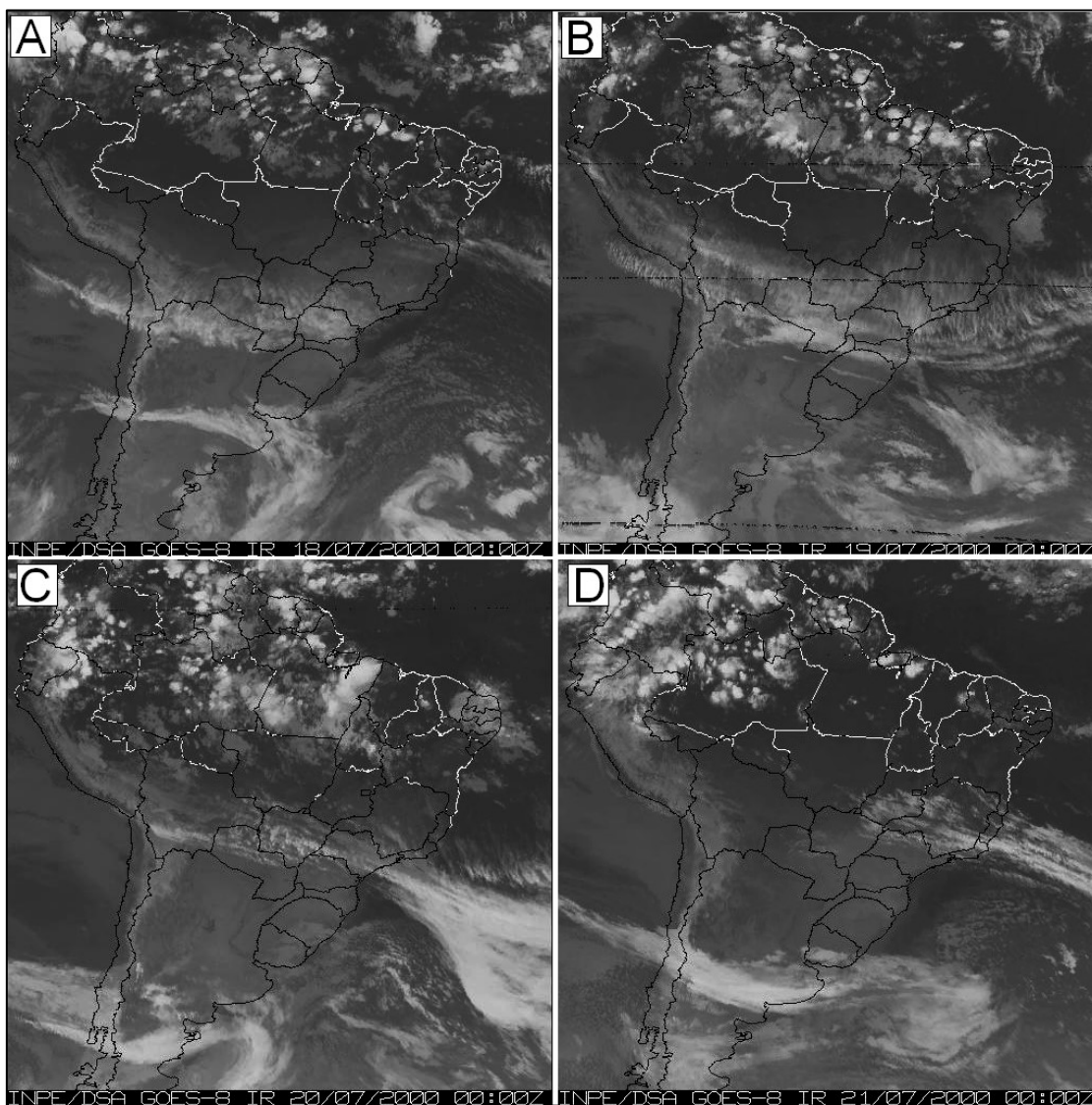


Figura 20 - Sequência de imagens do satélite GOES-8, canal IV (infravermelho), correspondente ao período entre 18/07/2000, 00Z e 21/07/2000, 00Z, em intervalos de 24 horas.

A Figura 21 mostra o campo de linha de corrente e magnitude do vento no nível de 250hPa. Como mencionado na descrição da imagem de satélite, a Figura 21a mostra o jato subtropical contornando o lado polar de uma crista em altos níveis. A crista está associada a Alta da Bolívia, que se encontra centrada no estado de Rondônia. Em latitudes médias, na costa da América do Sul, nota-se o cavado de uma onda de latitudes médias, contornado pelo jato polar. Outro cavado, com inclinação horizontal negativa de seu eixo, é observado distante da costa, por volta de 45°S-40°W. Este último atuou durante o episódio anterior de GG. A Figura 21b mostra a situação no dia que antecede o terceiro episódio. O cavado na costa da América do Sul adquire amplitude. Nota-se a atuação do JS e JP com intensidade. A amplitude do cavado decai no dia da GG, como mostra a Figura 21c, e uma crista se estabelece sobre a América do Sul. O eixo do cavado no plano horizontal apresenta inclinação neutra, e no dia seguinte ao episódio apresenta-se negativamente inclinado em relação ao escoamento zonal, saindo da área de análise (Figura 21d). Outro cavado extratropical entra na América do Sul a partir do OP (Figura 21c, d), e estará associado a outros episódios de geada, de menor abrangência, conforme indicado na Tabela 2.

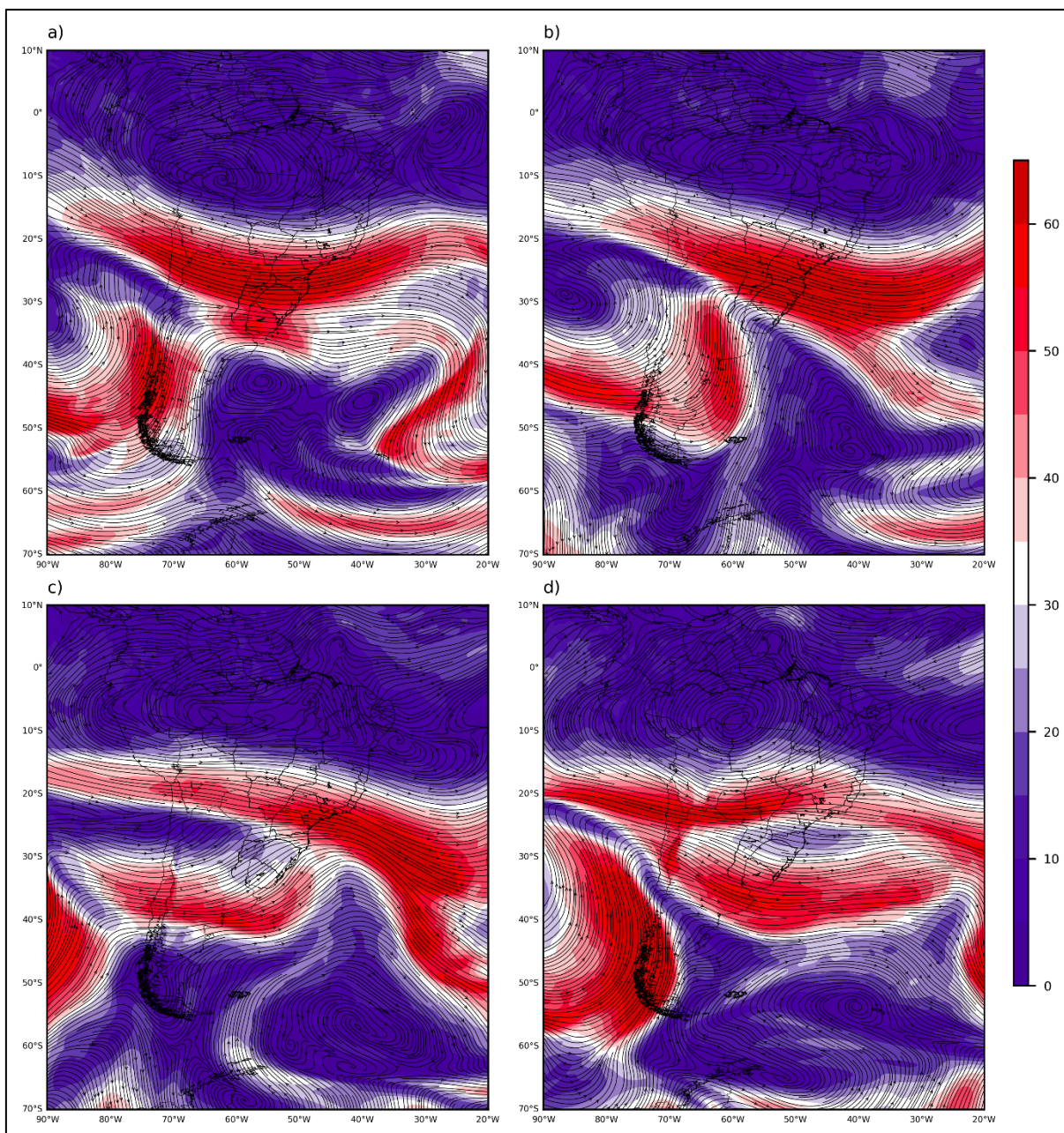


Figura 21 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, em m s^{-1}) em 250 hPa. a) 18/07/2000, 12Z; b) 19/07/2000, 12Z; c) 20/07/2000, 12Z; d) 21/07/2000, 12Z.

A Figura 22 mostra campos médios diários das das anomalias de vento zonal e do vetor vento em 250 hPa, onde se observa os mecanismos de contribuição atribuídos aos jatos para a incursão de ar frio. Entre dois e um dia antes da GG, o núcleo do JS encontra-se sobre o SBR (Figura 22a, b), e torna-se mais intenso na véspera do episódio, com anomalia de 40 m s^{-1} (Figura 22b). No sudeste do OP as anomalias positivas de vento zonal referem-se à atuação do JP (Figura 22a). Estas anomalias deslocam-se zonalmente e alcançam a AS na latitude de 45°S (Figura 22b). Depois, encontram-se em latitudes menores do que 40°S (Figura 22c). A presença do

JP causa uma circulação anticiclônica anômala no dia anterior ao episódio, que alimenta a confluência anômala do vetor vento na região de entrada do JS (Figura 22b). Em particular, neste episódio uma difluência anômala do vetor vento na região de saída do JS foi observada. Este recurso produz uma circulação anticiclônica no lado equatorial do jato, centrada em 15°S-50°W, e uma circulação ciclônica ao sul desse máximo, centrada em 35°S-55°W (Figura 22b). Conforme Müller e Berri (2011) estas anomalias auxiliam na confluência observada na região da entrada do JS e ajudam a explicar a máxima aceleração do JS na véspera da GG. Esta configuração foi observada por Müller e Berri (2011) para um episódio de máxima persistência de GG na PH, no ano de 1988 (Figura 9 de Müller e Berri, (2011)), não sendo relatada em campos compostos de geadas de menor persistência. Conforme os autores, a difluência do vento na saída do JS torna o deslocamento do JS mais lento devido à diminuição do componente zonal em relação ao componente meridional, sendo um recurso encontrado no episódio aqui analisado, que resultou na máxima persistência de geadas no estado do Paraná.

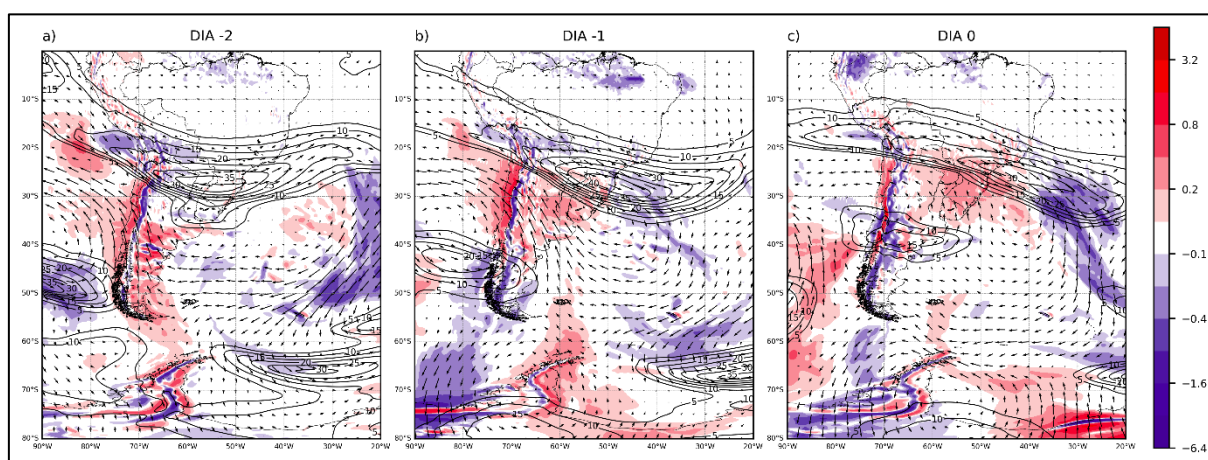


Figura 22 - Campos médios diários de anomalias de vento zonal em 250 hPa (contornos, em m s^{-1} , com intervalos de 5 m s^{-1} . Apenas valores positivos são mostrados), vetor vento em 250 hPa, e ω em 500hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 18/07/2000; b) 19/07/2000; c) 20/07/2000.

A Figura 23 apresenta os campos de altura geopotencial e ω em 500 hPa, Na Figura 23a nota-se dois VCMN a jusante da AS, que gradualmente se unem em um só sistema de baixa pressão em altitude. Estes VCMN estão associados a dois cavados extratropicais: o que está localizado no setor mais a leste apresenta inclinação horizontal negativa de seu eixo, e o que está no setor oeste tem inclinação horizontal positiva, e afeta a costa da AS. A Figura 23b mostra que em 24 horas há

apenas um VCMN resultante. Como visto no campo de vento em 250 hPa (Figura 20b), o cavado na costa da AS ganha amplitude e se estende positivamente até latitudes subtropicais (Figura 20b). O VCMN associado torna-se mais intenso no dia da GG, com um centro de 5000mgp (Figura 23c). Nota-se forte subsidência (movimento ascendente) corrente acima (abaixo) do eixo do cavado entre o dia do episódio (Figura 23c) e o dia posterior (Figura 23d), quando o cavado passa a apresentar inclinação horizontal quase neutra (Figura 23d). No dia subsequente, a situação muda rapidamente na AS. O desenvolvimento de outro cavado de latitudes médias entre o OP e Argentina no dia da GG (Figura 23c), causa forte movimento ascendente sobre o norte da Argentina, Paraguai e SBR, e entra em fase com o VCMN localizado a jusante do continente, contribuindo para o desenvolvimento do mesmo (Figura 23d).

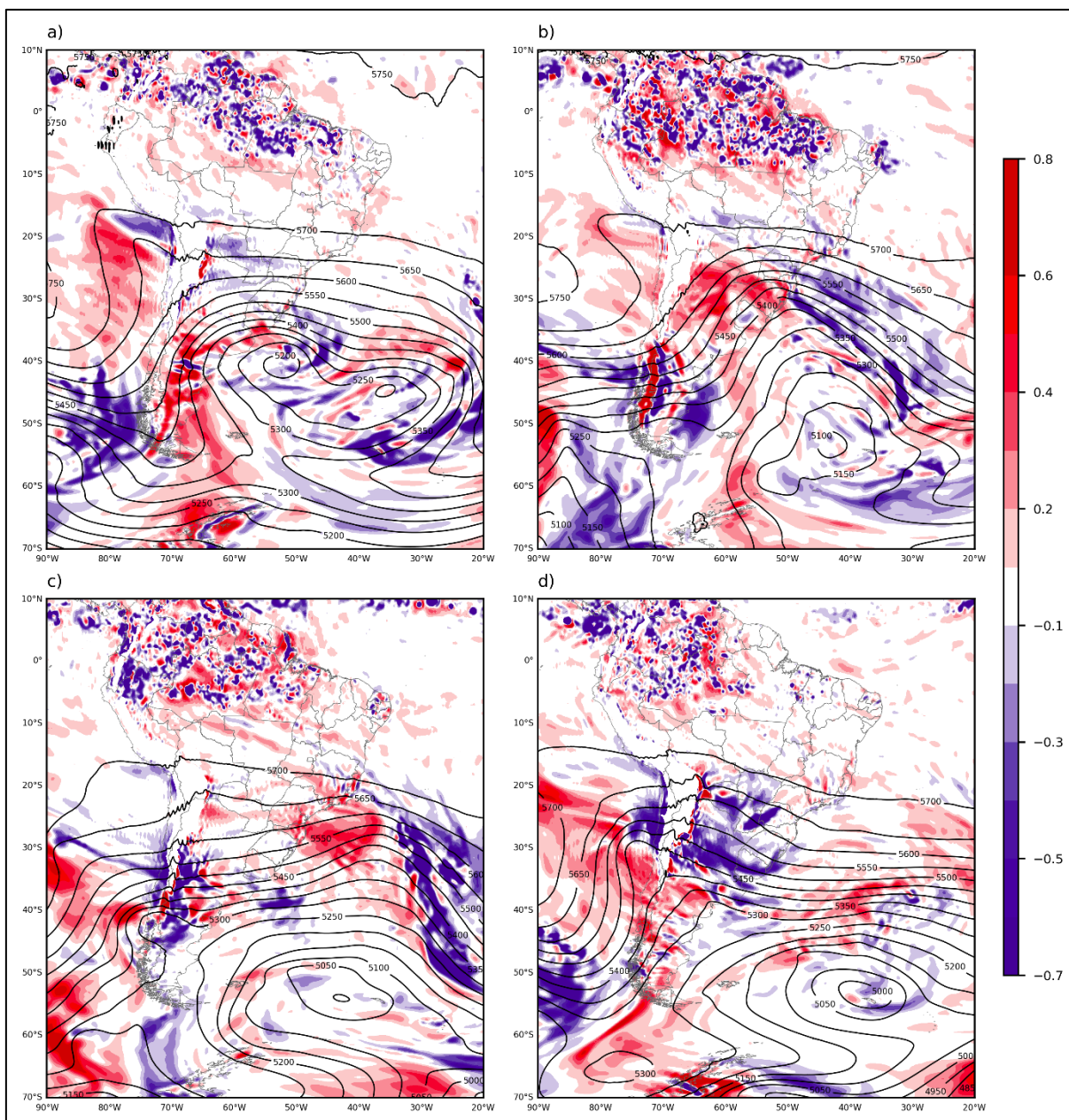


Figura 23 - Altura geopotencial (contorno grosso, em intervalos de 50 mgp) e ω em 500 hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 18/07/2000, 18Z; b) 19/07/2000, 18Z; c) 20/07/2000, 18Z; d) 21/07/2000, 18Z.

A Figura 24 mostra os campos de linha de corrente, magnitude do vento e advecção de temperatura em 850hPa. O cavado em 500hPa causa queda de pressão em baixos níveis, favorecendo uma circulação ciclônica na costa da Argentina dois dias antes da GG. A oeste desta circulação ciclônica ocorre um fluxo de sul, proveniente da latitude de 55°S . No setor norte deste escoamento de ar frio ocorre forte advecção negativa de temperatura (Figura 24a). No dia que antecede o episódio a AF afeta o setor meridional do SBR (Figura 24b). A circulação ciclônica na costa da Argentina entra em fase com um ciclone extratropical barotrópico localizado a jusante

do continente, semelhante ao que é observado em nível superior. A Figura 24c mostra que no dia da GG a AF é observada sobre o estado do Paraná. O deslocamento zonal da onda de latitudes médias em nível superior permite o estabelecimento de uma fraca circulação anticiclônica na parte ocidental do Paraguai, que em questão de 24 horas estabelece AQ sobre a AS por meio do JBN que é reestabelecido.

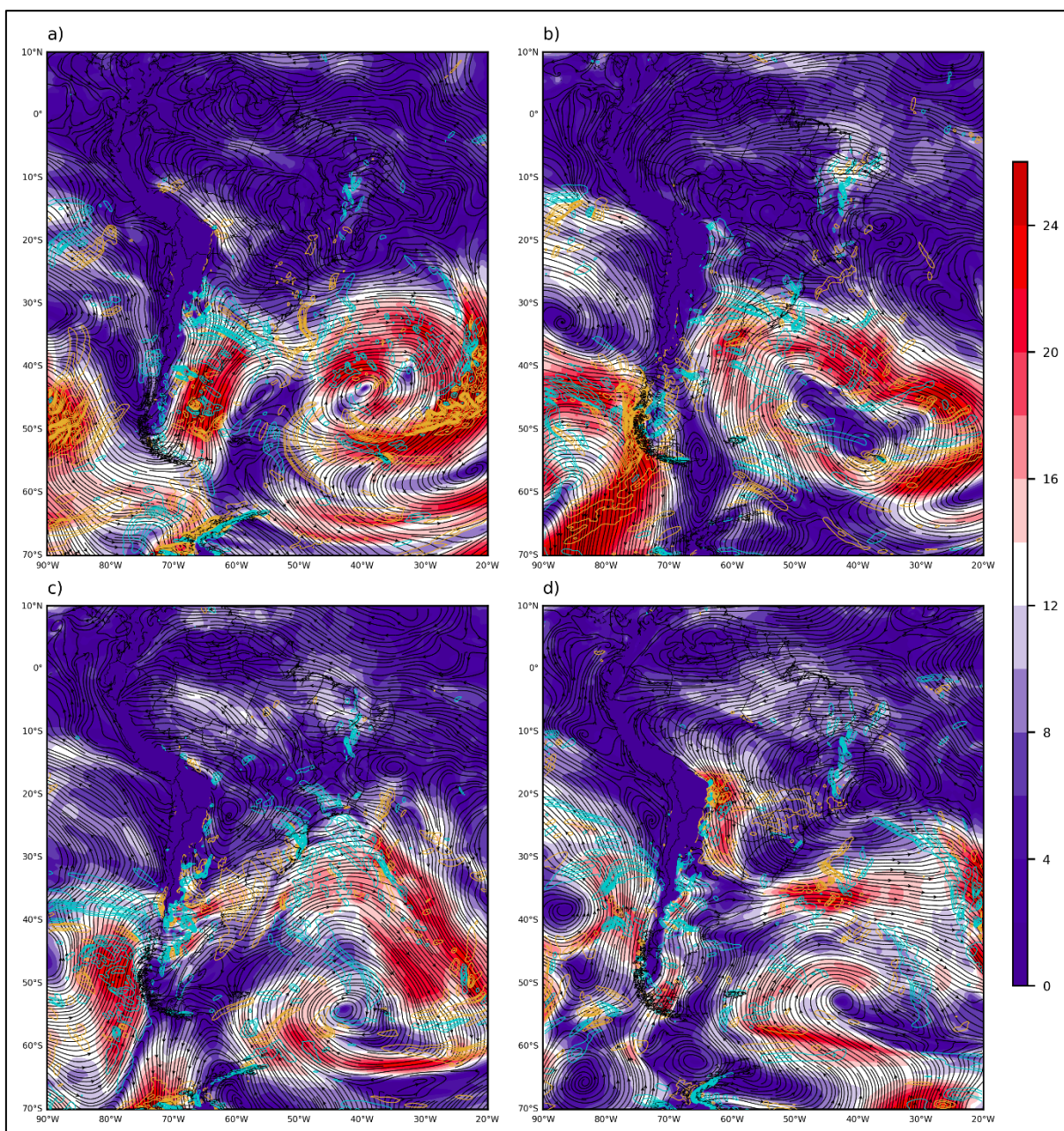


Figura 24 - Linha de corrente (contorno preto), magnitude do vento (sombreado, m s^{-1}), e advecção negativa (contorno azul) e positiva (contorno amarelo) de temperatura em 850 hPa (em $\times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, maior em módulo que $1 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$). a) 18/07/2000, 6Z; b) 19/07/2000, 6Z; c) 20/07/2000, 6Z; d) 21/07/2000, 6Z.

A Figura 25 mostra o campo de linha de corrente e temperatura em 850hPa. A Figura 25a mostra que inicialmente o ar está mais aquecido entre o norte da Argentina e Paraguai. Ao mesmo tempo, um escoamento de sul sobre a Argentina leva o ar frio para latitudes menores que 40°S. O ciclone barotrópico observado a jusante tem núcleo aquecido, mas o fraco gradiente de temperatura é coerente com a situação barotrópica equivalente. No dia que antecede a GG (Figura 25b) nota-se a incursão do ar frio em latitudes tropicais, como resultado da AF que ocorre a sotavento dos Andes. A situação leva ao estabelecimento de um cavado térmico em baixos níveis no dia da GG, que afeta o SBR (Figura 25c). Ao mesmo tempo a circulação anticiclônica é estabelecida a sotavento dos Andes. Esta circulação é deslocada para a costa do RJ (Figura 25d), e uma circulação proveniente de norte acarreta em aquecimento dos baixos níveis atmosféricos entre o SBR, centro e norte da Argentina e Paraguai no dia posterior ao episódio.

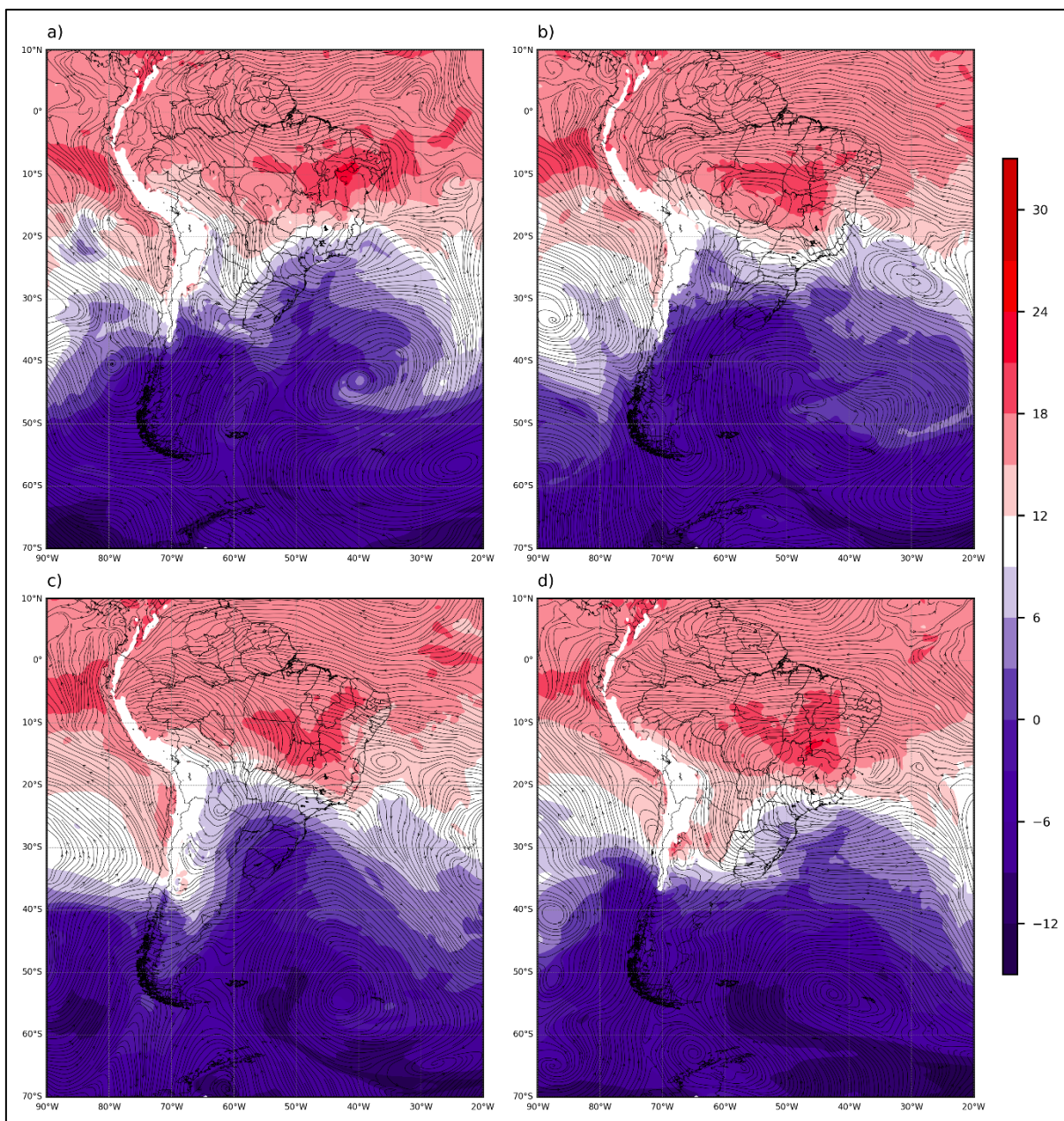


Figura 25 - Linha de corrente em 850 hPa (contorno preto), e temperatura em 850 hPa (sombreado, em °C). a) 18/07/2000, 0Z; b) 19/07/2000, 0Z; c) 20/07/2000, 0Z; d) 21/07/2000, 0Z.

A Figura 26 exibe os campos de PNMM e espessura da camada entre 1000-500hPa para o período em análise. Os campos reiteram a situação descrita anteriormente. Na Figura 26a nota-se um cavado térmico no sul da AS, estabelecido entre um centro de baixa pressão a jusante, e um centro de alta pressão a montante. O centro de alta pressão estende uma crista para leste, que entra no continente por volta de 45°S. O gradiente zonal de pressão, na AS, é intensificado. No OA o ciclone barotrópico não apresenta um gradiente de espessura significativo. No dia que antecede o episódio o centro de baixa pressão na costa da Argentina entra em fase

com o ciclone barotrópico (Figura 26b). A circulação geostrófica estabelecida entre o cavado resultante e o anticiclone em superfície no continente, direciona para norte uma piscina fria, denotada por espessura menor que 5200mgp (Figura 26b). No dia da GG a piscina fria não é mais identificada, mas um cavado térmico amplo contorna o sudeste do continente (Figura 26c). Em superfície a crista deu origem a uma nova célula de alta pressão em latitudes subtropicais, enquanto que o ciclone extratropical sob efeito da dinâmica de nível superior, é direcionado para altas latitudes, em ambiente de menor espessura (Figura 26c). No dia posterior à GG a situação sinótica é alterada. A nova célula de alta pressão é rapidamente direcionada para o OA e se une a uma crista associada a Alta Subtropical do Atlântico Sul. A sotavento dos Andes uma baixa térmica é estabelecida pela primeira vez desde cinco dias antes do primeiro episódio de GG. O ciclone barotrópico permanece em altas latitudes, com espessuras que denotam ambiente frio. Um novo cavado térmico é observado no sudoeste da AS, situado entre um cavado em superfície a jusante, e um anticiclone em superfície a montante, semelhante ao que foi observado antecedendo este episódio de GG (Figura 26d).

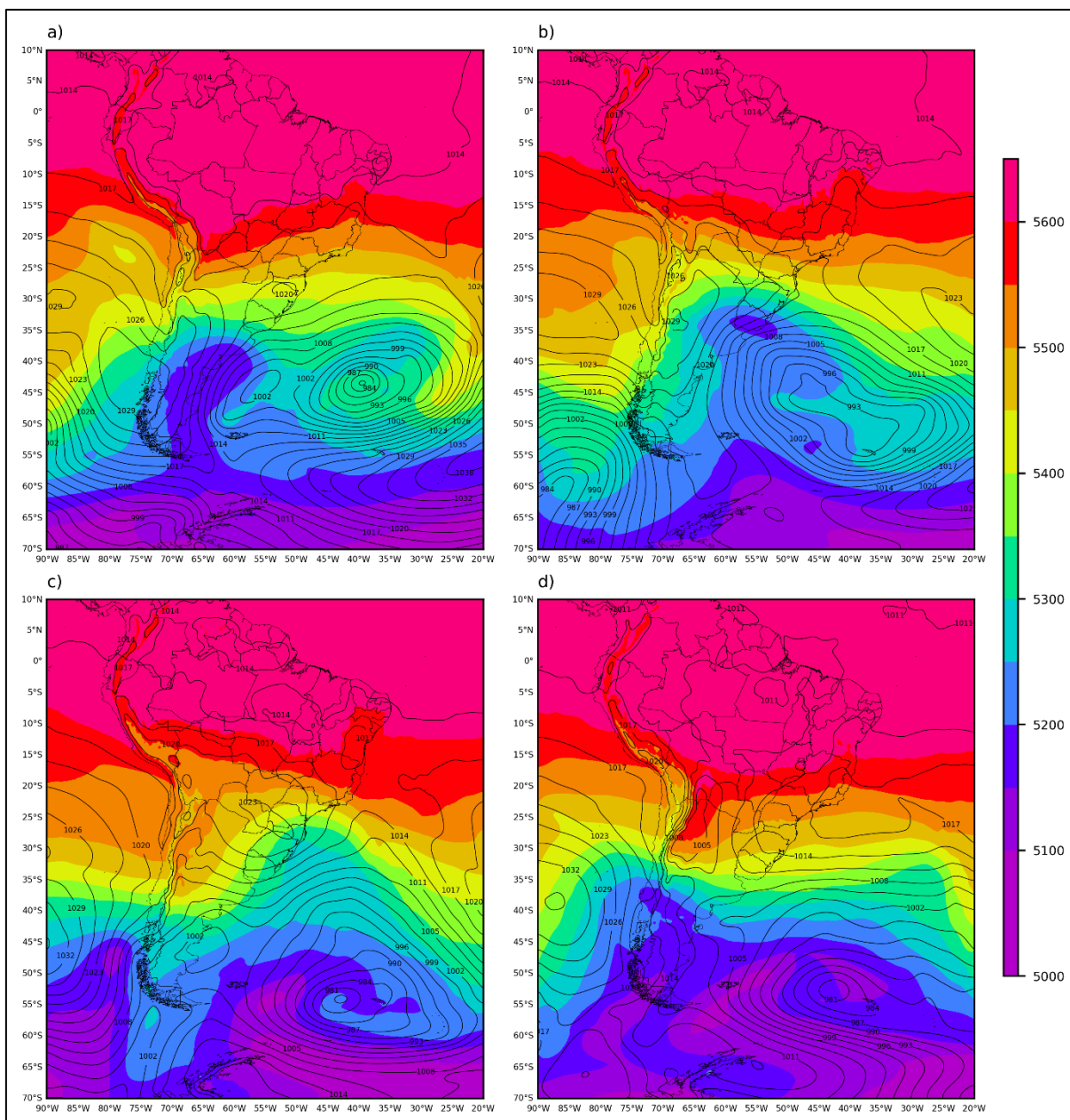


Figura 26 - Espessura da camada entre 1000-500 hPa (sombreado, em metro geopotencial, com intervalos de 50mgp), e PNMM (contorno preto, em hPa, e intervalos de 3 hPa). a) 18/07/2000, 6Z; b) 19/07/2000, 6Z; c) 20/07/2000, 6Z; d) 21/07/2000, 6Z.

4.4.4 Episódio de 24 de julho de 2013

A incursão de ar frio que causou o episódio de GG em 24 de julho de 2013 foi analisado por Dolif Neto et al. (2013), que identificaram a ocorrência de neve com duas descargas elétricas nuvem-solo, no município de Guarapuava, estado do Paraná, evento conhecido como *thundersnow*. Segundo os autores, a excepcional amplitude da onda de Rossby, a inclinação do eixo do cavado para oeste, e o deslocamento lento do sistema, contribuíram para que a AF em baixos níveis durasse

tempo suficiente para desencadear o evento excepcional. A nebulosidade associada a este episódio é mostrada por meio de imagens de satélite na Figura 27. Nota-se a presença de um ciclone extratropical a jusante da AS, três dias antes da GG (Figura 27a). Dois dias antes o ciclone se desloca para sudeste, e estabelece uma frente fria sobre latitudes subtropicais, denotada pela nebulosidade entre a Bolívia e o OA (Figura 27b). A incursão meridional do ar frio, pelo interior da AS, causa a nebulosidade observada também ao sul da Amazônia (Figura 27c), que depois alcança as latitudes equatoriais da Amazônia ocidental (Figura 27d). Entre dois e um dia antes da GG, nota-se nebulosidade na costa do Uruguai (Figura 27b-c), que denota um sistema de baixa pressão de menor escala, ou uma frente secundária no lado polar da frente fria. Esta situação ainda está presente no dia do episódio, porém aparece de forma menos organizada (Figura 27d).

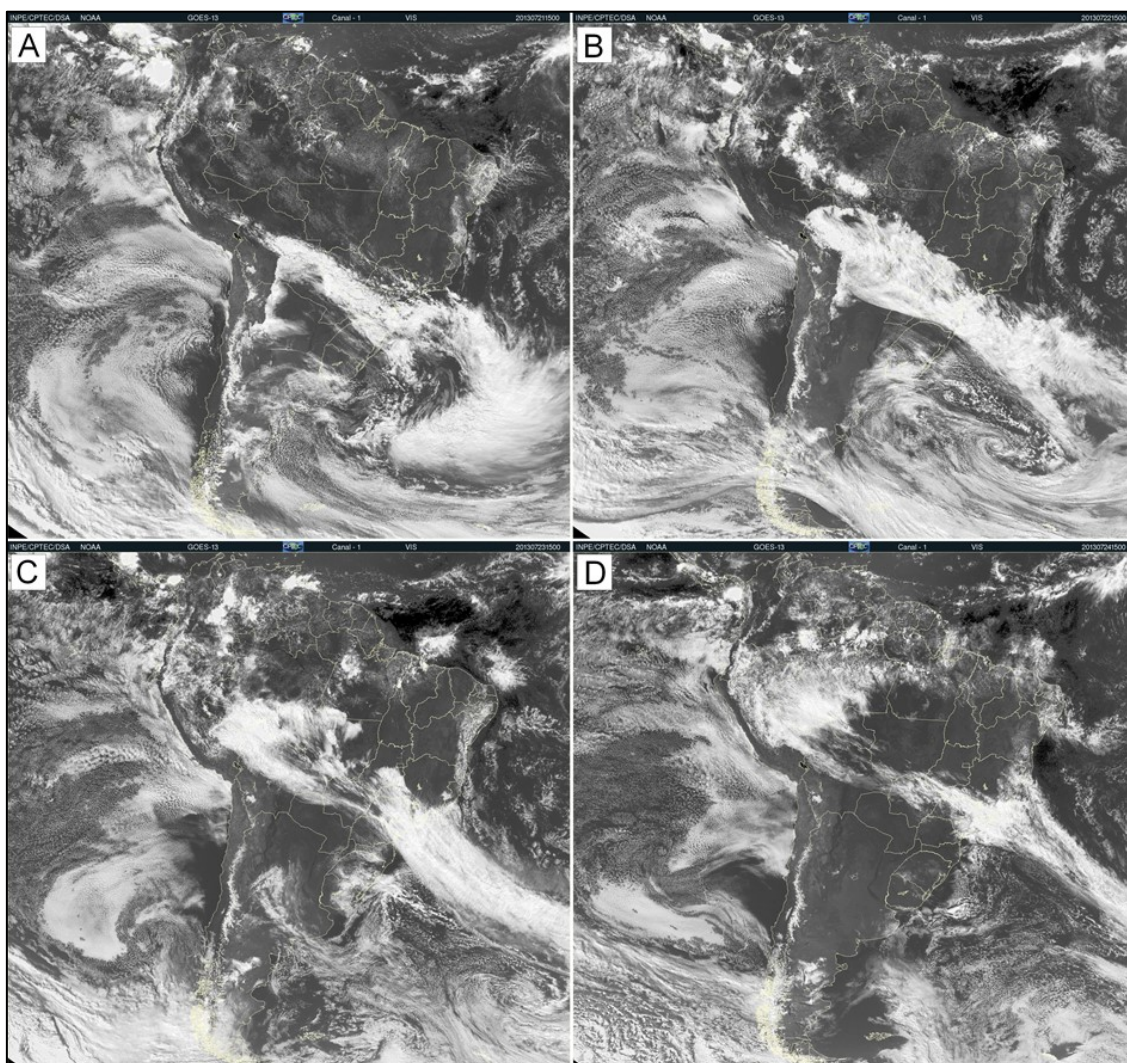


Figura 27 - Sequência de imagens do satélite GOES-13, canal I (visível), correspondente ao período entre 21/07/2013, 15Z e 24/07/2013, 15Z, em intervalos de 24 horas.

A Figura 28 mostra os campos de linha de corrente e magnitude do vento em 250hPa. Quatro dias antecedendo o episódio o cavado de uma onda de latitudes médias é observado entre o extremo meridional da AS e OA, com o eixo horizontal fortemente inclinado de forma positiva em relação ao escoamento zonal (Figura 28a). O cavado desloca-se para norte no dia seguinte, e um VCAN é observado na costa da Argentina (Figura 28b). Dois dias antes da GG nota-se outro cavado em latitudes subpolares, por volta de 60°S-70°W (Figura 28c), que na véspera do episódio entra em fase com o cavado de maior amplitude localizado na AS (Figura 28d). A situação leva a maior amplitude da onda antes e durante o episódio (Figura 28d, e). Nota-se que o cavado em latitudes subpolares se desloca rapidamente, e encontra-se fora da área de análise no dia posterior a GG, enquanto que o cavado em latitudes subtropicais desloca-se lentamente para leste, localizado na costa do SBR (Figura 28e). Durante o período o cavado é acompanhado de uma crista correspondente que se encontra no sul da AS. Nota-se a presença das correntes de jato contornando a onda, com o JP contornando o cavado desde latitudes polares até latitudes médias (Figura 28a), e no dia que antecede o episódio nota-se a presença dos ramos sul e norte do JP entre o sul da AS e o OA, enquanto o JS encontra-se localizado em torno de 20°S (Figura 28d).

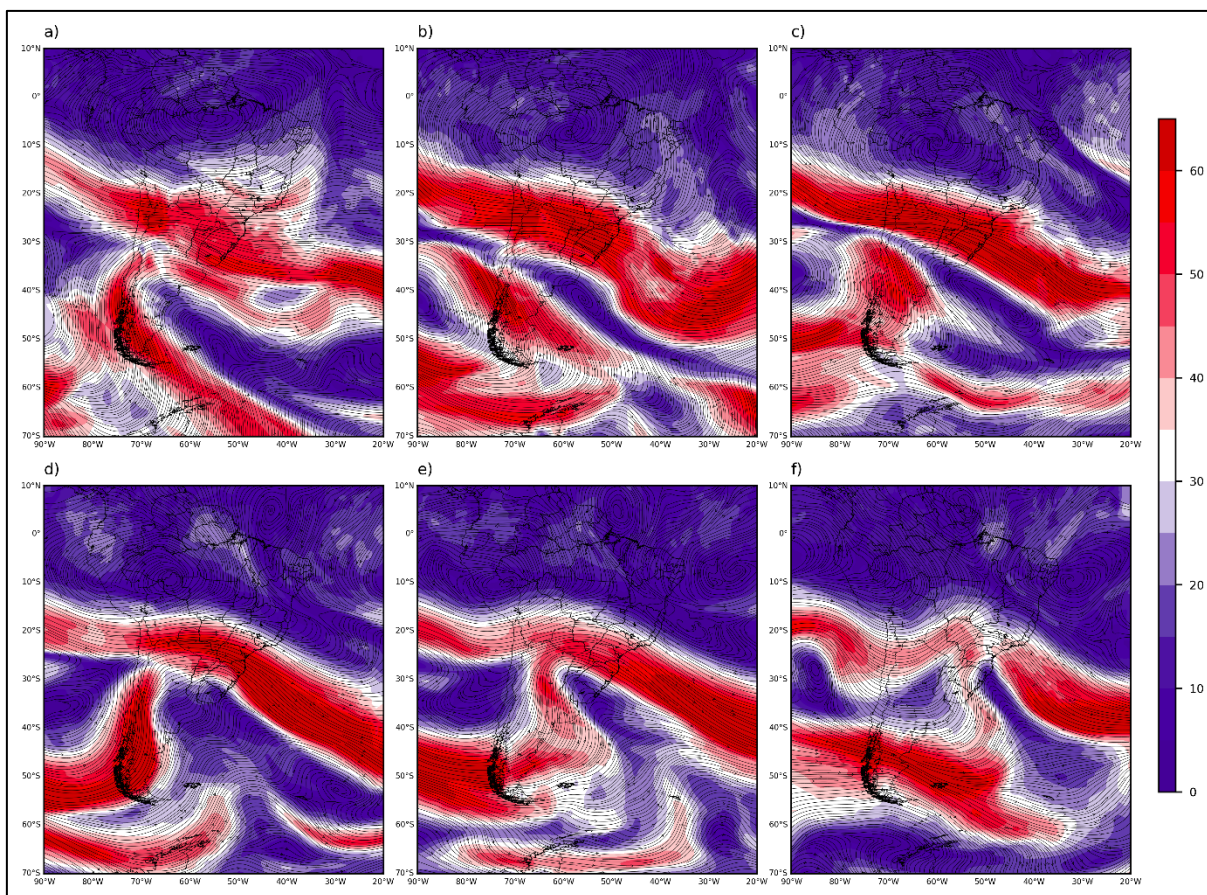


Figura 28 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, em m s^{-1}) em 250 hPa. a) 20/07/2013, 12Z; b) 21/07/2013, 12Z; c) 22/07/2013, 12Z; d) 23/07/2013, 12Z; e) 24/07/2013, 12Z; f) 25/07/2013, 12Z.

A Figura 29 mostra campos médios diários das anomalias de vento zonal e vetor vento em 250hPa, e ω em 500hPa. Em latitudes subtropicais as anomalias do componente zonal do vento estão associadas ao JS e são intensas, com um núcleo anômalo de 50 m s^{-1} a montante da área afetada pela GG (Figura 29a). Na véspera (Figura 29b) e no dia do episódio (Figura 29c), o núcleo encontra-se sobre a área afetada. No sudeste do OP notam-se anomalias associadas de vento zonal associadas a atuação do JP, (Figura 29a-c). As anomalias encontram-se na AS no dia que antecede o episódio (Figura 29b) e contribuem com ventos anômalos de sul, desde 50°S até latitudes subtropicais, onde tem sua curvatura direcionada para leste, na região de entrada do JS. Este fato pode ser apreciado durante os três dias mostrados (Figura 29a-c). Além disso a circulação termicamente direta, transversal ao eixo do JS acarreta movimento ascendente no lado equatorial do JS, e movimento subsidente no lado polar, favorecendo a incursão de ar frio em baixos níveis.

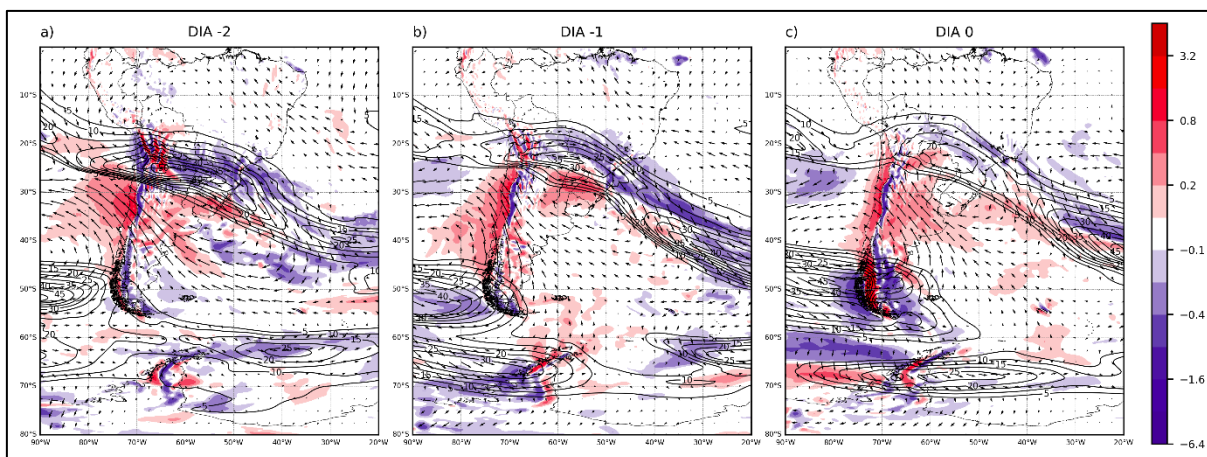


Figura 29 - Campos médios diários de anomalia de vento zonal em 250 hPa (contornos, em m s^{-1} , com intervalos de 5 m s^{-1} . Apenas valores positivos são mostrados), vetor vento em 250 hPa, e ω em 500hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 22/07/2013; b) 23/07/2013; c) 24/07/2013.

A Figura 30 mostra os campos de altura geopotencial e ω em 500hPa, entre cinco dias antes, e o dia da GG. Inicialmente dois cavados atuam na AS. Um está localizado à barlavento dos Andes, em latitudes subtropicais, e outro no extremo sul do continente, onde um VCMN é observado (Figura 30a). Estes cavados entram em fase quatro dias antes, e resultam em maior amplitude da onda sobre a AS, que acarreta forte movimento ascendente corrente abaixo de seu eixo (Figura 30b). O VCMN desloca-se para norte, na interface entre a AS e OA (Figura 30b, c), e depois para sudeste (Figura 30d), não sendo observado na véspera do episódio (Figura 30e). Neste dia dois cavados de menor comprimento de onda são observados na costa sudeste da AS. Os dois cavados entram em fase tornando a onda mais ampla no dia da GG (Figura 30f). Esta situação causa movimento ascendente no estado do Paraná e forte subsidência corrente acima de seu eixo, ao norte da Argentina (Figura 30f). A situação contribui para um episódio de geada parcial no dia subsequente, e para um episódio de geada isolada dois dias após, conforme a Tabela 2, indicando persistência de três dias de geada.

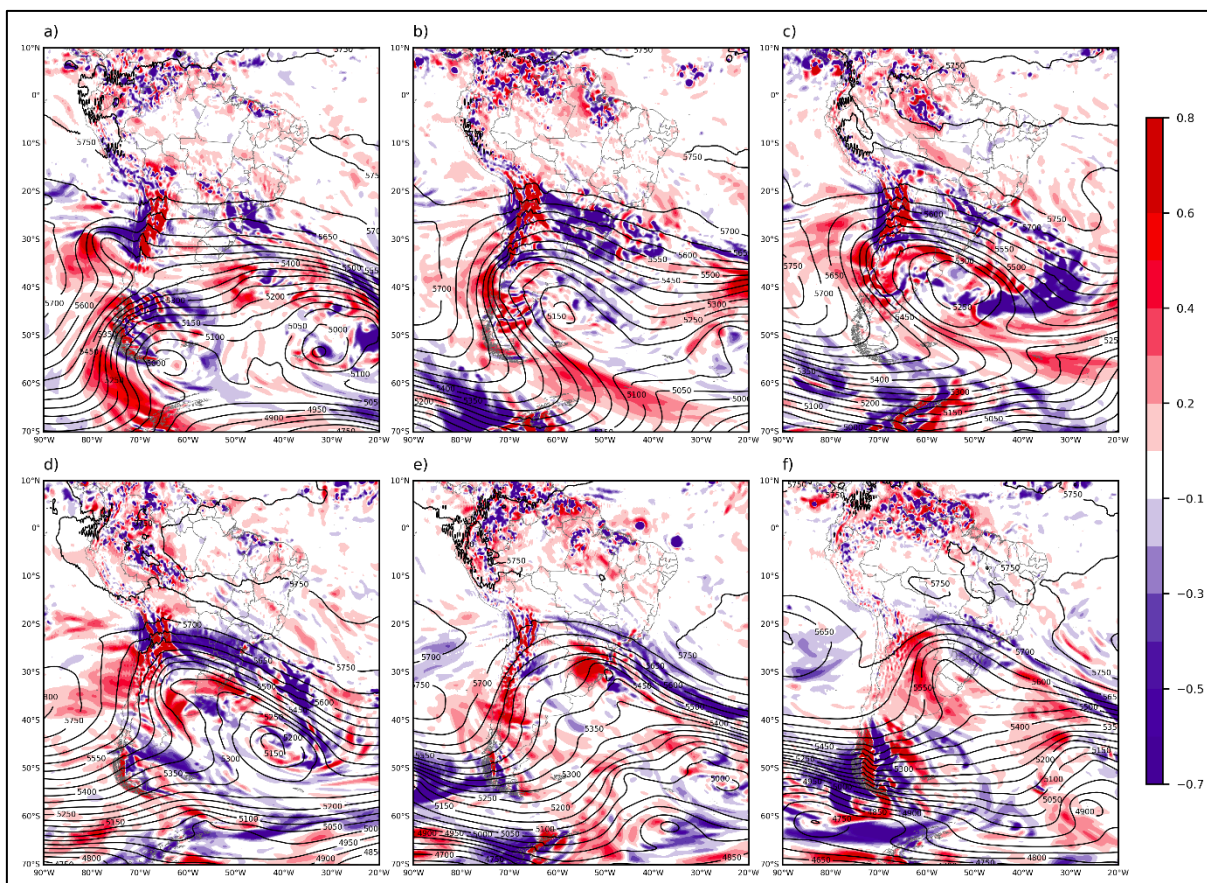


Figura 30 - Altura geopotencial (contorno grosso, em intervalos de 50 mgp) e ω em 500 hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 19/07/2013, 18Z; b) 20/07/2013, 18Z; c) 21/07/2013, 18Z; d) 22/07/2013, 18Z; e) 23/07/2013, 18Z; f) 24/07/2013, 18Z.

A Figura 31 mostra a circulação em baixos níveis por meio dos campos de linha de corrente, magnitude do vento e advecção horizontal de temperatura em 850hPa. Cinco dias antes do episódio, se observa circulação ciclônica entre a AS e a PA (Figura 31a), associada a AF no extremo sul da AS (Figura 31b). O vento do quadrante sul, no lado ocidental da circulação ciclônica, alcança as latitudes subtropicais e causa forte AF no SBR três dias antes da GG (Figura 31c). Por outro lado, o JBN é intensificado neste dia, e causa AQ entre o Sudeste do Brasil e o OA. A advecção de temperatura contribui para intensificar a ciclogênese que ocorre no OA, dois dias antes da GG (Figura 31d). A AF afeta o estado do Paraná principalmente no dia que antecede o episódio (Figura 31e), e uma circulação anticiclônica é estabelecida a sotavento dos Andes, contribuindo para direcionar a AF para latitudes menores (Figura 31e), situação verificada também no dia da GG (Figura 31f).

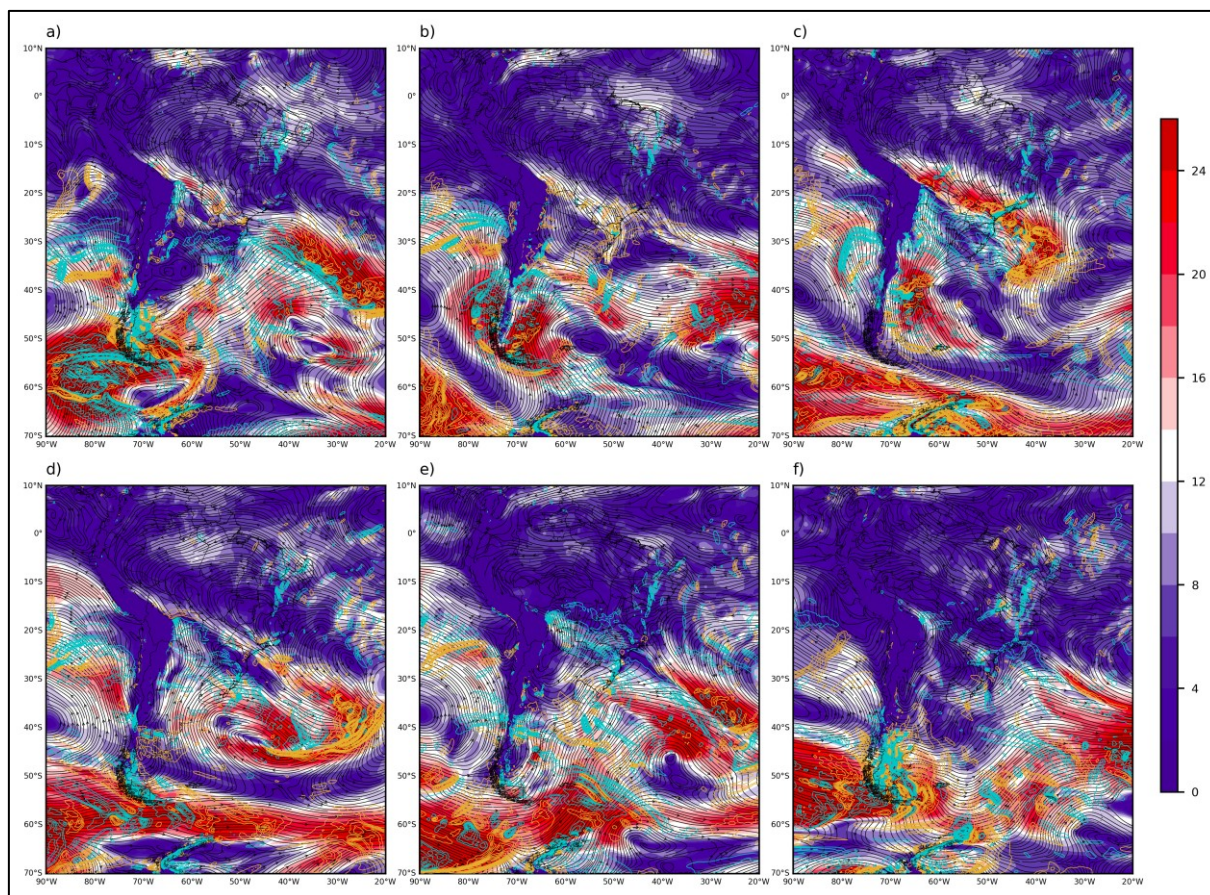


Figura 31 - Linha de corrente (contorno preto), magnitude do vento (sombreado, m s^{-1}) e advecção negativa (contorno azul) e positiva (contorno amarelo) de temperatura em 850 hPa (em $\times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, maior em módulo que $1 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$). a) 19/07/2013, 6Z; b) 20/07/2013, 6Z; c) 21/07/2013, 6Z; d) 22/07/2013, 6Z; e) 23/07/2013, 6Z; f) 24/07/2013, 6Z.

A Figura 32 mostra os campos de circulação e temperatura em 850 hPa. Em baixos níveis o ar frio é observado entre o OP e OA, sendo direcionado para norte a montante da AS e à sotavento dos Andes, situação verificada entre cinco e três dias antes da GG (Figura 32a-c). A circulação entre os Andes e o centro de baixa pressão localizado em 45°S - 55°W , direciona o ar frio para latitudes menores. A influência dos Andes é fortemente apreciada entre dois e um dia antes do episódio, com a massa fria afetando todo cone-sul (Figura 32d-e). No dia do episódio, a circulação anticiclônica à sotavento dos Andes, direciona o ar frio para latitudes menores, mas o deslocamento dos sistemas de altos níveis para leste, faz com que a influência da cordilheira para a manutenção do ar frio em latitudes subtropicais torne-se menor.

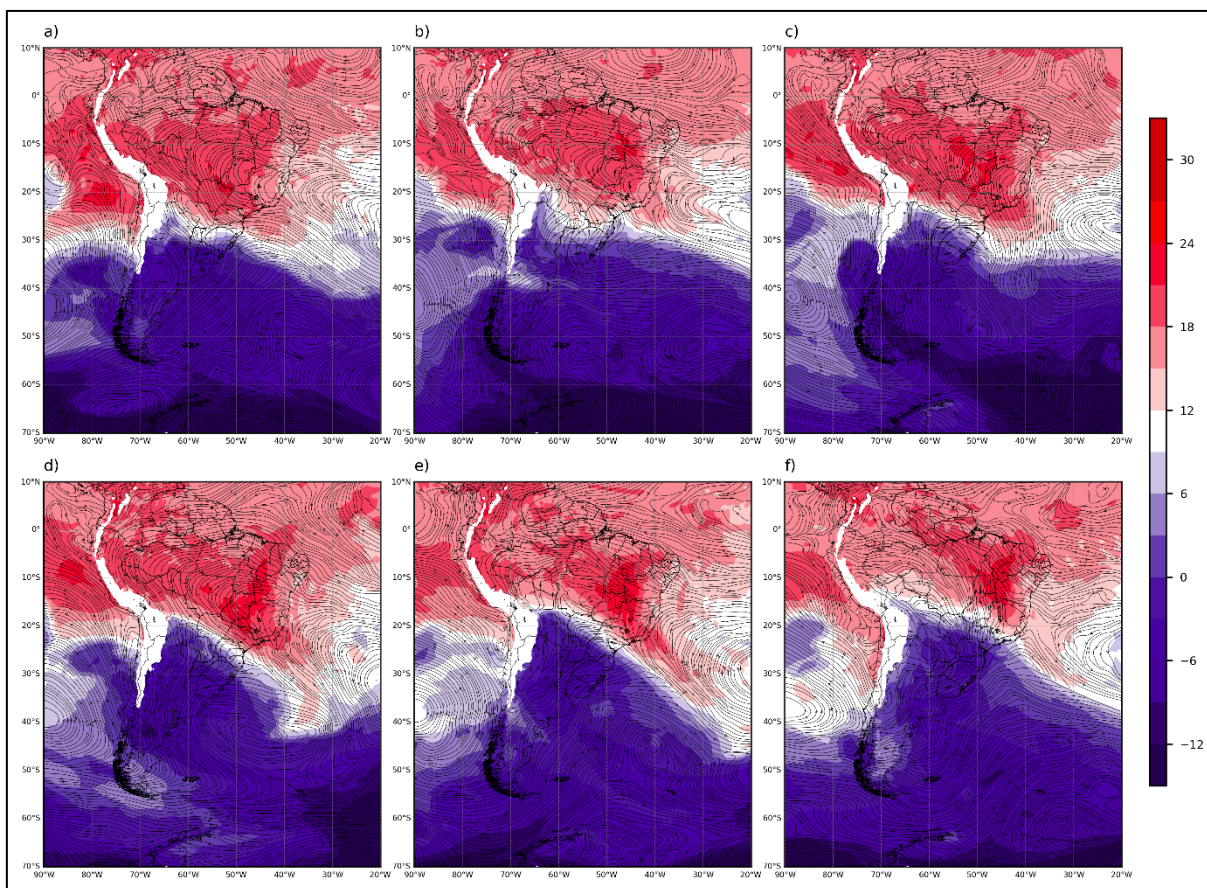


Figura 32 - Linha de corrente em 850 hPa (contorno preto), e temperatura em 850 hPa (sombreado, em °C). a) 19/07/2013, 0Z; b) 20/07/2013, 0Z; c) 21/07/2013, 0Z; d) 22/07/2013, 0Z; e) 23/07/2013, 0Z; f) 24/07/2013, 0Z.

Os campos de PNMM e espessura da camada 1000-500hPa são mostrados na Figura 33. A Figura 33a mostra um ciclone extratropical localizado entre a AS e a PA, cinco dias antes da GG. Em 24 horas, o sistema encontra-se na costa da Argentina (Figura 33b). Por outro lado, uma ampla crista se estende do anticiclone do OP até o OA, para leste de 50°W (Figura 33b), associada ao estabelecimento de uma crista térmica sobre sua área de atuação (Figura 33c). Na AS, a interação com a orografia leva o anticiclone para norte, confinado entre a cordilheira dos Andes e o ciclone extratropical na costa do continente. Este ciclone entra em fase com outro sistema de baixa pressão que se desenvolve na região da CBM (Figura 33c). Nota-se um cavado de menor comprimento de onda em superfície, por volta de 35°S-50°W (Figura 33c, d), que está associado à nebulosidade de menor escala observada próximo da costa do Uruguai na imagem do satélite (Figura 27c). Este cavado recebe suporte termodinâmico por meio de AQ promovida pelo JBN, e AF pelo escoamento meridional proveniente de Sul (Figura 31c-d). Em superfície o gradiente de pressão, estabelecido entre o ciclone a jusante no OA, e a crista que parte do OP, direciona para norte a

piscina de ar frio, observada por baixos valores de espessura no centro da Argentina (Figura 33c, d). Como resultado, o gradiente de espessura na costa da AS é intensificado (Figura 34c, d). Posteriormente, com o deslocamento do cavado térmico para leste, ocorre o aquecimento da camada de ar sobre os Andes, como indica a crista térmica localizada sobre a cordilheira no dia que antecede a GG (Figura 33e). Esta crista térmica está associada ao desmembramento da crista no campo de pressão em superfície, a sotavento dos Andes, que dá origem a uma nova célula de alta pressão em latitudes subtropicais (Figura 33e). Este anticiclone proporciona fraco gradiente de pressão em sua área de atuação, que garante estabilidade, pouca ou nenhuma nebulosidade, e vento calmo, favorecendo a perda de radiação de onda longa no período noturno, associada ao episódio de GG. Uma vez que se espera AQ no lado oeste da circulação anticiclônica, o estabelecimento da nova célula de alta pressão marca o ponto máximo do desenvolvimento da onda de frio na AS, a partir do qual a AQ é reestabelecida (GARREAUD, 2000). O efeito posterior que acompanha o estabelecimento da célula de alta pressão em superfície pode ser observado no campo de espessura, que apresenta a crista térmica mais espessa do que no dia anterior ao episódio (Figura 33f).

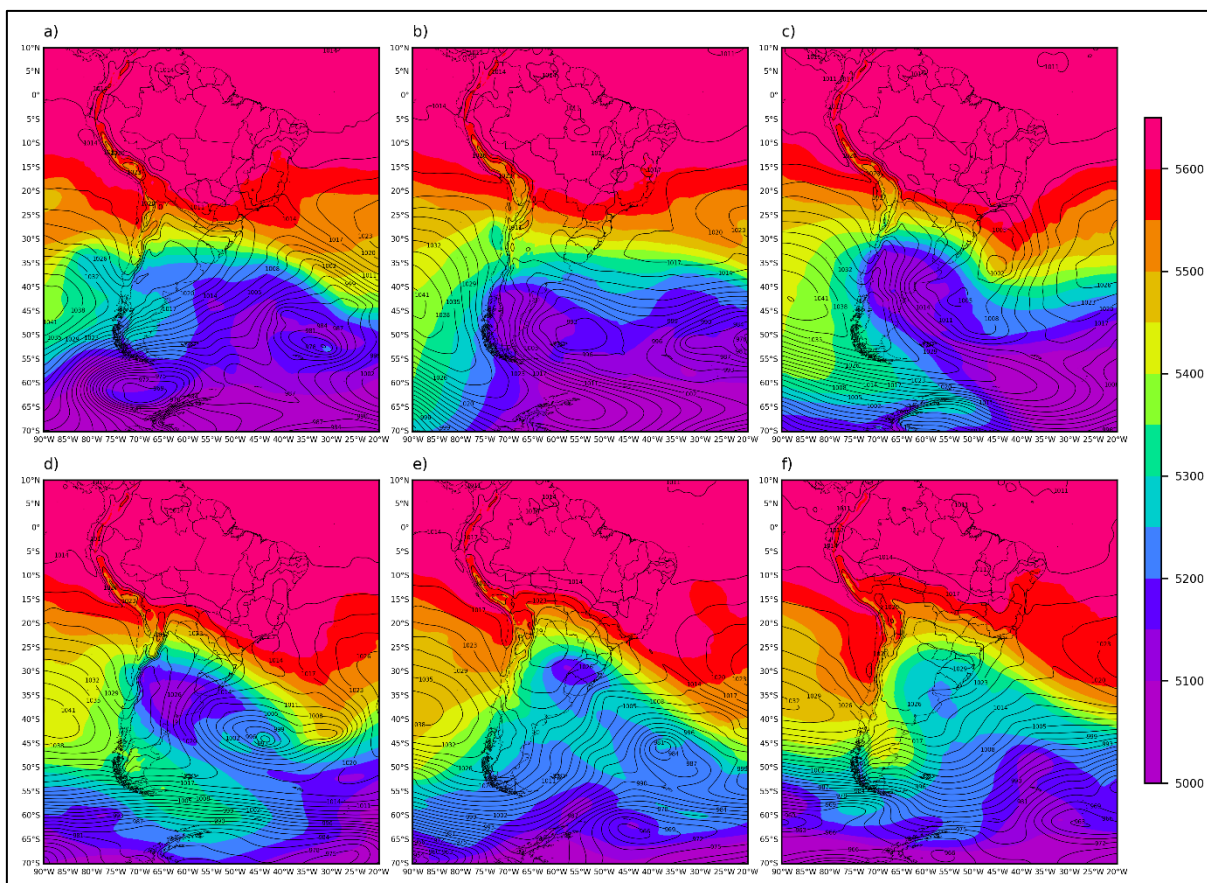


Figura 33 - Espessura da camada entre 1000-500 hPa (sombreado, em metro geopotencial, com intervalos de 50mgp), e PNMM (contorno preto, em hPa, e intervalos de 3 hPa). a) 19/07/2013, 6Z; b) 20/07/2013, 6Z; c) 21/07/2013, 6Z; d) 22/07/2013, 6Z; e) 23/07/2013, 6Z; f) 24/07/2013, 6Z.

4.4.5 Episódio de 06 de julho de 2019

O evento sinótico responsável pelo episódio de GG em 06/07/2020, é mostrado por meio de imagens do satélite GOES-16 na Figura 34. Como nos eventos anteriores uma extensa região com nebulosidade estratiforme é observada entre a Bolívia e o OA (Figura 34a, b), resultante do levantamento forçado do ar quente tropical pelo deslocamento meridional da massa fria, que posteriormente é direcionada para o sul da Amazônia (Figura 34c, d). A jusante da AS um ciclone é observado em latitudes médias desde três dias antes do episódio (Figura 34a-d). O padrão de nebulosidade do tipo células abertas anteriores é característica da massa fria, observada em todos os episódios. Uma similaridade com o episódio de 2013 é a nebulosidade em torno da costa do Uruguai, onde uma tempestade é identificada na tarde do dia 04 de julho de 2019 (Figura 34b). Nota-se nebulosidade em forma de vírgula invertida, com células convectivas no terceiro quadrante da tempestade (Figura 34c). Este sistema ocorre no lado polar da frente fria, e indica possível contribuição de processos de mesoescala

ou de escala sub-sinótica, promovidos por interação oceano atmosfera por meio de fluxos de calor. Conforme Coelho e Nunes (2019), o sistema de escala aproximada meso- β , foi originado a partir de um cavado associado a um ciclone barotrópico localizado a jusante. O sistema apresentou características semelhantes a um tipo de ciclogênese especial chamada de baixa polar, que ocorre imerso em massa fria, e apresenta núcleo quente em médios níveis.

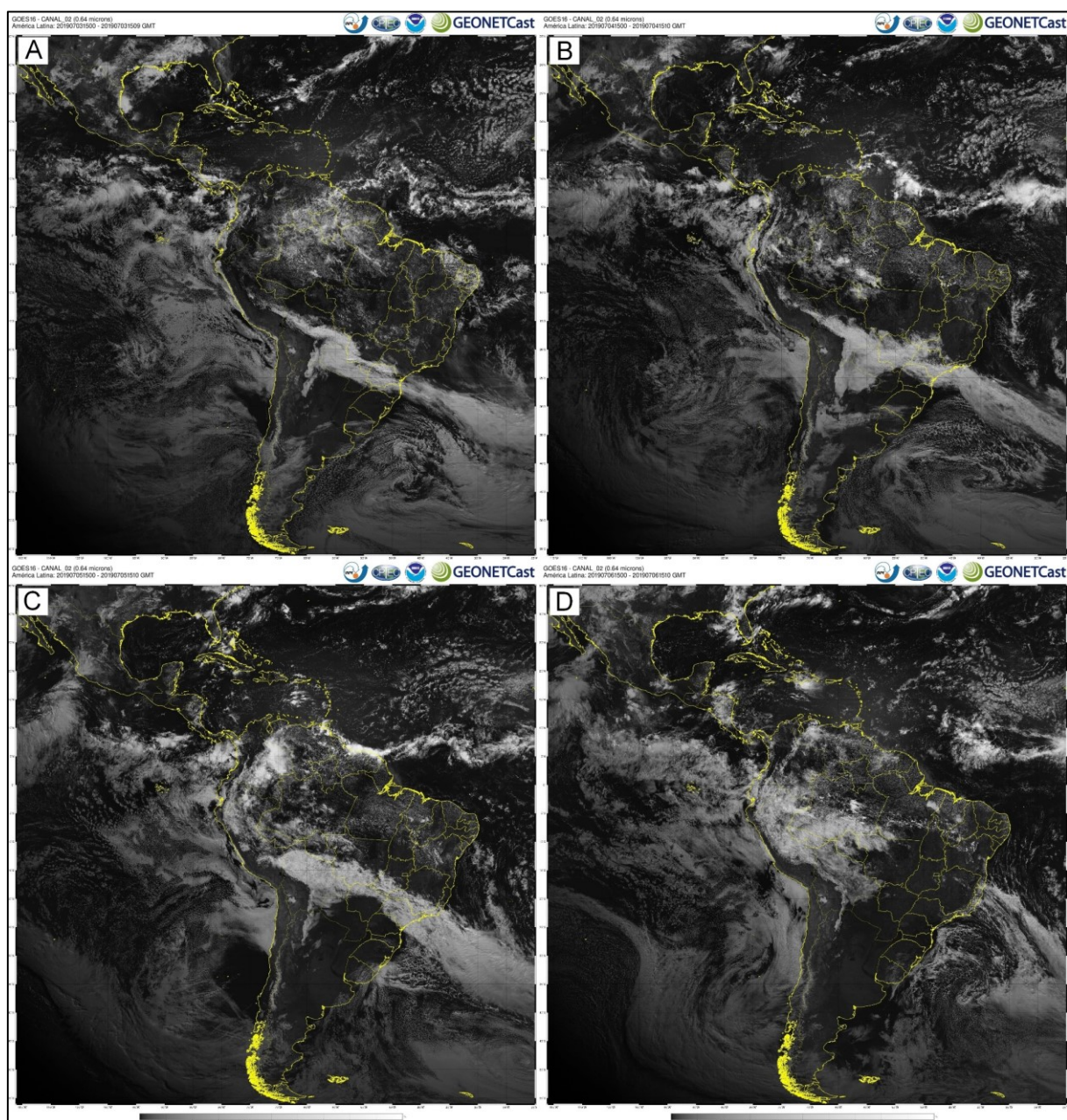


Figura 34 - Sequência de imagens do satélite GOES-16, canal 2 (visível), correspondente ao período entre 03/07/2019, 15Z e 06/07/2019, 15Z, em intervalos de 24 horas.

A Figura 35 exibe o campo de linha de corrente e magnitude do vento no nível de 250 hPa. Nota-se a atuação do JS em latitudes subtropicais da AS, e do JP no sudoeste do continente (Figura 35a). O JP entra em fase com o JS três dias antes do episódio de GG, e juntos contornam um cavado de latitudes médias que aumenta sua amplitude a jusante da AS (Figura 35c, d). O cavado apresenta inclinação horizontal quase neutra e mostra-se bastante amplo especialmente entre o dia que antecede, e o dia do episódio de GG, sendo precedido por uma ampla crista a montante (Figura 34e, f).

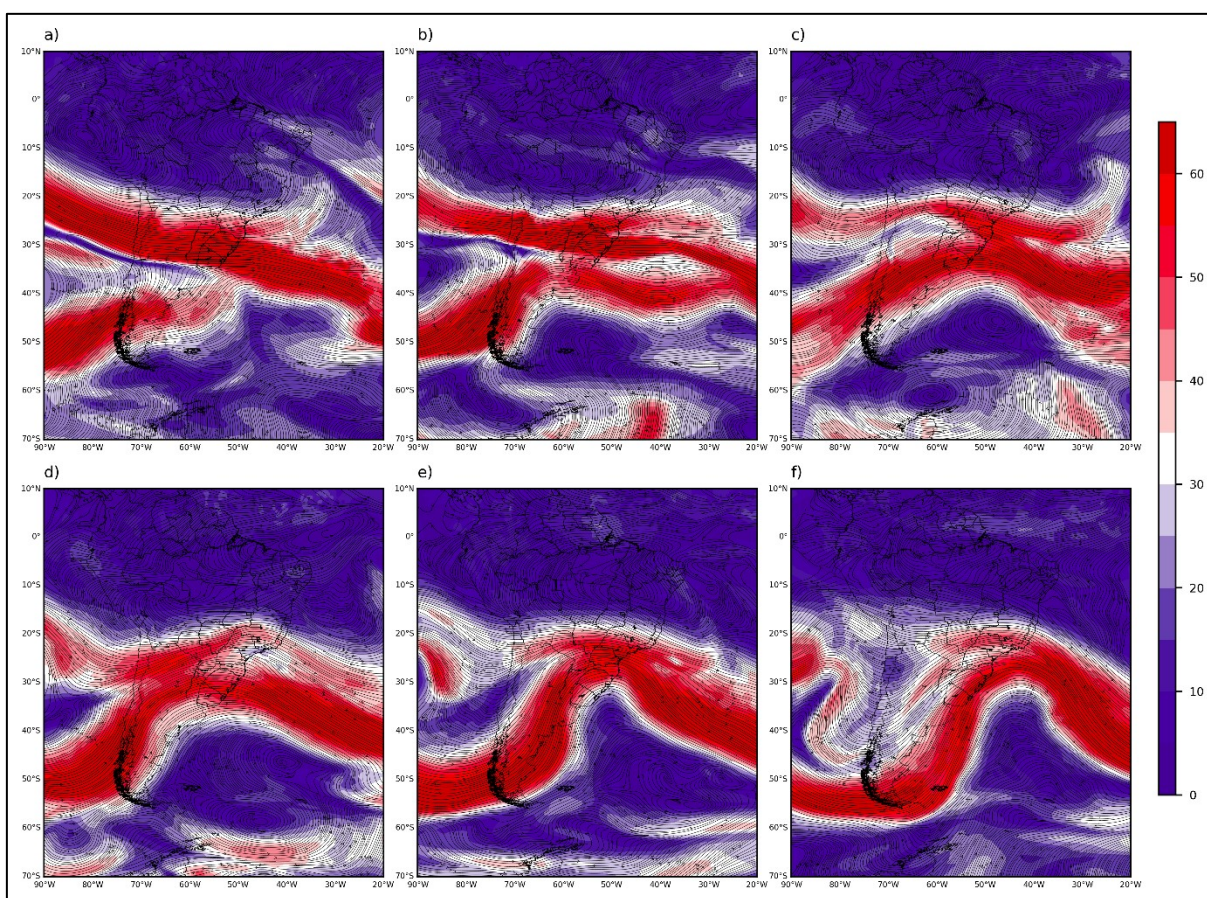


Figura 35 - Linha de corrente (contorno preto) e magnitude do vento (sombreado, em m s^{-1}) em 250 hPa. a) 01/07/2019, 12Z; b) 02/07/2019, 12Z; c) 03/07/2019, 12Z; d) 04/07/2019, 12Z; e) 05/07/2019, 12Z; f) 06/07/2019, 12Z.

A Figura 36 mostra as anomalias de vento zonal e do campo de anomalia do vetor vento em 250 hPa. As anomalias positivas de vento zonal no setor sudoeste da AS estão associadas ao JP (Figura 36a-c), que é um recurso que favorece a incursão de ar frio no continente, pois fornece um componente do vento proveniente de altas latitudes, que tem sua curvatura direcionada para leste na região da entrada do JS

(Figura 36b, c), acelerando o núcleo do JS e intensificando da circulação meridional do tipo célula de Hadley, cuja subsidência ocorre no lado polar do JS (Figura 36b, c). A localização da confluência das anomalias do vento é importante. Nota-se que a confluência na entrada do JS, encontra-se localizada próximo do Paraguai (Figura 36b, c). Müller e Berri (2011) mostraram que a persistência de GG na PH, é maior se a confluência for localizada mais a leste do continente, fazendo com que a eficiência da circulação promovida pela célula meridional transversal ao eixo do jato no sentido de intensificar o anticiclone de superfície, seja maior, mantendo o resfriamento em superfície por mais tempo. No entanto é necessário que o trem de onda associado esteja orientado zonalmente, pois se a confluência estiver localizada mais a oeste, e o trem de ondas estiver orientado de forma meridional, a persistência não será favorecida, e a incursão de ar frio será direcionada para norte. Uma característica observada na Figura 36a, b, é uma fraca circulação anticiclônica anômala no lado equatorial do JS, centrada no OA tropical, que não está associada a uma difluência do vento na saída do JS.

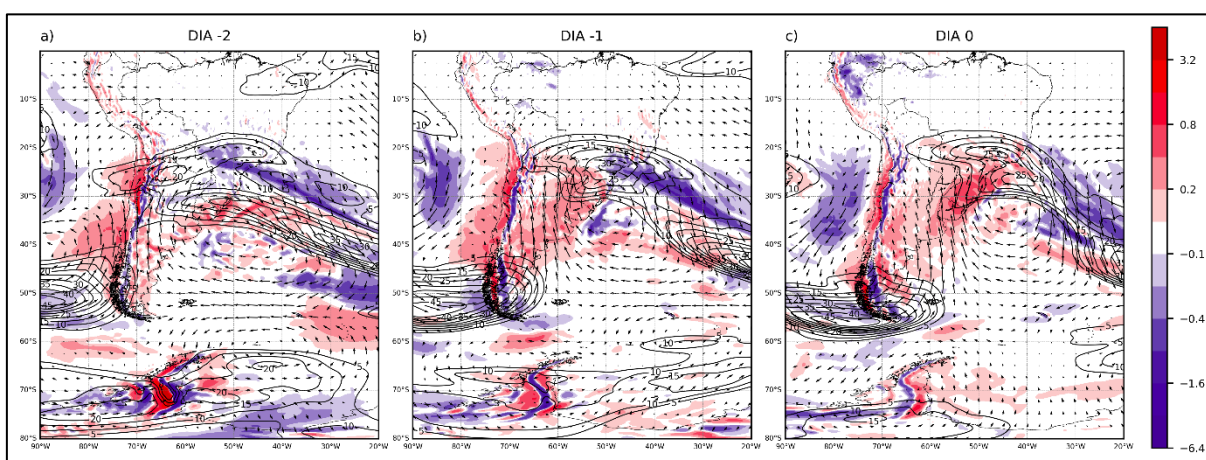


Figura 36 – Campos médios diários de anomalia de vento zonal em 250 hPa (contornos, em m s^{-1} , com intervalos de 5 m s^{-1} . Apenas valores positivos são mostrados), vetor vento em 250 hPa, e ω em 500hPa (sombreado, em Pa s^{-1}). a) 04/07/2019; b) 05/07/2019; c) 06/07/2019.

A Figura 37 mostra os campos que representam a situação sinótica na média troposfera: altura geopotencial e ω em 500hPa. Cinco dias antes da GG nota-se um VCMN localizado no extremo sul da AS. Outro VCMN encontra-se a barlavento dos Andes, em latitudes subtropicais (Figura 37a). Este último enfraquece enquanto transpõe a Cordilheira dos Andes, enquanto o outro, em alta latitude, desloca-se no sentido equatorial, encontrando-se localizado na costa sudeste do continente (Figura

37b). Os cavados associados a estes vórtices coincidem em fase quando ambos os vórtices se encontram a sotavento dos Andes (Figura 37c). Isso faz com que o cavado resultante adquira maior amplitude sobre a AS, (Figura 37d). Na véspera da GG um cavado de menor comprimento de onda atua na costa do SBR. Associado a este cavado observa-se forte subsidência na costa sudeste do continente (Figura 37e). Entre o dia que antecede, e o dia da GG, observa-se forte subsidência corrente abaixo de uma ampla crista que se encontra em fase com a AS. A crista acompanha o deslocamento zonal do cavado, que exhibe seu eixo horizontal positivamente inclinado sobre o OA a jusante (Figura 37f).

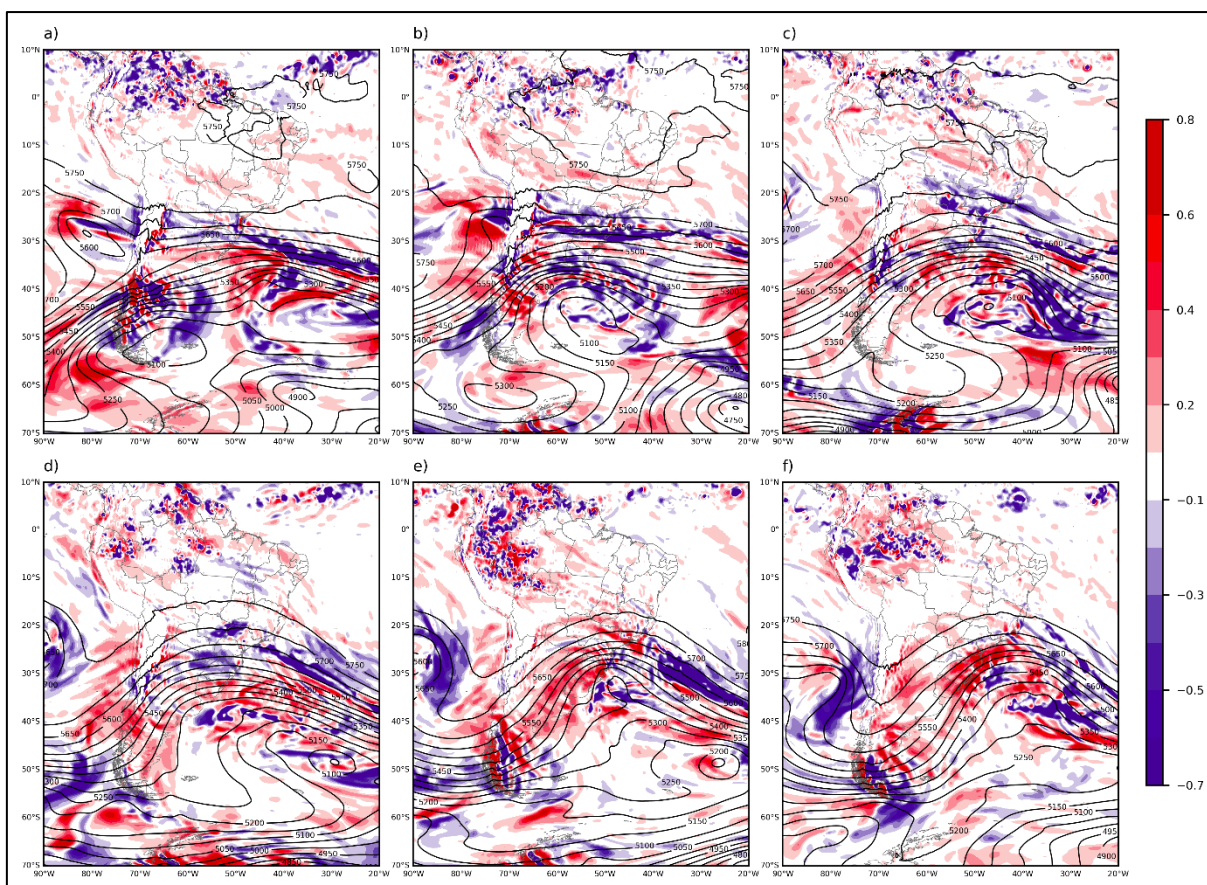


Figura 37 - Altura geopotencial (contorno grosso, em intervalos de 50 mgp) e ω em 500 hPa (sombreado, em PA PA s⁻¹). a) 01/07/2019, 18Z; b) 02/07/2019, 18Z; c) 03/07/2019, 18Z; d) 04/07/2019, 18Z; e) 05/07/2019, 18Z; f) 06/07/2019, 18Z.

A Figura 38 mostra o campo de linha de corrente, magnitude do vento e advecção de temperatura no nível de 850hPa. A Figura 38a mostra forte circulação ciclônica na costa da Argentina associada ao ciclone extratropical, desde três dias antes da GG. Nos setores norte e oeste do ciclone extratropical ocorre AF, que afeta as latitudes extratropicais da AS, a sotavento dos Andes. O JBN contribui com AQ em

latitudes tropicais e subtropicais. Embora os processos de advecção apareçam enfraquecidos dois dias antes da GG (Figura 38b), o estabelecimento do cavado de menor comprimento de onda na costa do Uruguai contribui para o aumento da AF no SBR na véspera do episódio (Figura 38c). A circulação meridional em latitudes subtropicais, estabelecida entre o cavado a jusante, e uma circulação anticiclônica de baixos níveis a sotavento das montanhas, direciona a AF para as latitudes tropicais, que afeta grande parte da porção meridional do Brasil no dia da GG (Figura 38d).

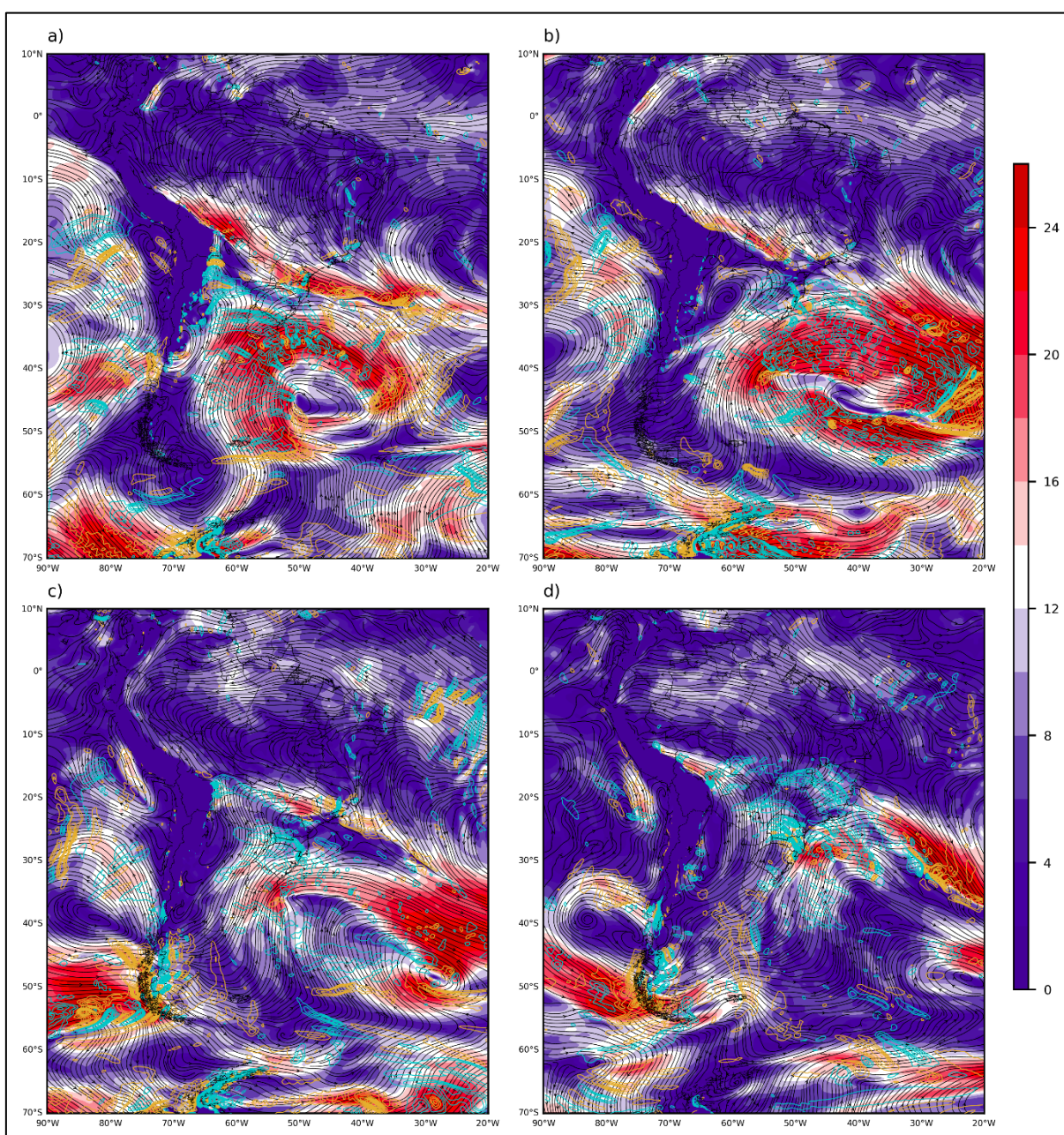


Figura 38 - Linha de corrente (contorno preto), magnitude do vento (sombreado, m s^{-1}), e advecção negativa (contorno azul) e positiva (contorno amarelo) de temperatura em 850 hPa (em $\times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, maior em módulo que $1 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$). a) 03/07/2019, 6Z; b) 04/07/2019, 6Z; c) 05/07/2019, 6Z; d) 06/07/2019, 6Z.

A Figura 39 mostra os campos de temperatura e linhas de corrente em 850hPa. Entre cinco e três dias antes, nota-se um gradiente horizontal de temperatura, que é intensificado pela atuação do ciclone extratropical no OA, próximo da costa da Argentina (Figura 39a-c). O cavado na costa sudeste da AS, associado ao ciclone extratropical, direciona a massa fria para o SBR (Figura 39d, e), e depois, em associação com circulação anticiclônica à sotavento dos Andes, para as latitudes tropicais. Nota-se a menor propagação meridional da massa fria, que atinge com menor intensidade o sul da Amazônia, bem como a menor interação da massa fria com a cordilheira dos Andes. Desse modo, o cavado na costa do SBR atua para direcionar a massa fria sobre o SBR.

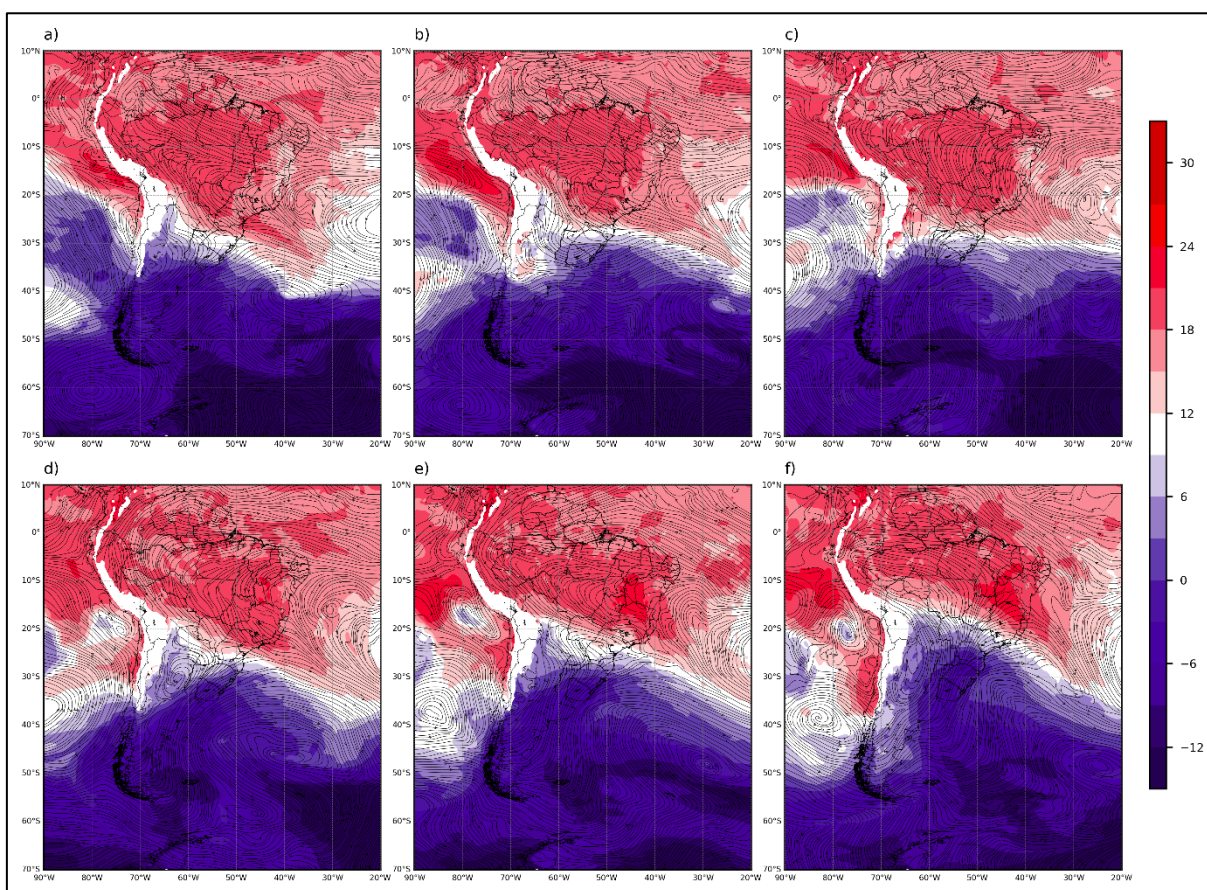


Figura 39 - Linha de corrente em 850 hPa (contorno preto), e temperatura em 850 hPa (sombreado, em °C). a) 01/07/2019, 0Z; b) 02/07/2019, 0Z; c) 03/07/2019, 0Z; d) 04/07/2019, 0Z; e) 05/07/2019, 0Z; f) 06/07/2019, 0Z.

A Figura 40 apresenta os campos de PNMM e espessura da camada entre 1000-500hPa. A Figura 40a-c mostra o deslocamento do ciclone extratropical que parte do OP para a costa da Argentina entre cinco e três dias antes da GG. Este ciclone aumenta o gradiente de espessura na costa sudeste da AS, como pode ser

visto nas Figuras 40c, d. Em particular, dois dias antes do episódio, nota-se a formação do cavado de menor comprimento de onda, que apresenta menor espessura próximo da costa da Argentina (Figura 40d). O cavado, associado ao ciclone de superfície, estabelece uma frente fria que se estende para oeste, alcançando a costa da AS na véspera do episódio (Figura 40e). Neste dia uma língua fria é observada na parte meridional do SBR (Figura 40e). Por outro lado, nota-se a crista que atua na AS, partindo do anticiclone do OP, três dias antes do episódio (Figura 40c). A crista entra na AS e se estende para norte, a sotavento dos Andes (Figura 40d, e). No dia da GG verifica-se o desmembramento da crista em uma nova célula de alta pressão que domina todo cone-sul (Figura 40f). Neste dia o cavado térmico exibe espessura menor do que 5400mgp no SBR, exceto no setor setentrional da região, enquanto uma crista térmica se estende para sul a barlavento dos Andes (Figura 40f).

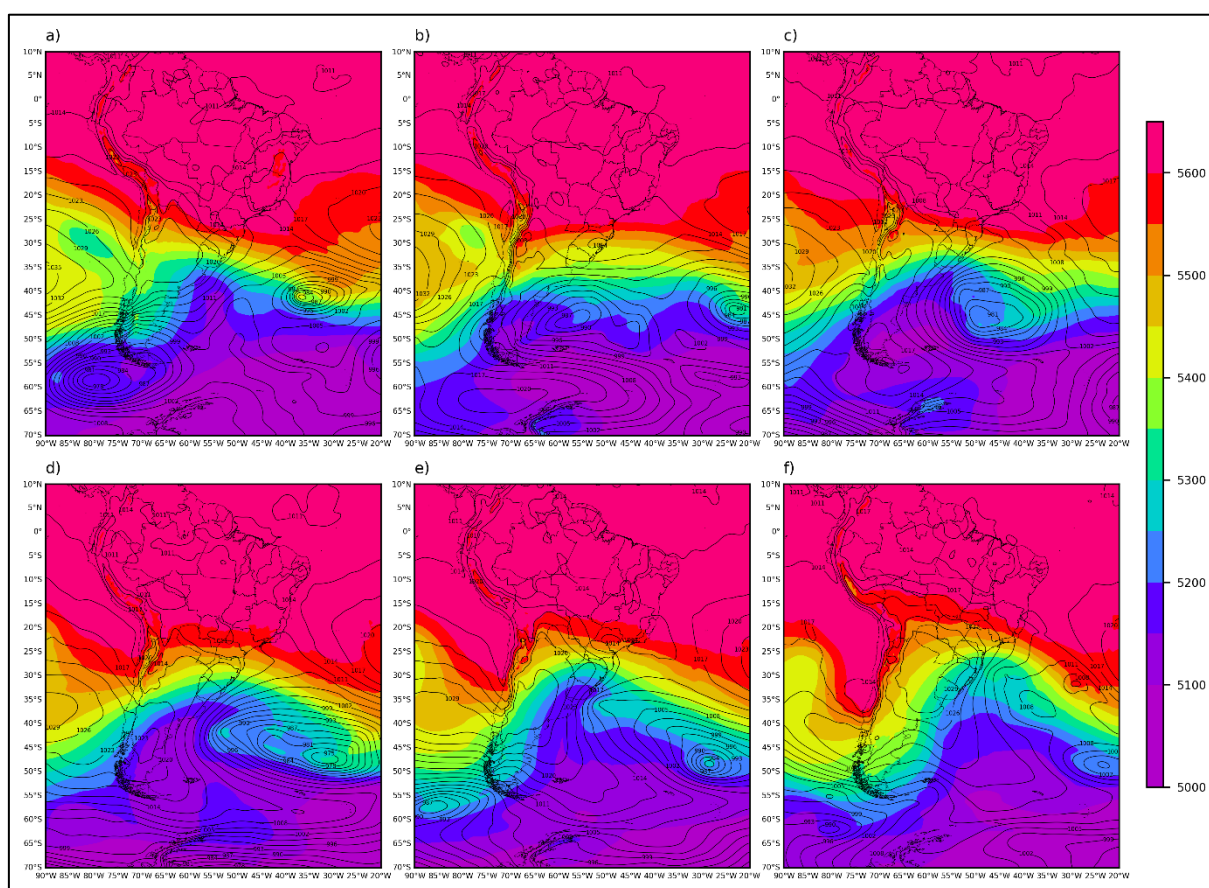


Figura 40 - Espessura da camada entre 1000-500 hPa (sombreado, com intervalo de 50mgp), e PNMM (contorno preto, em hPa, e intervalos de 3 hPa). a) 01/07/2019, 6Z; b) 02/07/2019, 6Z; c) 03/07/2019, 6Z; d) 04/07/2019, 6Z; e) 05/07/2019, 6Z; f) 06/07/2019, 6Z.

4.5 Padrões de propagação dos trens de onda de Rossby

4.5.1 Episódios de julho de 2000

A Figura 41 mostra o campo de massa por meio das anomalias diárias da altura geopotencial de 250 hPa (painel da esquerda) e 850hPa (painel da direita), para os dias que antecedem o primeiro episódio de GG de 2000. A Figura 41a exibe uma intensa anomalia anticiclônica localizada a montante da AS, que se estende do OP extratropical até latitudes subpolares, cinco dias antes do episódio. A anomalia anticiclônica é sucedida por uma anomalia ciclônica localizada entre 150°W-120°W, que se intensifica; O dipolo de anomalias move-se lentamente para leste nos dias subsequentes. Quatro dias antes (Figura 41b) a referida anomalia ciclônica enfraquece, enquanto a anomalia anticiclônica se intensifica. Isso ocorre devido ao mecanismo de desenvolvimento a jusante, associado a maior amplitude das ondas de latitudes médias associadas a geadas no Brasil (KRISHNAMURTI et al., 1999). Três dias antes da GG a anomalia anticiclônica tem seu máximo localizado sobre a PA (Figura 41c), enquanto descreve seu trajeto zonal por latitudes subpolares. Com dois dias de antecedência (Figura 41d) a anomalia tem sua curvatura direcionada ao OA tropical, onde se une a outra anomalia anticiclônica localizada a jusante da AS. Ainda por meio do mecanismo de desenvolvimento a jusante, o deslocamento da anomalia anticiclônica para leste é seguido do desenvolvimento de uma anomalia ciclônica sobre a AS, cujo vórtice encontra-se localizado sobre o SBR no dia que antecede o episódio (Figura 41e), e encontra-se localizado a jusante do SBR no dia posterior, deslocando-se para sudeste (Figura 41f). A Figura 41g-l mostra que a situação relatada para altos níveis é observada também em níveis inferiores. A anomalia anticiclônica localizada no sudeste do OP cinco dias antes da GG (Figura 41g) se move para leste entre os círculos de latitude de 50°S-60°S. Quando localizada sobre a AS, a anomalia anticiclônica apresenta uma curvatura para norte (Figura 41g), que é maior no dia que antecede a GG (Figura 41j). Este fato é consistente com a influência dos Andes sobre os sistemas de escala sinótica (GARREAUD, 2000). No dia do episódio, um vórtice anticiclônico resultante encontra-se em latitudes subtropicais a sotavento da cordilheira (Figura 41k). Ao mesmo tempo uma anomalia ciclônica se desenvolve a jusante, na área correspondente ao cavado invertido sobre o SBR (Figura 12b). A anomalia ciclônica é deslocada para sudeste, e acompanha a

trajetória da onda de nível superior. Estes resultados estão de acordo com Vera e Vighiarolo (2000). Segundo estes autores, ondas de frio que causam geadas na AS são caracterizadas pela presença uma anomalia ciclônica de altos níveis sobre latitudes subtropicais do continente. Uma característica que deve ser observada na Figura 41d-f é o desenvolvimento da anomalia ciclônica localizada entre 150°W-120°W. Esta anomalia se intensifica, enquanto a anomalia anticiclônica a jusante enfraquece no dia da geada, mas este fato está associado ao episódio analisado a seguir.

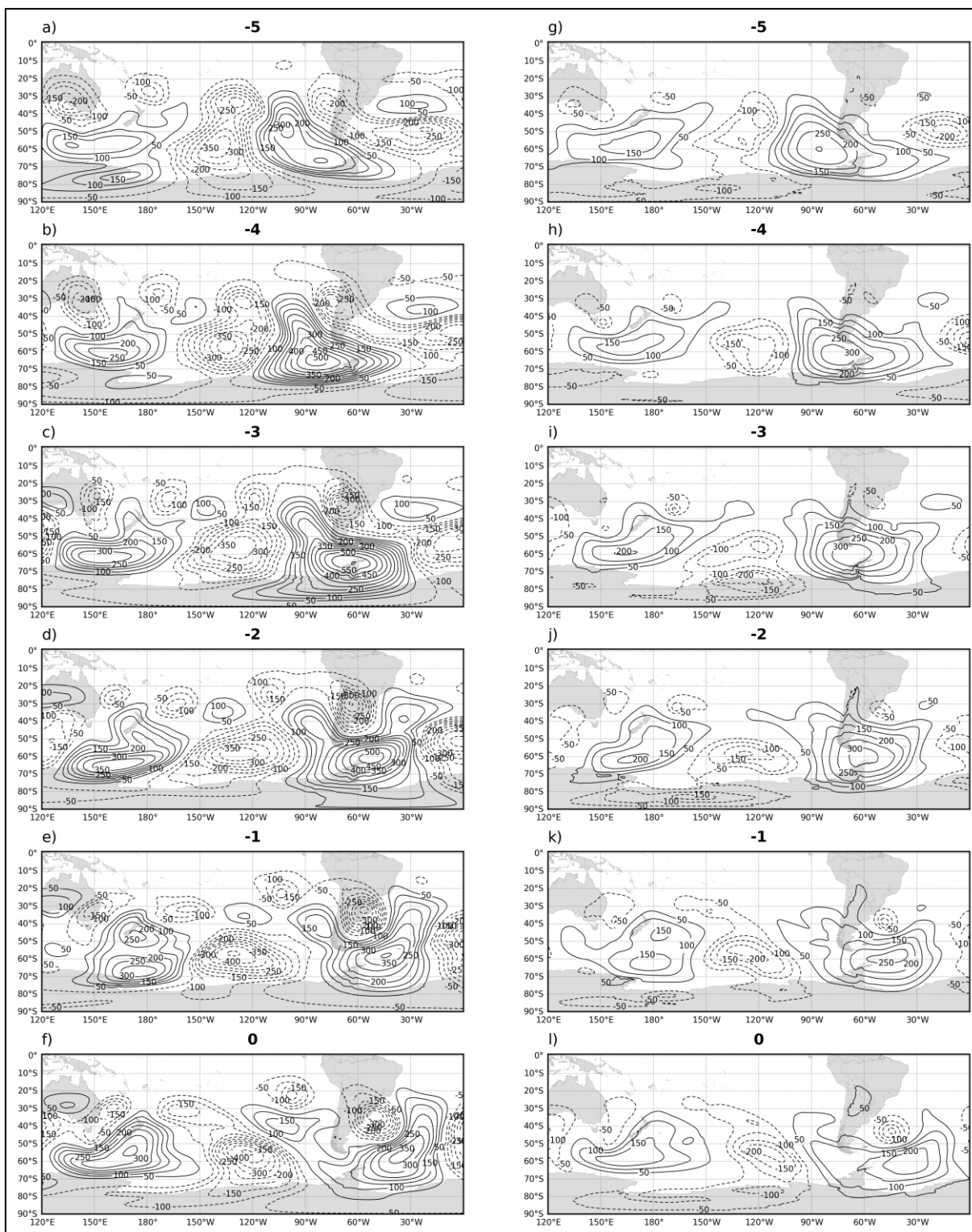


Figura 41 – A – F) Média diária de anomalia de altura geopotencial de 250 hPa, e G – L) de 850hPa, com intervalo de 50 hPa, entre os dias -5 e o dia da GG (dia 0) em 13/07/2000, em intervalos de 24 horas.

A Figura 42 mostra a situação que antecede o segundo episódio de GG de 2000. São mostrados campos análogos a Figura 41, partindo de três dias antes do episódio. Em altos níveis nota-se que a anomalia ciclônica no OP, em 120°W,

enfraquece, mas devido mecanismo de desenvolvimento a jusante, a anomalia anticiclônica a montante da AS é intensificada (Figura 42a). Dois dias antes da GG um vórtice anticiclônico é intensificado sobre a PA, provavelmente associado ao mesmo mecanismo de desenvolvimento a jusante anteriormente mencionado (Figura 42b). No dia que antecede da GG ocorre o desenvolvimento de uma anomalia ciclônica sobre o SBR (Figura 42c), que se desloca para o oceano adjacente no dia da GG (Figura 42d).

Um dia antes da GG, nota-se o desenvolvimento de uma anomalia ciclônica sobre latitudes subpolares do OP, acerca de 135°W . A maior intensidade deste vórtice é seguida do desenvolvimento de um novo vórtice anticiclônico a montante do continente, e de um vórtice ciclônico, que no dia da GG encontra-se no Sul da Argentina (Figura 42d). Estas características são observadas também em baixos níveis (Figura 42e-h). Segundo Vera e Vighiarolo (2000), a presença simultânea de duas anomalias ciclônicas na América do Sul, uma em latitudes subtropicais e outra em maior latitude, é uma característica de fortes episódios de frio na AS.

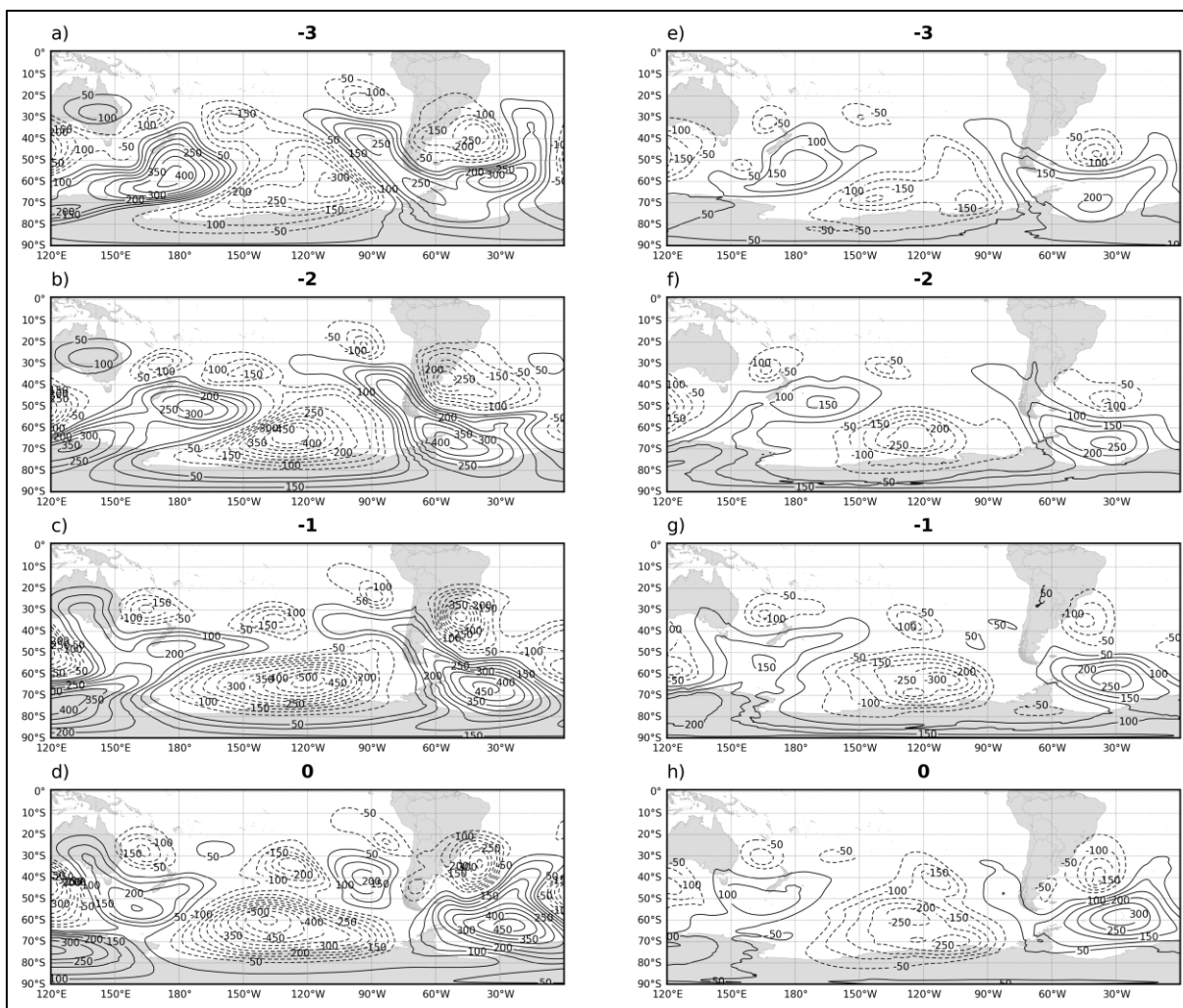


Figura 42 – A – D) Média diária de anomalia de altura geopotencial de 250 hPa, e E – H) 850hPa, com intervalo de 50 hPa, entre os dias -3 e o dia da GG (dia 0) em 17/07/2000, em intervalos de 24 horas.

A Figura 43 mostra os campos de anomalia diária da altura geopotencial para o período que antecede a terceira GG de 2000. Em altos níveis nota-se a presença da persistente anomalia ciclônica na costa sudeste da AS, que enfraquece gradualmente entre dois dias antes (Figura 43a) e o dia da GG (Figura 43c). O mesmo é observado em baixos níveis (Figura 43e-h). Ao mesmo tempo três vórtices anticiclônicos anômalos são observados em toda profundidade da troposfera. Em altos níveis um destes vórtices anticiclônicos encontra-se localizado no leste do OP, a montante da AS. Outro encontra-se sobre a PA, e o terceiro em latitudes subpolares do OA (Figura 43a-d). Em baixos níveis esta configuração só não é observada no dia do episódio, quando o vórtice anticiclônico em latitudes subpolares do OA não é mais identificado (Figura 43g-h).

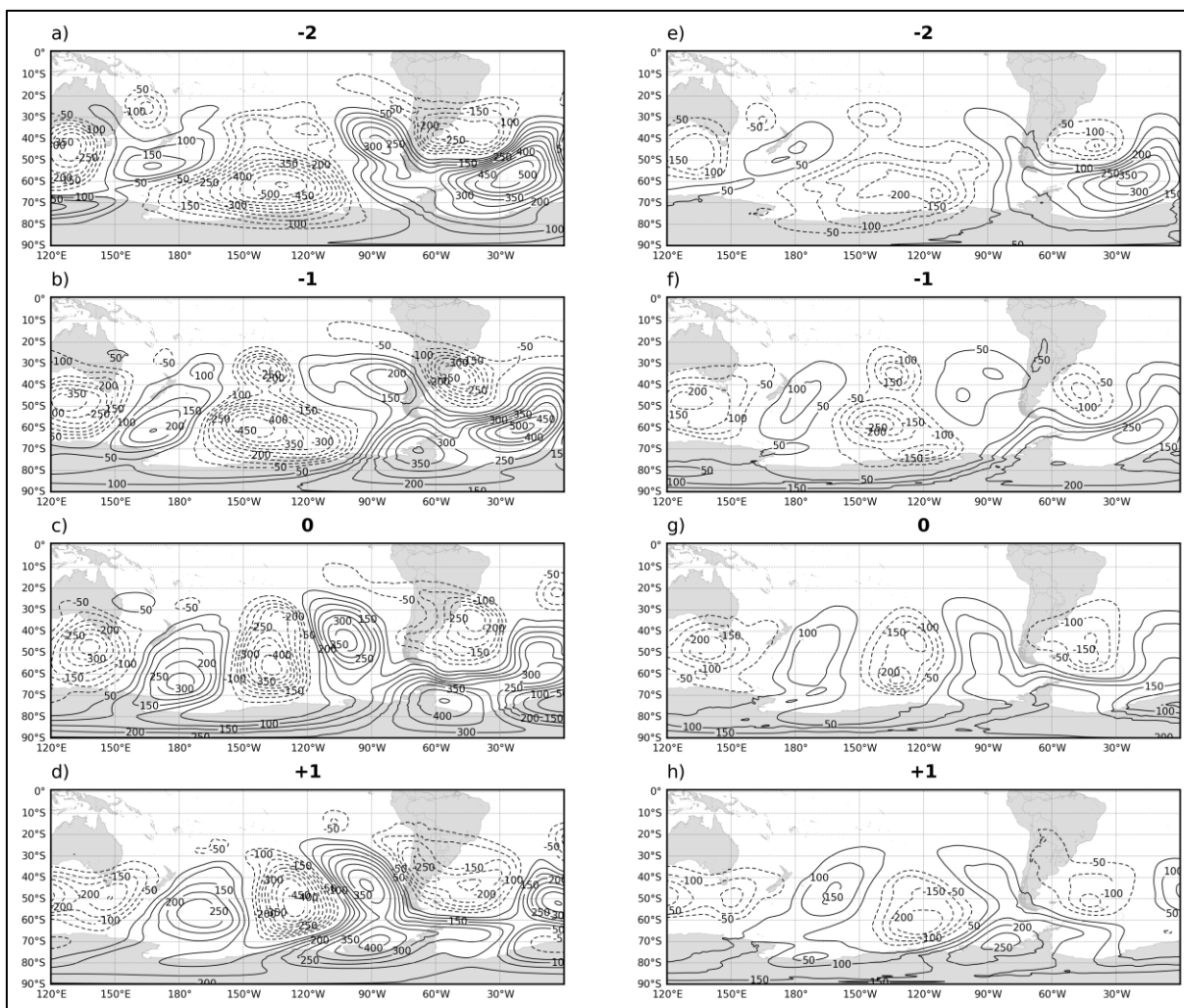


Figura 43 - A – D) Média diária de anomalia de altura geopotencial de 250 hPa, e E – H) 850 hPa, com intervalo de 50 hPa, entre os dias -2 e o dia +1 da GG (dia 0) em 20/07/2000, em intervalos de 24 horas.

As Figuras 44, 45 e 46 mostram o campo de movimento por meio de anomalias médias diárias do componente meridional do vento em 250hPa. Este campo ilustra a atividade dos trens de onda de Rossby. As anomalias de vento meridional estão associadas a posição dos vórtices anômalo supramencionados. A Figura 44a mostra a presença de um trem de onda em latitudes subtropicais do OP, cinco dias antes do primeiro episódio de GG. Este trem de onda se propaga em direção à AS, impulsionado pelo JS. De 150°W para leste as anomalias se intensificam entre quatro e três dias antes da GG (Figura 44b-c). Ao se aproximar da AS o trem de onda se volta para nordeste (Figura 44b-e), descrevendo a trajetória característica das ondas de frio de maior intensidade em latitudes subtropicais do Brasil (MÜLLER et al., 2015). Esta configuração é semelhante aos casos de eventos de geada generalizada menos persistentes nos Pampas Úmidos no centro-sul da América do Sul obtidos por Müller e Berri (2007). A anomalia positiva associada a ocorrência da GG, entra no continente

três dias antes do episódio acerca de 40°S (Figura 44b). O núcleo desta anomalia positiva enfraquece ao transpor a Cordilheira dos Andes (Figura 44e), e encontra-se localizado em aproximadamente 35°S no dia da GG (Figura 44f). Outro trem de onda encontra-se inicialmente localizado em latitudes subpolares do OP, mas não está em fase com o trem de onda subtropical no OP (Figura 44a). Associado ao trem de onda em altas latitudes, se observam anomalias negativas do vento meridional que se movem do OP ao AO, entre três e dois dias antes do episódio (Figura 44c-d). Entre um dia antes e o dia da GG a anomalia negativa localizada a nordeste da PA, se une a outra anomalia de mesmo sinal localizada em latitudes subtropicais a jusante da AS. Esta característica está associada aos eventos frios extremos no sudeste do Brasil. Vera e Vighiarolo (2000) mostraram que a ocorrência de fortes ondas de frio na América do Sul, que causam geadas em latitudes subtropicais do Brasil, depende da presença simultânea de duas anomalias ciclônicas em diferentes faixas de latitude, associadas a propagação de ondas de Rossby ao longo do Oceano Pacífico Sul. Eventualmente as anomalias entram em fase e estabelecem um único padrão de onda com uma longa extensão meridional, a montante da América do Sul. Depois de um tempo, a diferença de velocidade de fase acarreta a separação das ondas. A Figura 44c-f mostra que dois trens de ondas se acoplam antes do evento, mas neste caso a sudeste do continente. Este padrão de onda em níveis superiores está associado à passagem de uma frente fria com uma trajetória predominantemente zonal em níveis baixos e com um sistema de baixa pressão intenso na parte sul-sudeste do continente. A principal característica desse padrão de circulação é o rápido movimento oeste-leste do anticiclone pós-frontal (ESCOBAR 2007) entrando no continente em latitudes mais baixas do que em episódios de geadas menos intensas. Isso permite que a massa de ar frio seja preservada em sua trajetória para o leste, o que contribui para que haja um vento sul a sotavento dos Andes, e de acordo com suas características continentais que favorecem uma perda radiativa noturna intensificada, que acarreta em temperaturas mínimas muito baixas.

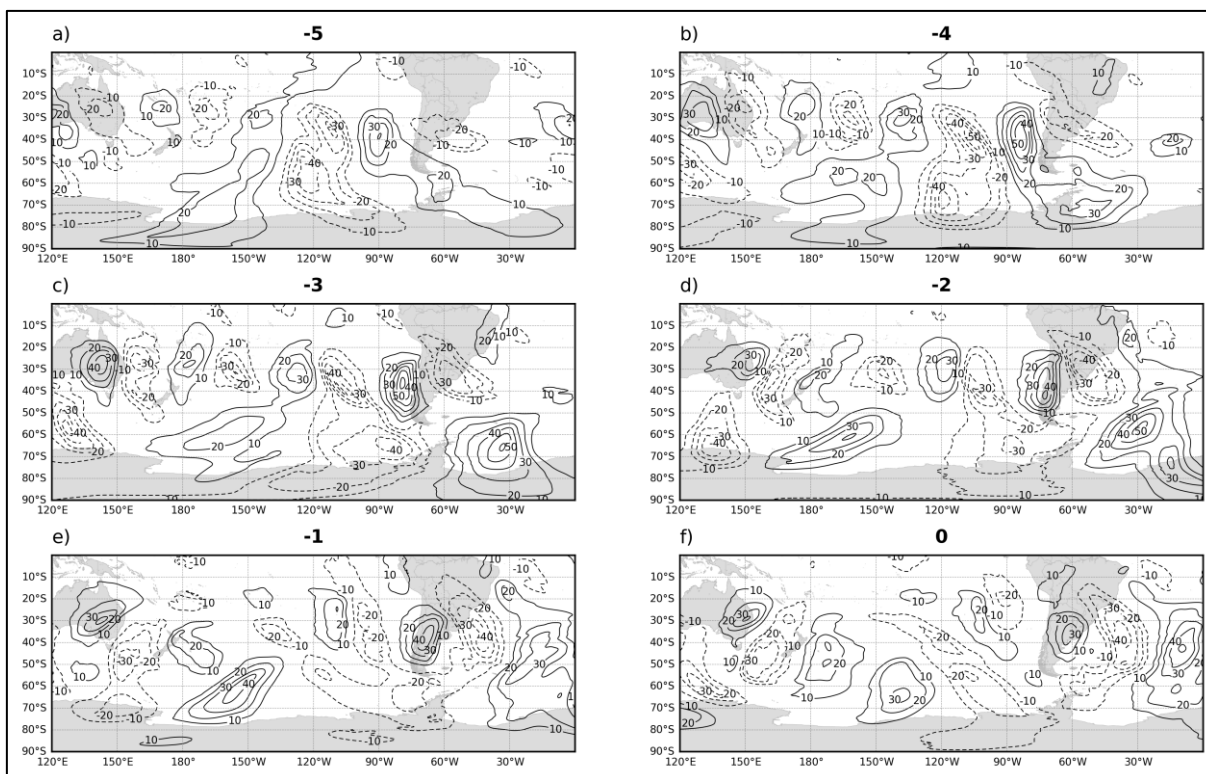


Figura 44 - Médias diárias de anomalia de vento meridional em 250 hPa em intervalos de 10 m s^{-1} , entre os dias -5 e o dia da GG de 13/07/2000 (dia 0).

Três dias antes do segundo episódio o trem de onda encontra-se localizado no sudeste do OP, com propagação no sentido equatorial, para nordeste. As anomalias positivas de vento meridional, associadas a este trem de onda, entram na AS acerca de 45°S (Figura 45a), se intensificam no continente dois dias antes do episódio (Figura 45b), e encontram-se localizadas sobre o SBR entre um dia antes e o dia da GG (Figura 45c-d), com o núcleo acerca de 35°S . Anomalias negativas de vento meridional são observadas a jusante da AS, dois dias antes da GG (Figura 45b), se intensificam e atingem seu máximo no dia do episódio (Figura 45d). Se observa um segundo núcleo de anomalias negativas a sudeste da AS que deixa de estar em fase com as anomalias negativas em latitudes subtropicais, três dias antes do segundo episódio (Figura 45a). As anomalias negativas em alta latitude enfraquecem no sudoeste do OA (Figura 45b), mas o recurso é observado novamente entre um dia antes e o dia do segundo episódio de GG, entre a PA e o sul da AS (Figura 45c, d). No dia da GG as anomalias negativas do vento meridional se intensificam a sudeste da AS, seguidas de outro núcleo de anomalias positivas que se intensificam a montante do continente (Figura 45d), recursos que levam ao terceiro episódio de GG.

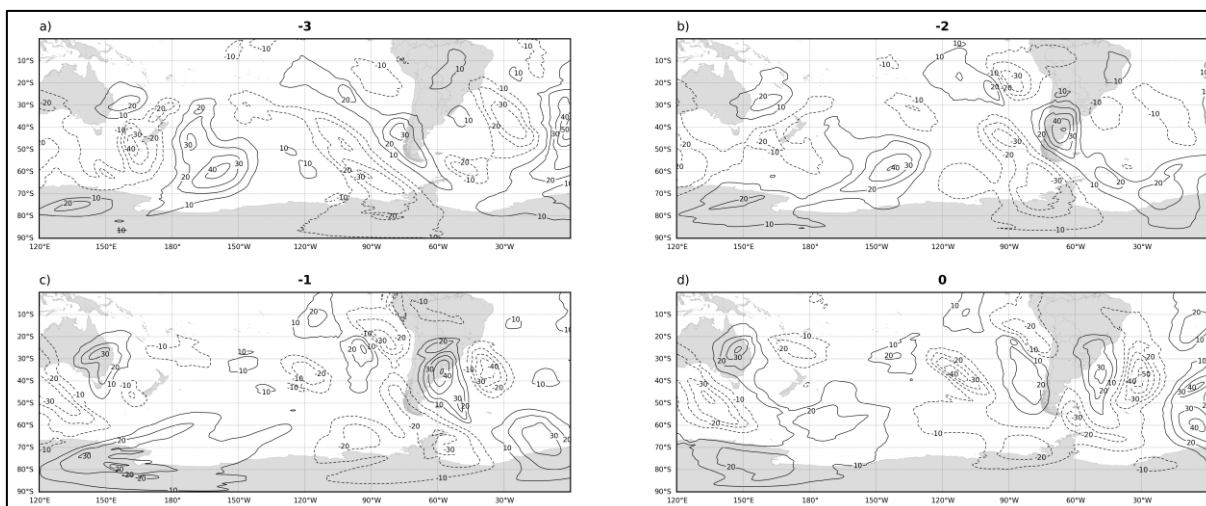


Figura 45 - Médias diárias de anomalia de vento meridional em 250 hPa em intervalos de 10 m s^{-1} , entre os dias -3 e dia da GG (17/07/2000).

Antecedendo o terceiro episódio, nota-se que o acoplamento entre as anomalias positivas do vento meridional, localizadas no sudoeste do OA, permanecem organizadas em uma anomalia única (Figura 46 a-c), enquanto se observa um trem de onda em latitudes subtropicais atuando no leste do OP. Este trem de onda se propaga no sentido equatorial, com anomalias positivas do vento meridional, entrando na AS, por volta de 45°S (Figura 46a). Estas anomalias positivas afetam grande parte da Argentina na véspera da GG (Figura 46b), enquanto que anomalias negativas se movem para o OA adjacente (Figura 46b). No dia da GG as anomalias positivas enfraquecem sobre o SBR, enquanto as anomalias negativas se intensificam no OA. A propagação do trem de onda a jusante dos Andes se dá no sentido equatorial, mas as anomalias positivas do vento meridional não são mais observadas nas proximidades do SBR, indicando a dissipação do trem de onda no OA, a jusante da AS.

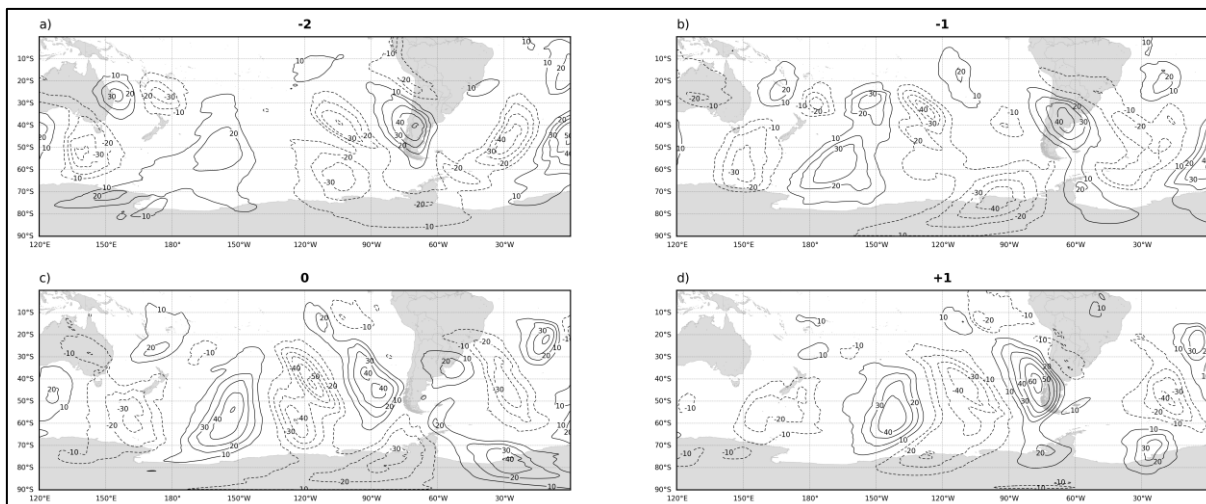


Figura 46 - Médias diárias de anomalia de vento meridional em 250 hPa em intervalos de 10 m s^{-1} , entre os dias -2 e +1 da GG (20/07/2000).

4.5.2 Episódio de 24 de julho de 2013

Os campos médios diários de anomalias de altura geopotencial de 250 hPa (painel da esquerda) e 850hPa (painel da direita), para o episódio de GG de 2013, são mostrados na Figura 47. O campo exibe uma intensa anomalia anticiclônica em altos níveis que se estende desde o OP tropical até latitudes polares, desde cinco dias antes da GG (Figura 47a). A norte e nordeste desta anomalia anticiclônica encontram-se anomalias negativas, que denotam uma circulação ciclônica anômala no continente (Figura 47a-d). Três dias antes da GG as anomalias anticiclônicas a montante da AS atingem seu máximo (Figura 47c), enquanto que as anomalias ciclônicas corrente abaixo são mais intensas dois dias antes do episódio, a partir do qual as anomalias anticiclônicas enfraquecem (Figura 47b-e). Este fato é coerente com o mecanismo de desenvolvimento a jusante das cristas e cavados das ondas de latitudes médias, identificado por Krishnamurti et al. (1999) como mecanismo precursor das geadas em latitudes subtropicais do Brasil. Em baixos níveis o dia da do episódio é caracterizado por uma anomalia ciclônica, que se desenvolveu a jusante do continente desde quatro dias antes (Figura 47h). Se observa que a anomalia anticiclônica que parte do leste do OP, quando se encontra sobre a AS, se estende para norte, a sotavento dos Andes, dois dias antes da GG (Figura 47j), apresentando características similares ao primeiro episódio de GG de 2000.

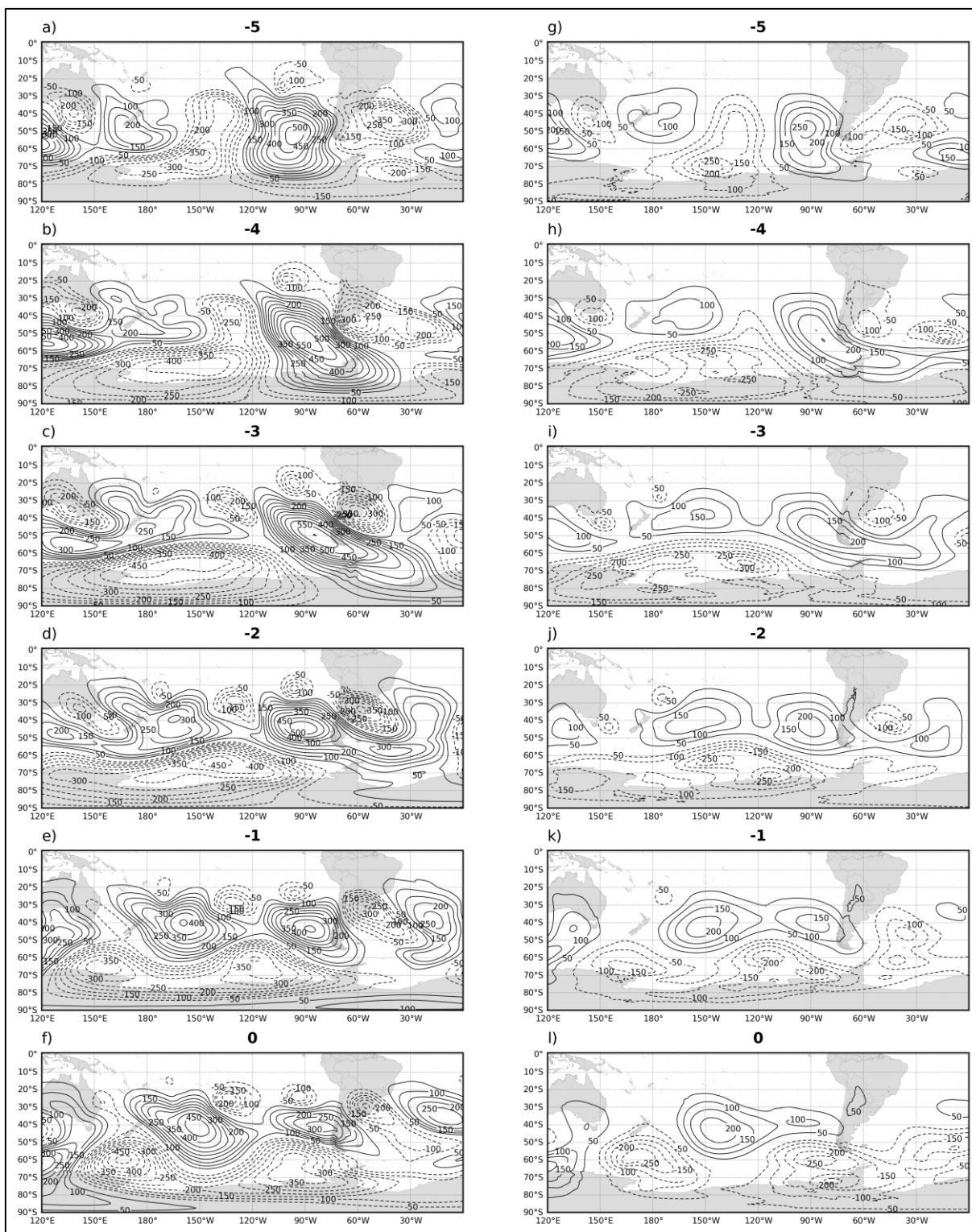


Figura 47 - A – F) Média diária de anomalia de altura geopotencial de 250 hPa, e G – L) de 850hPa, com intervalo de 50 hPa, entre os dias -5 e o dia da GG (dia 0) em 24/07/2013, em intervalos de 24 horas.

A Figura 48 mostra o campo de anomalias diárias de vento meridional, associadas ao episódio de GG de 2013. Cinco dias antes, nota-se um trem de onda que se propaga por latitudes subpolares, impulsionado pelo JP. Um núcleo de

anomalias positivas é observado entrando na AS acerca de 50°S (Figura 48a). As anomalias positivas se deslocam lentamente para leste, mantendo sua intensidade sobre a AS, entre quatro (Figura 48b) e um dia antes da GG (Figura 48b-e), quando se intensificam a sotavento dos Andes, acerca de 40°S (Figura 48e). No dia da GG as anomalias positivas enfraquecem sobre a área afetada pela geada (Figura 48f), e as ondas se propagam para nordeste, no sentido equatorial. Ambos os núcleos positivos e negativos, deste trem de onda que afeta a AS, são mais intensos no dia que antecede o episódio de GG (Figura 48e). Uma similaridade com o primeiro episódio de GG analisado (13 de julho de 2000), é que se observam anomalias positivas de vento meridional que ocorrem ao longo do OA Sul, desde latitudes polares até tropicais, partindo de três dias antes, até um dia antes da GG (Figura 48c-e).

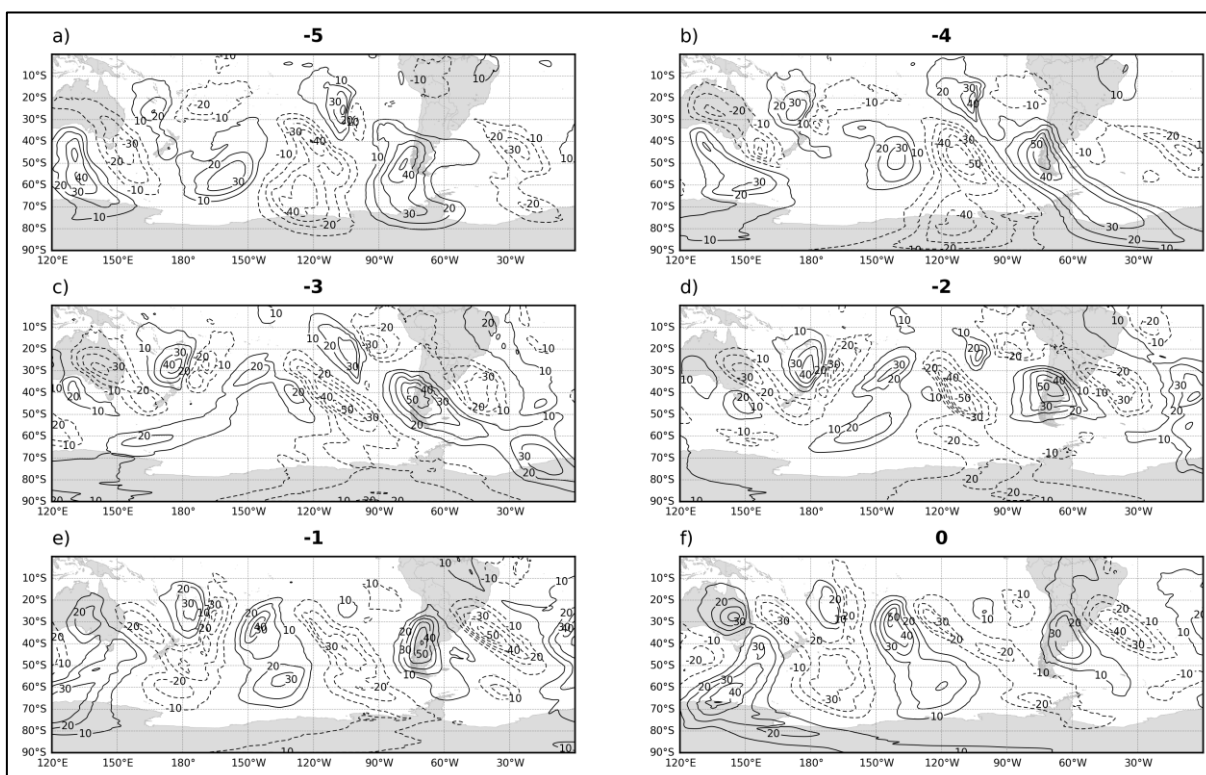


Figura 48 - Média diária de anomalias de vento meridional em 250 hPa em intervalos de 10m s⁻¹, entre os dias -5 e o dia da GG (dia 0, em 24/07/2013).

4.5.3 Episódio de 06 de julho de 2019

O campo médio diário de anomalias de altura do geopotencial de 250 hPa (850hPa), para o episódio de GG de julho de 2019, é mostrado na Figura 49, no painel da esquerda (direita). O campo exibe características similares aos demais episódios

de GG. Entre estas características se observa uma anomalia anticiclônica em altos níveis, que se estende desde o OP tropical até latitudes polares, associada a dois núcleos principais: um localizado no leste da bacia do OP, e o outro a montante da PA (Figura 49a). Esta situação também é observada no campo das anomalias do geopotencial de 850hPa (Figura 49d). Em nível superior anomalias positivas também são observadas a jusante da AS (Figura 49a-e). A nordeste destas anomalias anticiclônicas, encontram-se anomalias negativas do geopotencial, que denotam uma circulação ciclônica anômala na costa sudeste da AS (Figura 49a-e), também observada em baixos níveis (Figura 49g-i). O vórtice anticiclônico a montante da AS é mais intenso cinco dias antes da GG (Figura 49a), e entra na AS entre as latitudes de 40-50°S no dia do episódio (Figura 49f). Entre três e dois dias antes da GG, a anomalia ciclônica é mais intensa na costa sudeste da AS, em ambos os níveis (Figura 49c, i).

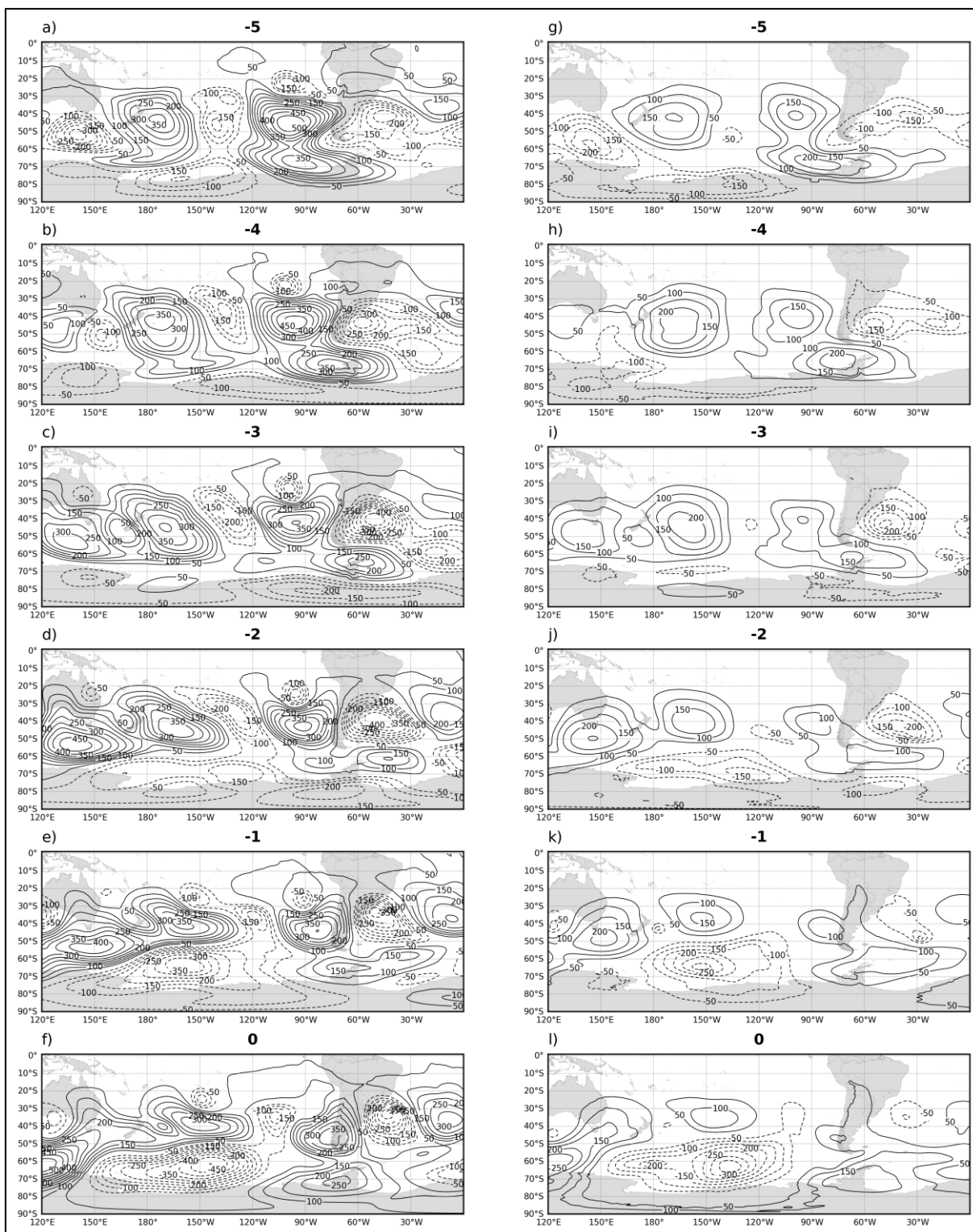


Figura 49 - A – F) Média diária de anomalia de altura geopotencial de 250 hPa, e G – L) de 850hPa, com intervalo de 50 hPa, entre os dias -5 e o dia da GG (dia 0) em 06/07/2019, em intervalos de 24 horas.

A Figura 50 mostra o padrão de propagação das ondas de Rossby que antecede o episódio de GG de 2019. Nota-se que as ondas se propagam por latitudes extratropicais do OP, descrevendo uma trajetória zonal (Figura 50a-d). Um núcleo de

anomalias positivas de vento meridional entra na AS por volta de 45°S cinco dias antes da GG (Figura 50a). Este núcleo se intensifica quatro dias antes (Figura 50b), mas enfraquece sobre a Argentina no dia seguinte (Figura 50c). A partir de dois dias antes, as anomalias positivas de vento meridional voltam a se intensificar sobre a Argentina (Figura 50d), com a intensidade máxima alcançada no dia que antecede a GG (Figura 50e), mantendo-se forte no dia do episódio. O núcleo positivo causa advecção fria enquanto propaga-se para leste, sobre o OA adjacente, em torno de 40°S (Figura 50f).

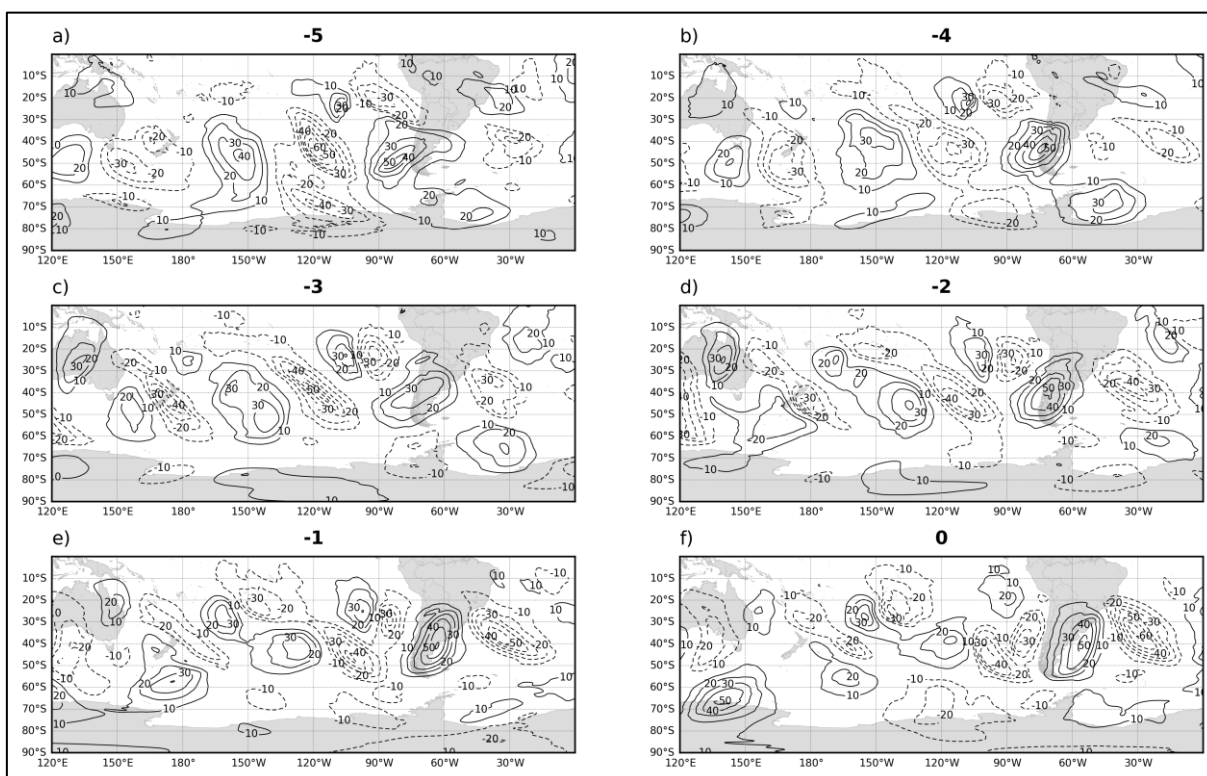


Figura 50 - Média diária de anomalias de vento meridional em 250 hPa em intervalos de 10m s⁻¹, entre os dias -5 e o dia da GG (dia 0, em 06/07/2019).

4.6 Estado básico dos invernos do Hemisfério Sul

4.6.1 Campo médio climatológico

A Figura 51 mostra a representação do estado básico dos invernos do Hemisfério Sul, no nível de 250 hPa, por meio do campo médio do componente zonal do vento (Figura 51a), do campo médio de β^* (Figura 51b), e do campo médio de K_s (Figura 51c). A Figura 51a mostra que os invernos são caracterizados pela atuação do JS, com máximos do componente zonal do vento em latitudes subtropicais. Os

máximos se iniciam a sudeste da Ilha de Madagascar, no Oceano Índico (OI), e a isotaca de maior velocidade do vento encontra-se a leste da Austrália e norte da Nova Zelândia, sendo maior que 50 m s^{-1} . No OP os máximos zonais tem sua curvatura direcionada para sudeste, e depois para nordeste nas proximidades da AS. No OA um segundo máximo zonal da velocidade do vento está localizado a sudeste da AS. Um terceiro está localizado em latitudes subpolares, ao sul da Austrália e Nova Zelândia, e está associado a atividade do JP. A Figura 51b mostra que os máximos zonais da velocidade do vento coincidem com os máximos locais de β^* , que se estendem longitudinalmente entre os Oceanos Índico e Pacífico. A região onde o JS exhibe seus valores zonais máximos é onde o gradiente meridional de vorticidade absoluta atinge seu máximo; os mínimos de β^* , zero e negativos, são encontrados em ambos os lados do JS (MÜLLER; AMBRIZZI, 2007). A região de $\beta^* \leq 0$ ao sul do JS atua como defletor de energia das ondas de Rossby, fazendo que os trens de ondas provenientes do OI e oeste do OP equatorial sejam divididos por $\beta^* \leq 0$ acerca da longitude de 100°W . Posteriormente estas ondas são guiadas separadamente pelos jatos hemisféricos, seguindo uma trajetória basicamente zonal ao longo do OP (BERBERY et al., 1992). Este fato pode ser observado no campo de K_s (Figura 51c). O duto onde atua o guia de onda subtropical aparece em tons de azul, com máximos locais em vermelho, sendo que K_s tem valores típicos entre 7 e 10. O duto onde atua o JP é representado em tom amarelo, com máximos locais em azul, onde K_s tem valores típicos entre 2 e 4. A região entre os máximos, onde $K_s=0$, parte do Sul de Madagascar até o sudeste do OP, e causa a refração das ondas de Rossby. Hoskins e Ambrizzi (1993) mostraram, por meio do traçado de raios de ondas de Rossby, que a curvatura do raio da onda de Rossby é no sentido horário se K_s aumenta no sentido equatorial, e anti-horária se K_s aumenta no sentido polar, sendo mais acentuada onde K_s^{-1} muda rapidamente. A refração do raio da onda de Rossby ocorre na direção dos valores maiores de K_s . Conseqüentemente os jatos atuam como guias de onda, pois é onde ocorre os máximos locais de U , β^* e K_s . O raio é refletido de um círculo de latitude onde $K_s = K$ (número de onda zonal), e muda o sentido de propagação antes de chegar as regiões onde β^* e $K_s=0$. Na latitude onde $U=0$, $K_s \rightarrow \infty$, e na região equatorial tem sua propagação inibida por uma linha crítica associada a mudança do escoamento zonal para oeste em latitudes equatoriais (mostrado em vermelho na Figura 51c).

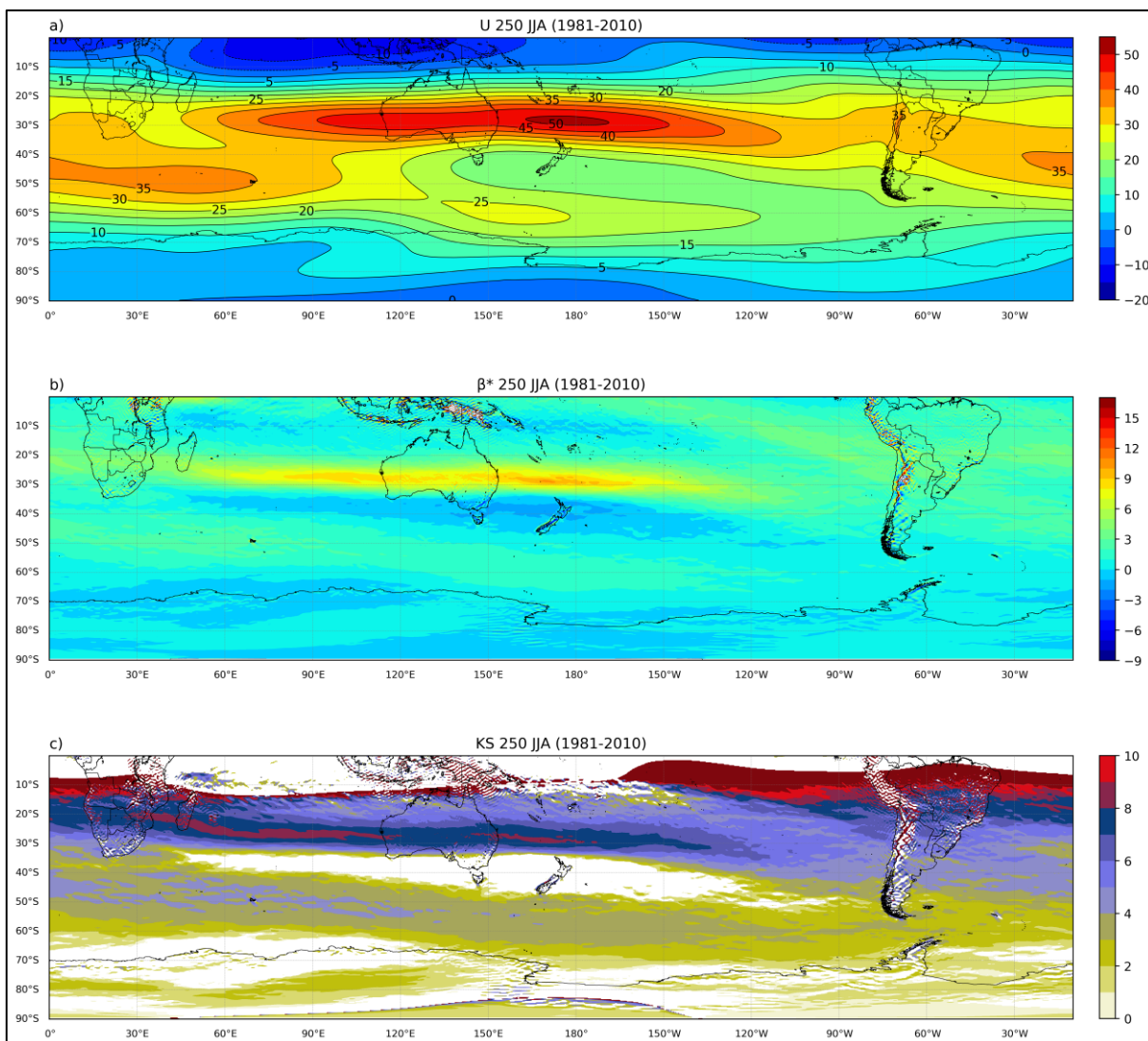


Figura 51 - Campo médio sazonal (JJA) em 250 hPa para: a) componente zonal do vento (contornos, em m s^{-1} , com intervalos de 5 m s^{-1}); b) β^* (sombreado, em $1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$); c) K_s (sombreado, adimensional).

4.6.2 Invernos com GG

O estado básico dos invernos com GG e o campo médio calculado usando os invernos é mostrado na Figura 52, por meio do componente zonal do vento em 250 hPa. O inverno de 2000 apresenta o gradiente horizontal de vento zonal intensificado (Figura 52a), enquanto o inverno de 2019 exibe o gradiente mais fraco, e apresenta uma estrutura horizontal mais zonal do que os demais invernos com GG (Figura 52c). Os máximos associados ao JS no OP encontram-se localizados próximos da área de máximos do campo climatológico, exceto no inverno de 2013, onde o máximo está localizado no centro-sul da Austrália (Figura 52b). Nos invernos de 2000 e 2013 um núcleo de máximos locais está localizado a montante da AS, entre 35°S - 45°S , 120°W -

90°W (Figura 52a, b), e apresenta isotaca de 40 m s⁻¹, sendo representado pela isotaca de 35 m s⁻¹ no campo médio dos invernos com GG (Figura 52d), não sendo observado no inverno de 2019 (Figura 52c). Este núcleo foi observado também nos invernos com maior frequência de GG na PH (Figura 2a de MÜLLER; AMBRIZZI, 2007). O campo de diferença dos invernos com GG para o campo climatológico (Anexo A) exibe um dipolo de anomalias de vento zonal associado a este máximo local de vento zonal, centrado acerca de 35°S, 100°W. O dipolo exibe anomalias positivas a norte deste centro, da ordem de 8 m s⁻¹, indicando maior atuação do JS nesta região, e apresenta anomalias negativas ao sul deste centro, da ordem de 5 m s⁻¹. No que se refere ao máximo local associado ao JP, este apresenta uma isotaca de 25 m s⁻¹ localizada mais a Leste do que o máximo local do JP no campo climatológico (Figura 52a, b), exceto no inverno de 2019 (Figura 52c), onde o núcleo coincide com o campo climatológico (Figura 51a). No campo médio dos invernos com GG o máximo associado ao JP está localizado a sudeste da Austrália e Nova Zelândia (Figura 52d). Outros campos de diferenças são mostrados nos anexos B-D.

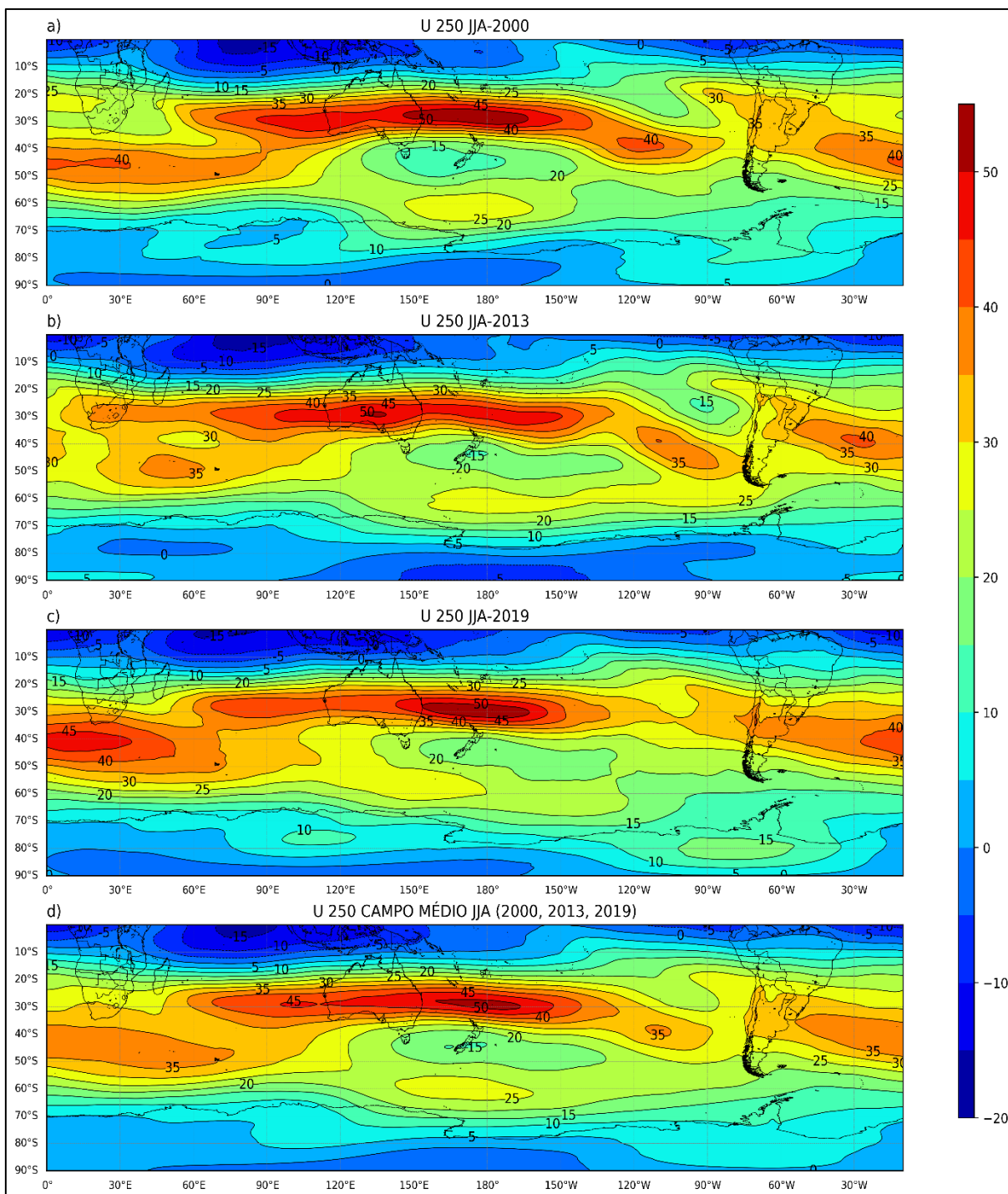


Figura 52 - Componente zonal do vento no nível de 250 hPa (contornos, em m s^{-1} , com intervalos de 5 m s^{-1}) para os invernos com GG: a) 2000; b) 2013; c) 2019; e d) campo médio entre os três invernos.

A Figura 53 mostra os campos de β^* dos invernos com GG (Figura 53a-c), e o campo médio entre eles (Figura 53d). Nos invernos de 2000 e 2019 (Figura 53a, c), observa-se uma região de máximos locais de β^* em latitudes subtropicais, a leste da Austrália e norte da Nova Zelândia. Esta região de máximos locais é observada também no campo médio (Figura 53d), e tem magnitudes maiores do que o campo climatológico (Figura 51b). No inverno de 2013 (Figura 53b) os máximos encontram-

se fragmentados entre o OI e OP, coincidindo com menor velocidade do componente zonal do vento associado ao JS (Figura 52b). O campo médio retrata outros máximos locais em latitudes subtropicais no OI e a montante da AS, no leste da bacia do OP (Figura 53d). Nota-se que por volta de 120°W há uma curvatura para sudeste dos máximos locais de β^* , que a Oeste desta longitude apresenta uma configuração basicamente zonal, e a Leste encontra-se fragmentado, com valores menores.

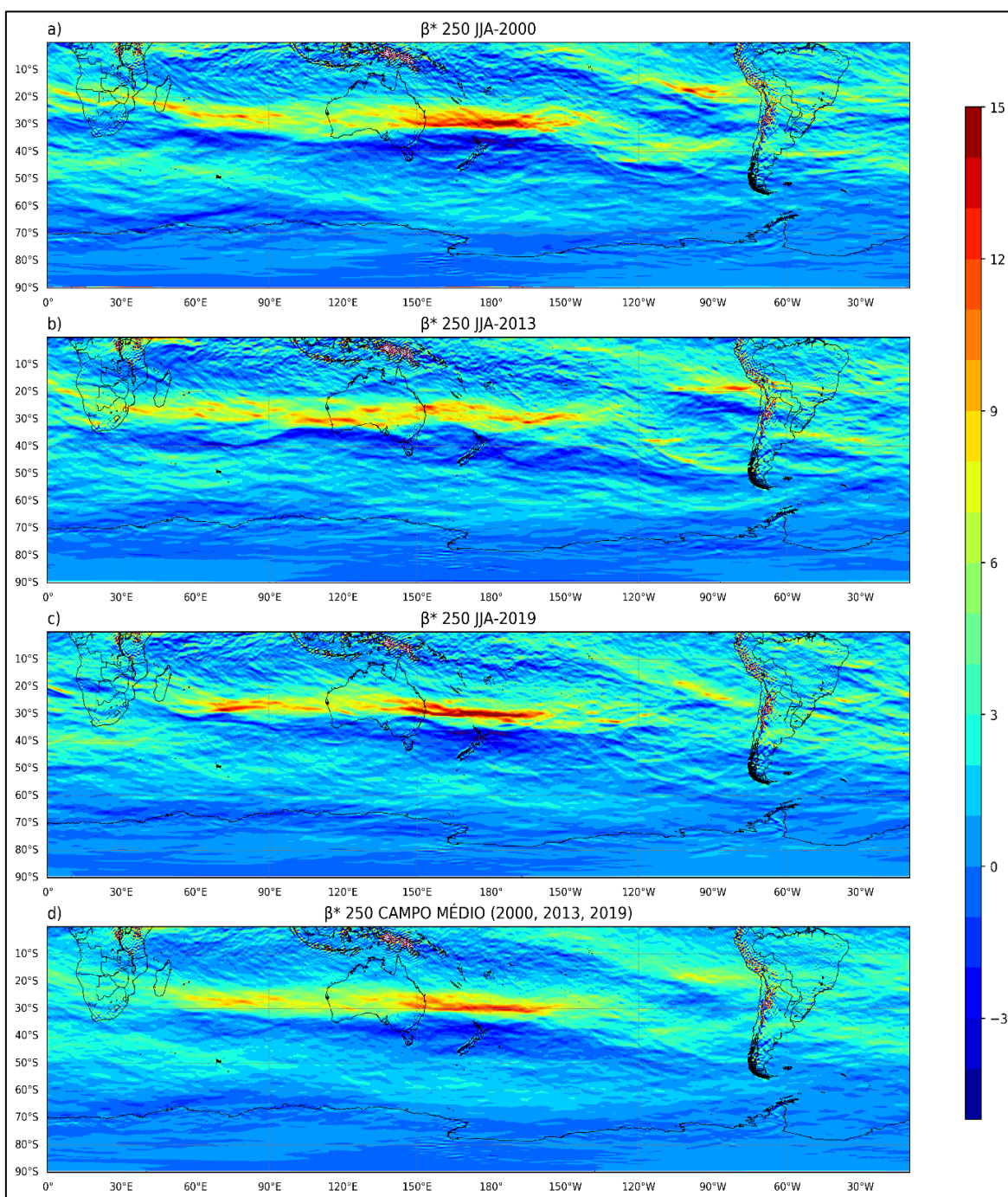


Figura 53 - Gradiente meridional de vorticidade absoluta (β^*) em coordenadas de Mercator, em 250 hPa (sombreado, em $1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$) para os invernos com GG: a) 2000; b) 2013; c) 2019; e d) campo médio entre os três invernos.

A Figura 54 mostra o campo de K_s para os invernos com GG, e o campo médio entre eles. Uma característica importante do campo de K_s a ser observada, é a extensão longitudinal de $K_s=0$. Segundo Müller e Ambrizzi (2007), a região de $K_s=0$ se estende para leste até muito perto do continente sul-americano nos invernos em que as GG são favorecidas na PH; por outro lado, a extensão é menor em invernos com pouca frequência dos episódios. Conforme os autores, a maior extensão da região de $K_s=0$ permite guiar as ondas estacionárias de Rossby ao longo dos dutos subtropical e polar, até próximo da AS, de forma mais eficiente, quando então são liberadas, podendo coincidir em fase, e estabelecer um único padrão de onda com grande amplitude meridional. No inverno de 2013 a região de $K_s=0$ ao longo do OP é mais extensa do que nos demais invernos, e se aproxima do extremo sul da AS. No inverno de 2019 a extensão zonal é menor, alcançando a longitude de 120°W , fragmentando-se a Leste desta posição. Nota-se que os máximos locais de K_s coincidem com os máximos zonais do vento associados ao JS, e com os máximos locais de β^* . O campo médio (Figura 54d) reproduz estas características. O guia de onda subtropical apresenta K_s com números de onda entre 7 e 10, enquanto o guia de onda polar compreende os números de onda 2-4, separados pela região onde $K_s=0$. Em torno de 30°S , 100°W , um núcleo menor de $K_s=0$ pode ser identificado em todos nos invernos com GG e no campo médio (Figura 54d). Esta região de $K_s=0$ prolonga o duto subtropical até próximo da AS, onde se observam máximos locais de K_s que atuam como guias de onda a montante da AS, uma vez que a refração da onda ocorre no sentido dos máximos locais de K_s .

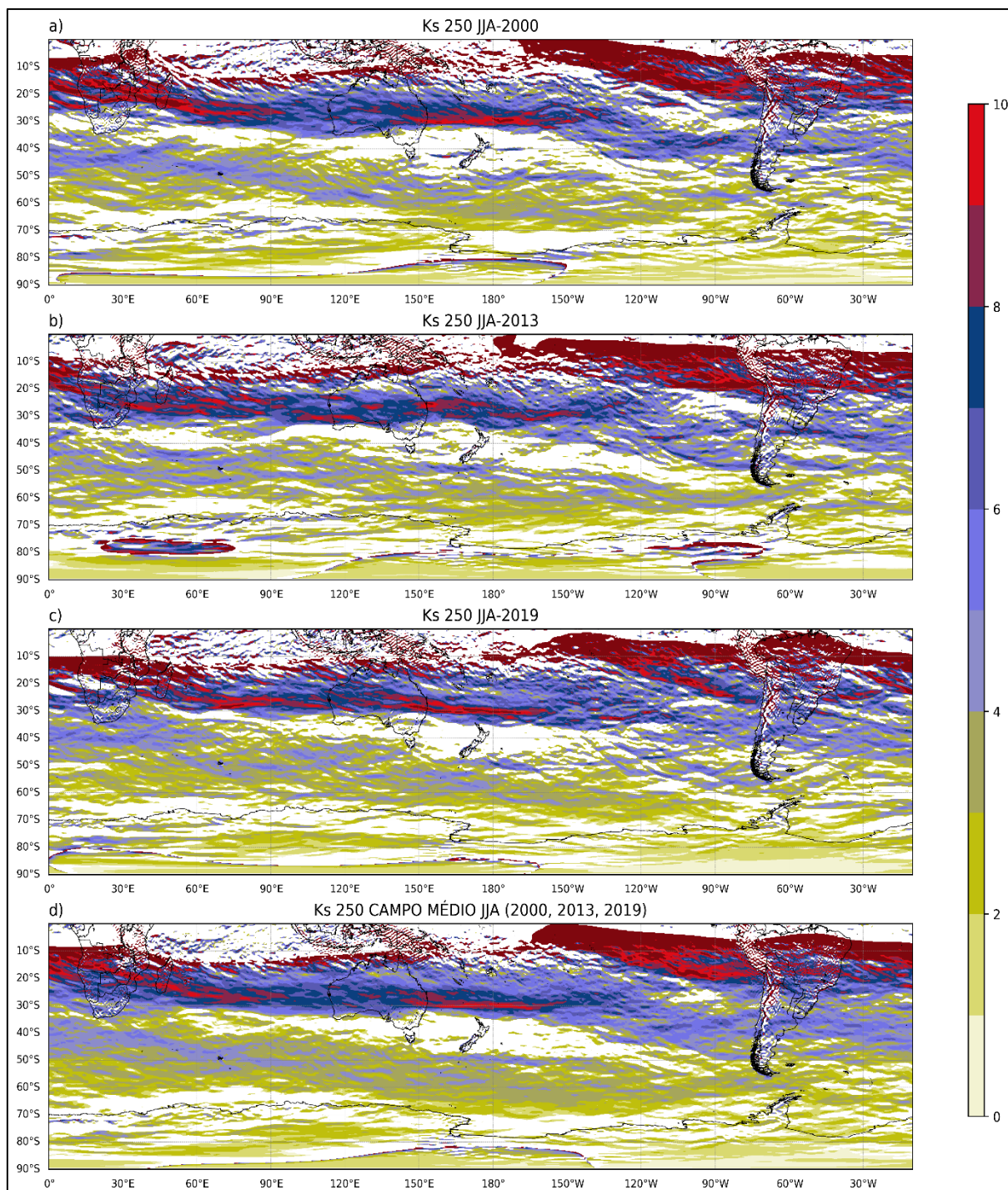


Figura 54 - K_s em 250 hPa (sombreado, adimensional) para os invernos com GG: a) 2000; b) 2013; c) 2019; e d) campo médio dos três invernos. Regiões em branco em latitudes extratropicais indicam $\beta^* \leq 0$, $K_s=0$.

4.6.3 Invernos $+\sigma$

A Figura 55 apresenta o estado básico dos invernos $+\sigma$. A Figura 55a mostra o campo médio do componente zonal do vento para estes invernos. Nota-se que o máximo associado ao JS tem seu núcleo localizado entre o OI e o sudoeste da

Austrália, deslocado para oeste em relação ao campo climatológico (Figura 51a) e ao campo dos invernos com GG (Figura 52d). Uma maior atividade associada ao JS é observada na AS, onde o componente zonal do vento exhibe uma isotaca de 35 m s^{-1} sobre o SBR, sendo cerca de 5 m s^{-1} mais intenso do que nos invernos com GG e do que o campo climatológico de todos os invernos. O campo de β^* , mostrado na Figura 55b, apresenta dois máximos locais em latitudes subtropicais. Um está localizado entre o OI e Austrália, e coincide com o núcleo máximo de vento zonal, associado ao JS (Figura 55a). O outro máximo de β^* encontra-se a leste da Austrália e norte da Nova Zelândia. Ambos os núcleos são identificados no campo médio de todos os invernos (Figura 51b), e dos invernos com GG (Figura 53d), porém com menor intensidade. A Figura 55c mostra que o campo de K_S , dos invernos $+\sigma$, apresenta uma curvatura para norte dos máximos de K_S em latitudes subtropicais, em torno de 130°W . A situação é semelhante ao verificado nos invernos com GG (Figura 54d), mas mais proeminente, e é contrária ao campo climatológico de K_S para os invernos (Figura 51c). A extensão zonal da região de $K_S=0$ que separa os dutos de guias de onda é mais consistente até 120°W , fragmentando-se em pequenos núcleos nas proximidades da AS (Figura 55c). Máximos locais de K_S podem ser observados também sobre a região SBR nos invernos $+\sigma$, situação aparentemente oposta aos invernos com GG, mas ilustrada pelo campo médio climatológico (Figura 51c). Nota-se uma pequena região onde $K_S=0$ a montante da AS, acerca da posição 30°S , 100°W , também observada no campo de K_S dos invernos com GG, porém de menor dimensão horizontal (Figura 54c).

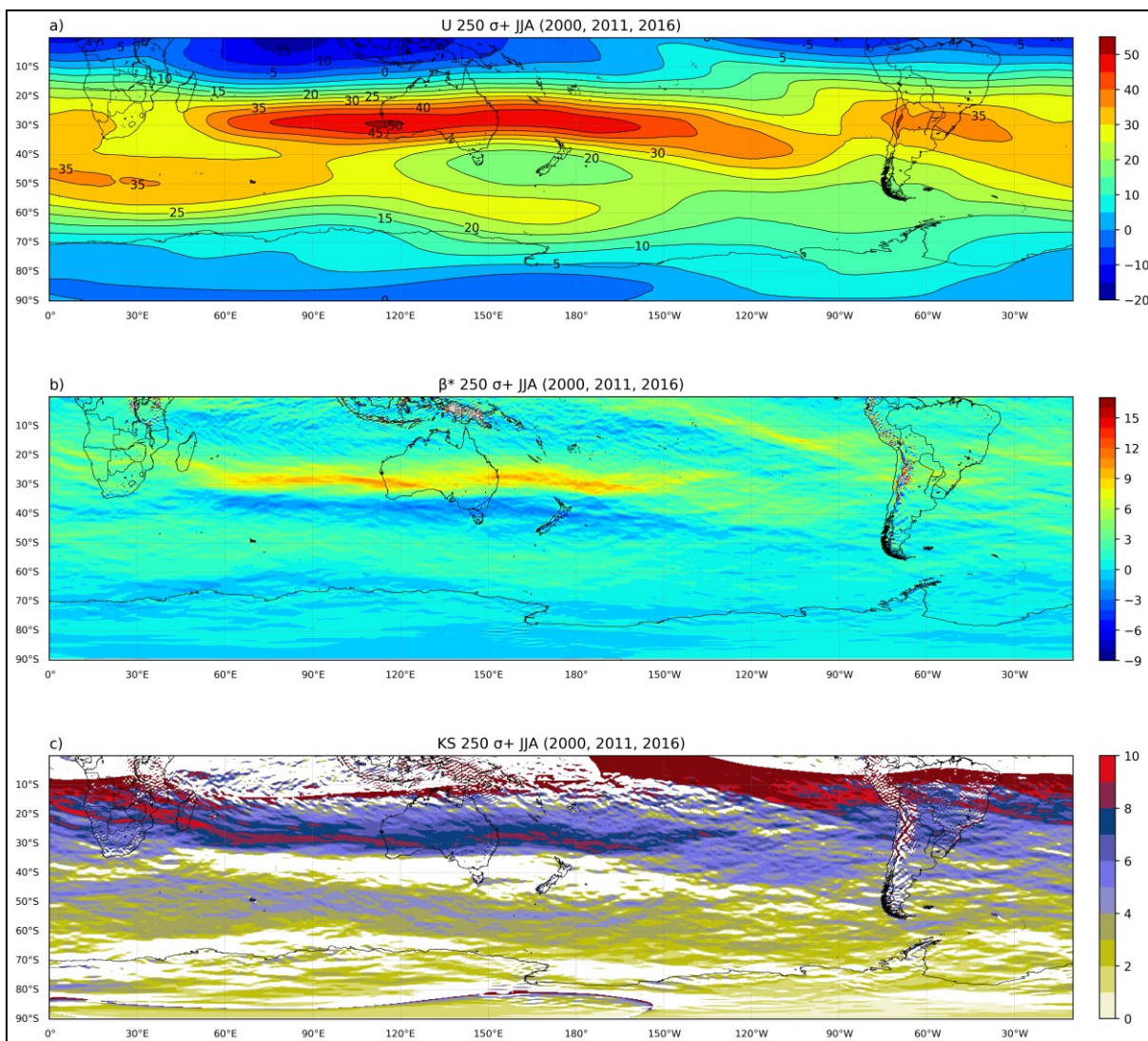


Figura 55 - Campo médio sazonal (JJA) dos invernos $+\sigma$ para o nível de 250 hPa: a) componente zonal do vento (contornos, em m s^{-1} , com intervalos de 5 m s^{-1}); b) β^* (sombreado, em $1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$); c) K_s (sombreado, adimensional).

4.6.4 Invernos $-\sigma$

A Figura 56 apresenta o estado básico dos invernos $-\sigma$. A Figura 56a mostra o campo médio do componente zonal do vento para estes invernos. Notam-se dois núcleos máximos associados a atuação do JS, um entre o OI e Austrália, e o outro entre Austrália e Nova Zelândia, mas nenhum destes núcleos apresenta uma isotaca de 50 m s^{-1} , como nos invernos com GG, $+\sigma$, e no campo climatológico de todos os invernos. Também não há um núcleo secundário sobre o SBR, como nos invernos $+\sigma$. A Figura 56b mostra que o campo de β^* apresenta gradientes de β^* e máximos locais mais fracos nos invernos $-\sigma$, quando comparado aos invernos $+\sigma$, sendo a diferença maior e mais expressiva quando comparado aos invernos com GG (Figura 53b) Estas

diferenças repercutem no campo de K_s dos invernos $-\sigma$, mostrado na Figura 56c. Os máximos locais de K_s , em torno de 130°W , com sua curvatura direcionada para nordeste nos invernos $+\sigma$, não são observados nos invernos $-\sigma$, pelo contrário, o duto subtropical associado a estes máximos apresenta-se menos extenso longitudinalmente, e a curvatura dos máximos em torno de 150°W é direcionada para sudeste, mais próximo da situação ilustrada pelo campo médio climatológico (Figura 51c). A extensão zonal de $K_s=0$ é menor do que o observado nos invernos $+\sigma$ e nos invernos com GG, sendo poucos fragmentos de $K_s=0$ observados a leste de 120°W , um destes localizado na costa do Chile, em torno de 35°S . Coincidentemente, uma região onde $K_s=0$ nas proximidades da região de entrada dos sistemas transientes na AS, em torno de 40°S , foi encontrada por Müller e Ambrizzi (2007) nos compostos de invernos com menor frequência de GG na PH, como mostra a Figura 2f do trabalho dos autores citados.

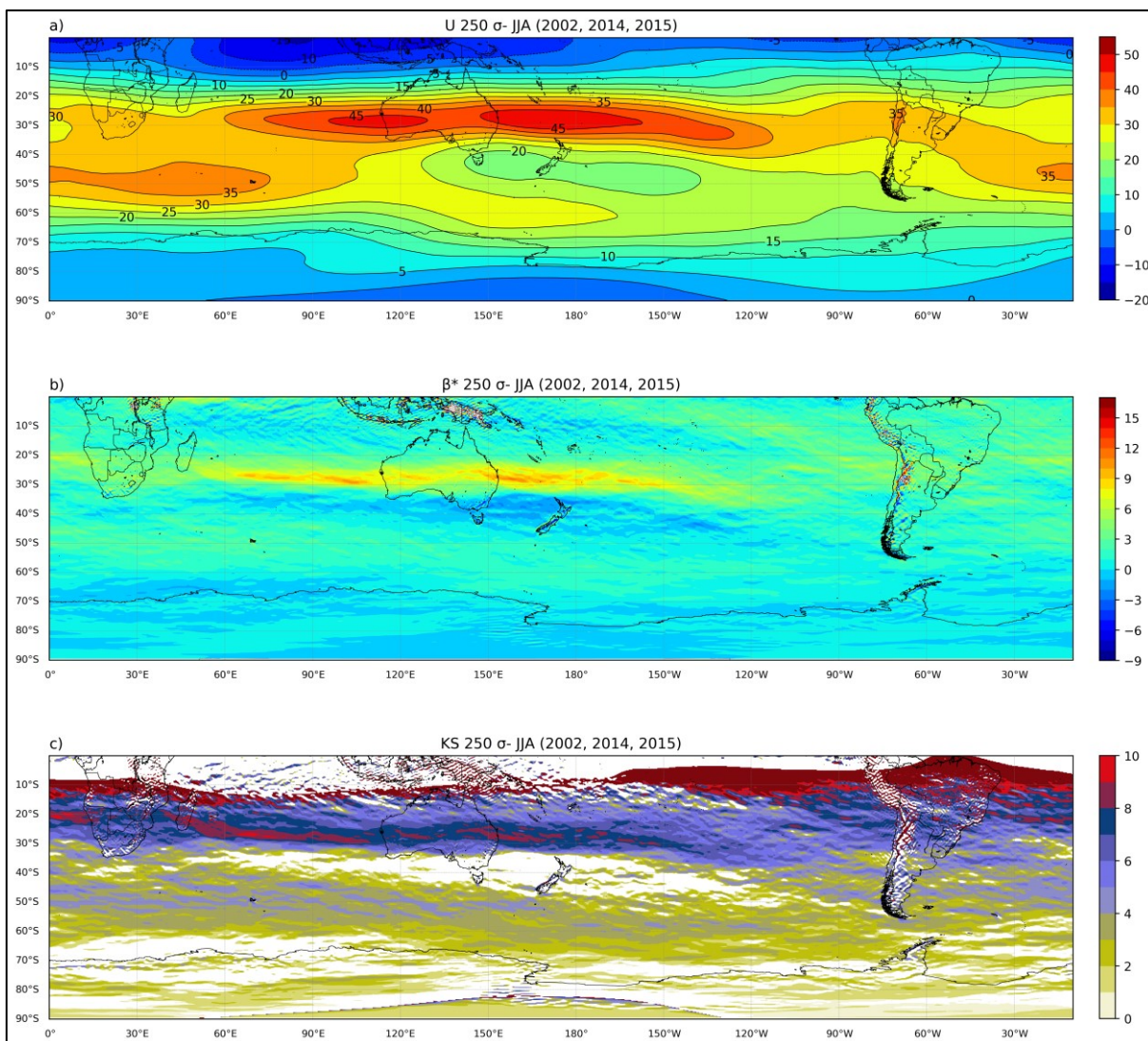


Figura 56 - Campo médio sazonal (JJA) dos invernos $-\sigma$ para o nível de 250 hPa: a) componente zonal do vento (contornos, em m s^{-1} , com intervalos de 5 m s^{-1}); b) β^* (sombreado, em $1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$); c) K_s (sombreado, adimensional).

4.7 Fonte de ondas de Rossby (S)

A Figura 57 apresenta o campo sazonal (JJA) de S. A Figura 57a mostra o campo médio para todos os invernos (1981-2010), onde observa-se uma região principal de fonte de ondas de Rossby a leste da Austrália, se estendendo para sudeste ao longo do OP extratropical. Um núcleo secundário é observado a oeste da Austrália. Duas regiões de sumidouro destas ondas são identificadas no campo climatológico: uma está localizada no OI extratropical, e outra a montante da AS, em latitudes subtropicais. Estas regiões de fonte e sumidouro de ondas de Rossby são observadas nos invernos com GG (Figura 57b-d) e no campo médio dos invernos com GG (Figura 57e). Nota-se, no entanto, uma maior atividade de S entre 150°W - 120°W

nos invernos com GG, também observada pelo campo médio (Figura 57e), onde parece haver duas regiões principais para formação das ondas de Rossby ao longo do OP extratropical: uma a oeste, próximo da Austrália, e outra a montante da AS, acerca de 120°W. Esta região coincide com as anomalias positivas de vento zonal observadas nesta faixa de latitude nos invernos com GG e nos invernos $+\sigma$.

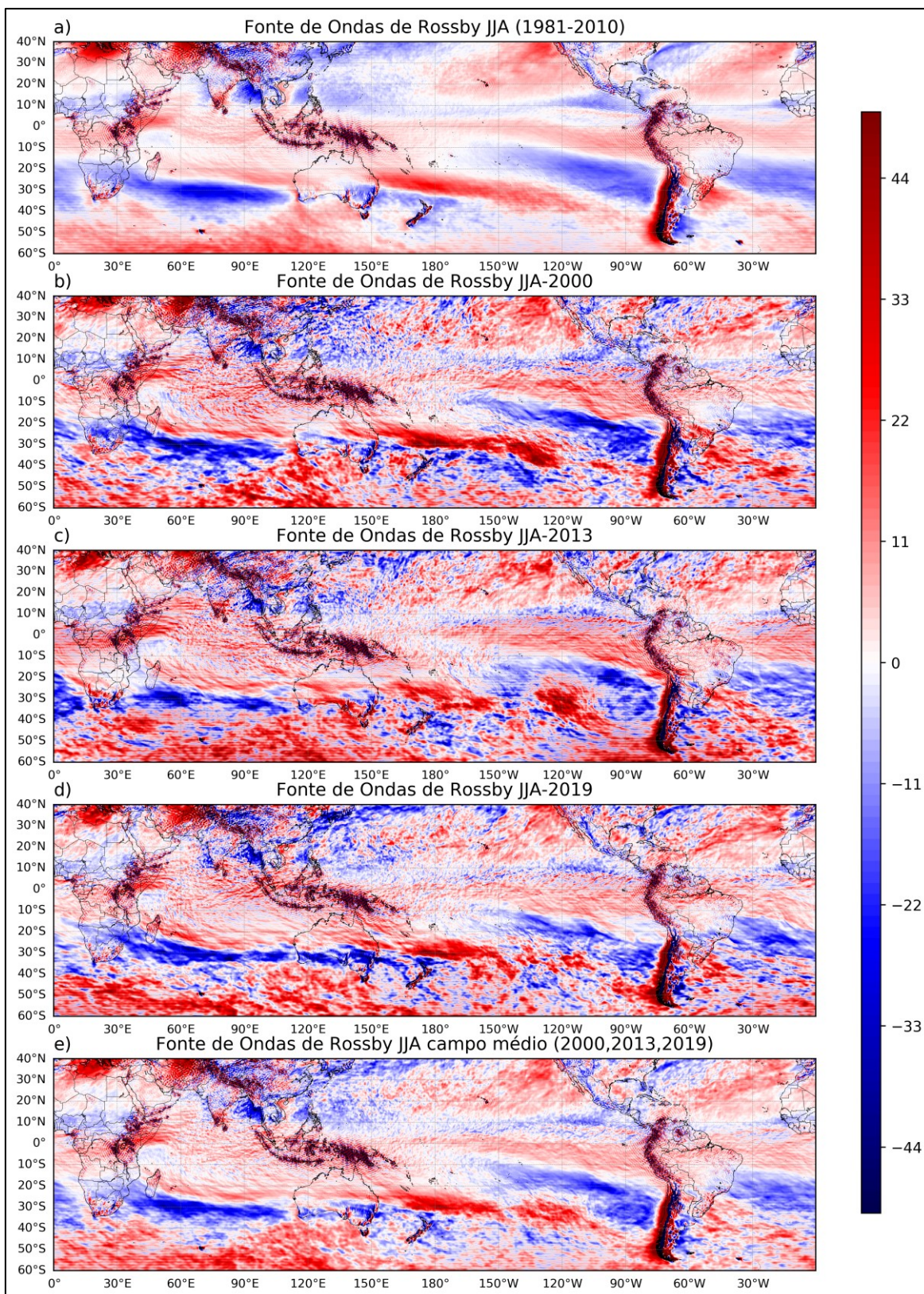


Figura 57 – Fonte de ondas de Rossby ($\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$): a) campo climatológico; b-d) invernos com GG; e) campo médio entre os invernos com GG.

A Figura 58 mostra o campo de anomalias de S para os invernos com GG. Nota-se um dipolo de anomalias de maior dimensão horizontal, localizado entre

150°W-120°W no inverno de 2000 (Figura 58a), entre 150°W-110°W no inverno de 2013 (Figura 58b), e entre 150°W-110°W, no inverno de 2019, porém de menor dimensão horizontal e fragmentado (Figura 58c). Este dipolo apresenta anomalias positivas de S a jusante, e anomalias negativas de S a montante, indicando maior atividade de S próximo da longitude de 120°W nos invernos com GG. O campo médio (Figura 58d) observa que a estrutura do campo de anomalias de S apresenta uma alternância zonal entre fontes e sumidouros de ondas de Rossby. Isso ocorre principalmente ao longo do guia de onda subtropical, e se estende desde o OI até cerca de 150-120°W, onde são observadas as anomalias de maior dimensão, coincidindo, aproximadamente, com o começo da região onde ocorre a fragmentação da região de separação entre os guias de onda, dada pela área de $K_S=0$ em latitudes extratropicais do Hemisfério Sul. Entre o OP e a AS, e no SBR em particular, o campo de anomalias exibe valores negativos, indicando menor atividade de S nos invernos com GG.

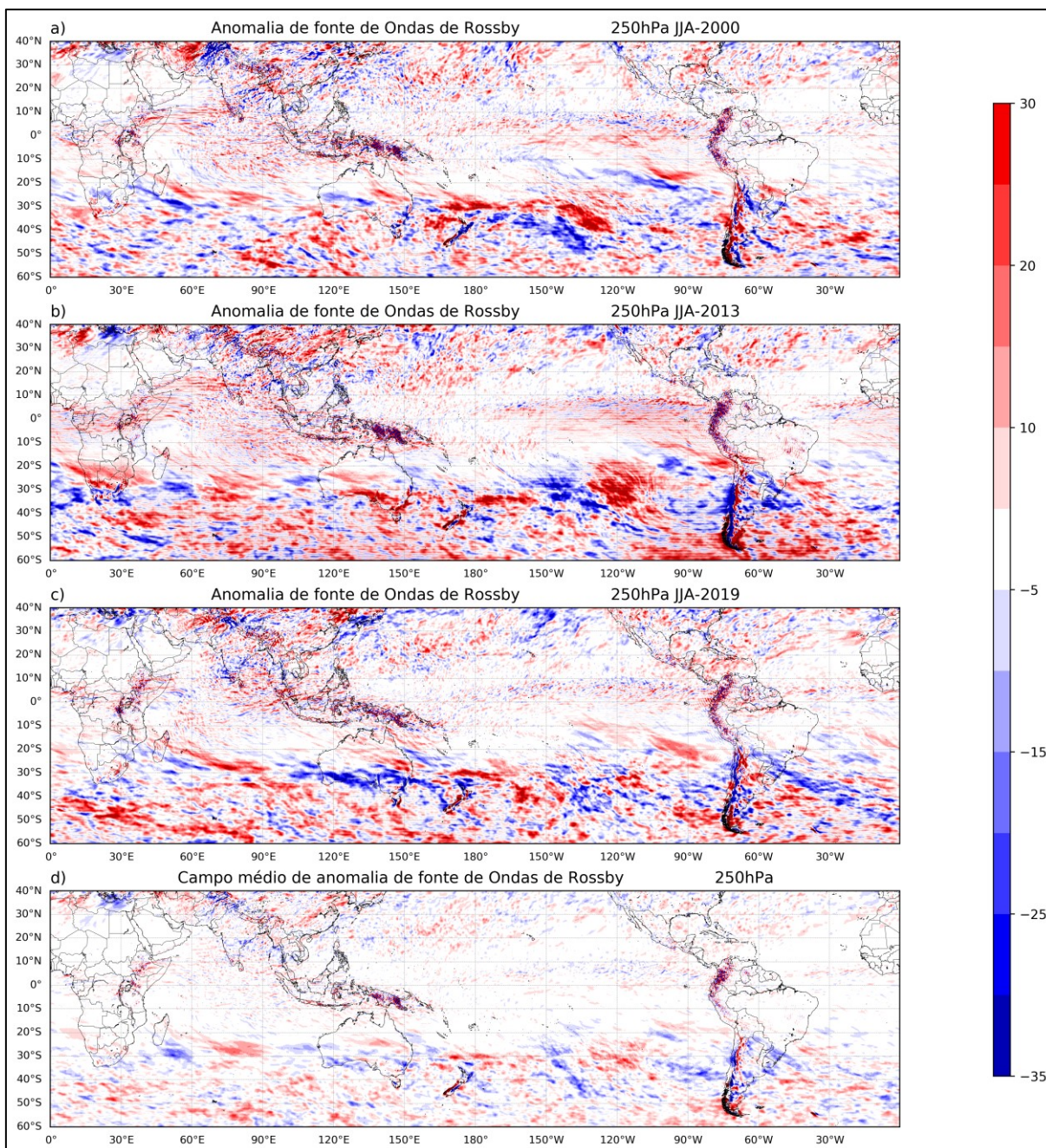


Figura 58 - Anomalia sazonal de fonte de ondas de Rossby ($\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$): a-c) invernos com GG; d) campo médio entre os invernos com GG.

A Figura 59 mostra a contribuição do termo *vortex stretching*, ou alongamento do vórtice (S_1), por meio de suas anomalias, para S nos invernos com GG. Seguindo Shimizu e Cavalcanti (2010, 2012), o sinal da vorticidade absoluta depende do hemisfério. Como a vorticidade planetária é uma ordem de grandeza maior do que a vorticidade relativa, o sinal da vorticidade absoluta é positivo no Hemisfério Norte e negativo no Hemisfério Sul. Assim, no Hemisfério Sul o termo S_1 contribui positivamente para S em regiões extratropicais em que há divergência. Nota-se que o

dipolo de anomalias, observado na Figura 58a-c, se deve principalmente devido a contribuição do termo S1. A Figura 59a-b mostra que o termo S1 apresenta anomalias positivas em torno de 120°W, indicando divergência anômala em 250hPa nesta região. Esse recurso é observado com menor dimensão horizontal no inverno de 2019 (Figura 59c), e mostrado no campo médio dos invernos com GG em torno de 120°W (Figura 59d).

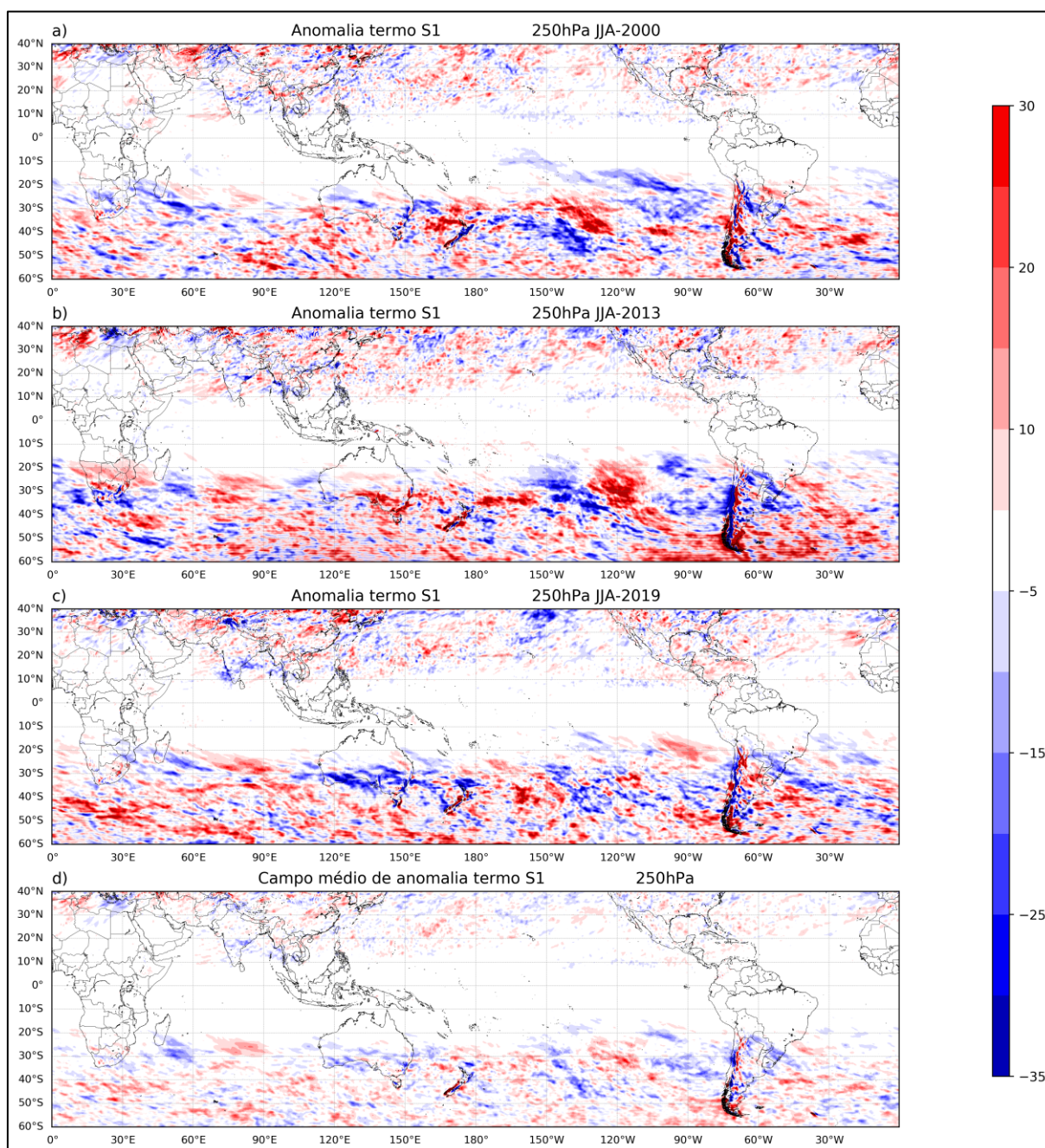


Figura 59 - Campo de anomalia do termo S1 para S ($\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$): a-c) invernos com GG; d) campo médio entre os invernos com GG.

A contribuição do termo de advecção de vorticidade absoluta pelo fluxo divergente (S_2) para S , está diretamente associado aos maiores gradientes de vorticidade absoluta, e, portanto, a atuação dos jatos. A Figura 60 mostra o campo de anomalias do termo S_2 . Os invernos de 2000 e 2013 apresentam anomalias positivas do termo S_2 a montante da AS, que podem estar associadas a atuação dos jatos hemisféricos (Figura 60a-c). Observa-se que estas regiões se encontram deslocadas para leste em relação aos máximos da contribuição do termo S_1 (Figura 59a-c), e próximas dos máximos do componente zonal do vento localizados a montante da AS nos invernos com GG (Figura 52a-b). Isso indica que a existência de divergência em torno de 120°W pode modular a atividade dos jatos hemisféricos nestes invernos no leste do OP, fazendo com que S_2 contribua positivamente para S . Entre Austrália e Nova Zelândia há contribuição positiva do termo S_2 para os invernos de 2000 e 2019, o que coincide com a presença da isotaca de 50 m s^{-1} no campo do componente zonal do vento em 250 hPa nestes invernos (Figura 52a-c). O campo médio de anomalias do termo S_2 (Figura 60d) apresenta valores fracos de anomalias, devido a variabilidade de cada ano em particular, mas reproduz os aspectos acima mencionados.

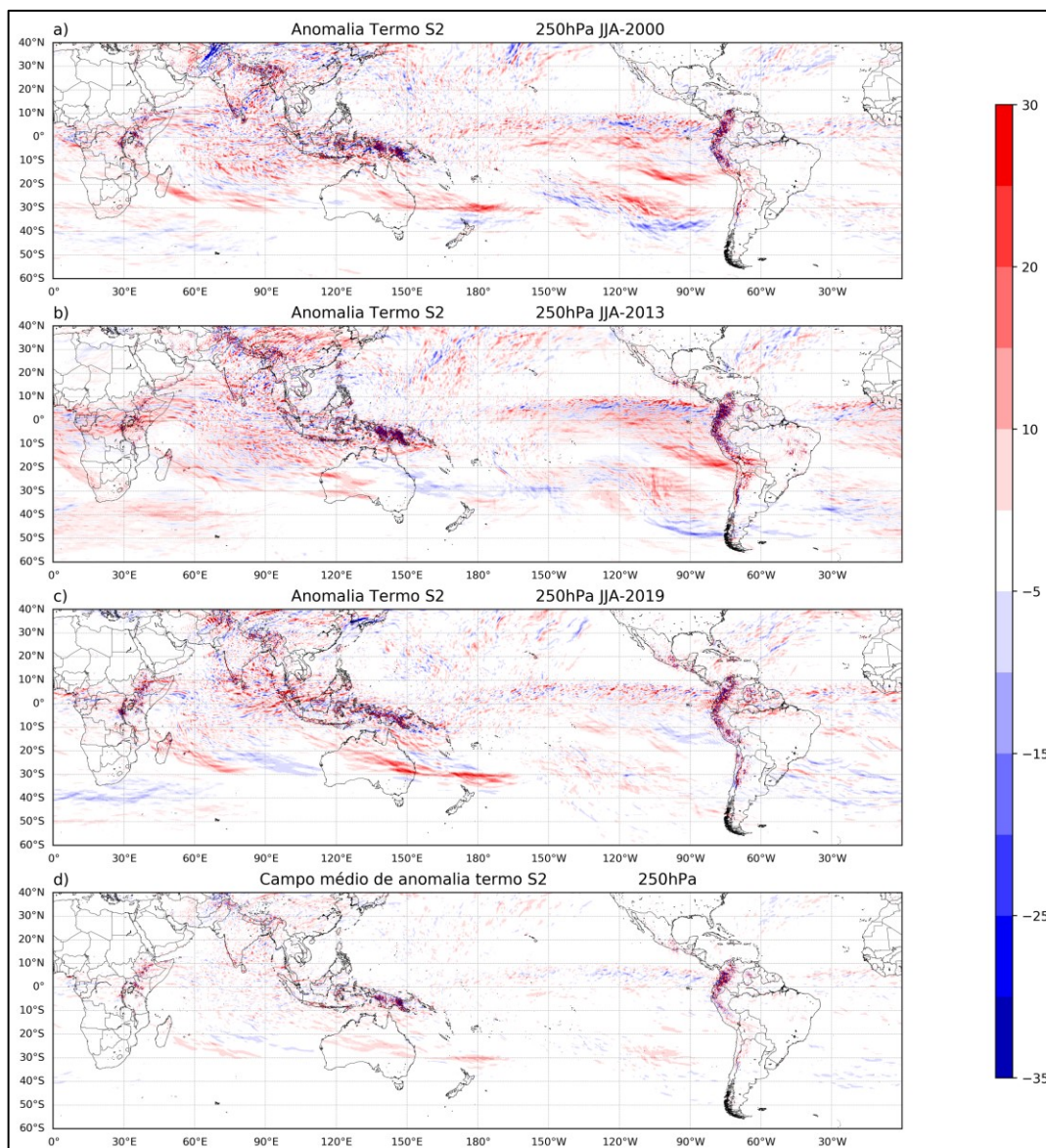


Figura 60 - Campo de anomalia do termo S2 para S ($\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$): a-c) invernos com GG; d) campo médio entre os invernos com GG.

Nos invernos $+\sigma$ o dipolo de anomalias observado nos campos de anomalias de S dos invernos com GG é observado apenas para o inverno de 2000, que é membro de ambos os conjuntos. O campo de anomalia de S dos invernos $+\sigma$ (Anexo E) apresenta grande variabilidade entre os membros, resultando em anomalias fracas, no entanto parece haver contribuição positiva para S na região SBR, e a localização de sumidouros de ondas de Rossby sobre a AS parece estar localizado mais para oeste, abrangendo boa parte do leste do OP, o que difere dos invernos com GG. A contribuição para estas anomalias se deve principalmente ao termo S1 (Anexo F), e em particular no SBR, pode estar associado a maior atividade de ciclones extratropicais na costa da região, que por sua vez está associada a divergência em

nível superior, recurso que aumenta a contribuição do termo S1 para S. Quanto ao termo S2, há uma região em comum entre os invernos $+\sigma$ (Anexo G), em que se observa uma contribuição positiva para S a montante da AS, no leste do OP, entre os círculos de latitude de 10°S - 20°S , e entre as longitudes 120°W - 80°W , indicando que a região possui maiores gradientes de vorticidade absoluta devido a atuação do JS a montante da AS. Nos invernos $-\sigma$ os campos de anomalias de S e do termo S1 (Anexos H, I, respectivamente) apresentam grande variabilidade entre os membros, o que resulta em anomalias fracas. Em particular, acerca da longitude de 180° parece haver uma região favorável a sumidouro de ondas de Rossby, observado também pelo campo médios dos invernos $-\sigma$ (Anexo I), enquanto que a região SBR apresenta fracas anomalias positivas de S e S1. A contribuição do termo S2 (Anexo J) também apresenta grande variabilidade entre os membros, resultando em anomalias muito fracas ao longo das longitudes subtropicais.

4.8 Forçantes equatoriais: convecção troposférica e TSM.

4.8.1 Invernos com GG

A Figura 61 mostra os campos de anomalias de vento divergente, χ e ROL em 250hPa para os invernos com GG. Os locais associados à convecção profunda anômala apresentam anomalias negativas de χ , divergência do vetor irrotacional, e encontram-se associadas a anomalias negativas de ROL. Esta situação é observada nos invernos de 2000 e 2013 na região equatorial do sudeste da Ásia, a noroeste da Austrália (Figura 61a, b), podendo estar associada ao ramo ascendente da célula de Walker. O ramo subsidente é identificado por meio de anomalias positivas de χ , convergência do vetor irrotacional, e anomalias positivas de ROL, no OP equatorial e tropical, a nordeste da Austrália. O inverno de 2019 apresenta características diferentes. A Figura 61c mostra anomalias negativas de χ , divergência do vetor irrotacional e anomalias negativas de ROL a noroeste da Austrália, indicando a atuação do ramo ascendente da célula de Walker. No sudeste equatorial da Ásia observa-se o oposto, com o ramo subsidente da célula de Walker atuando na região. Nos invernos com GG, em latitudes extratropicais do Pacífico, entre as longitudes de 150°W - 100°W , observa-se um dipolo de anomalias de χ , vento divergente e ROL, que coincide com o dipolo de anomalias observado no campo de S. O dipolo é mais intenso

no inverno de 2013 (Figura 61b), e fraco no inverno de 2019 (Figura 61c). O campo médio entre os invernos com GG (Figura 61d), mostra anomalias negativas de χ e ROL na região equatorial do sudeste da Ásia, indicando o ramo ascendente da célula de Walker. O ramo subsidente encontra-se localizado no oeste do Pacífico equatorial, em torno de 180° . O campo também mostra o dipolo acerca de 120°W , cujo ramo subsidente atua com maior eficiência nas latitudes subtropicais da AS.

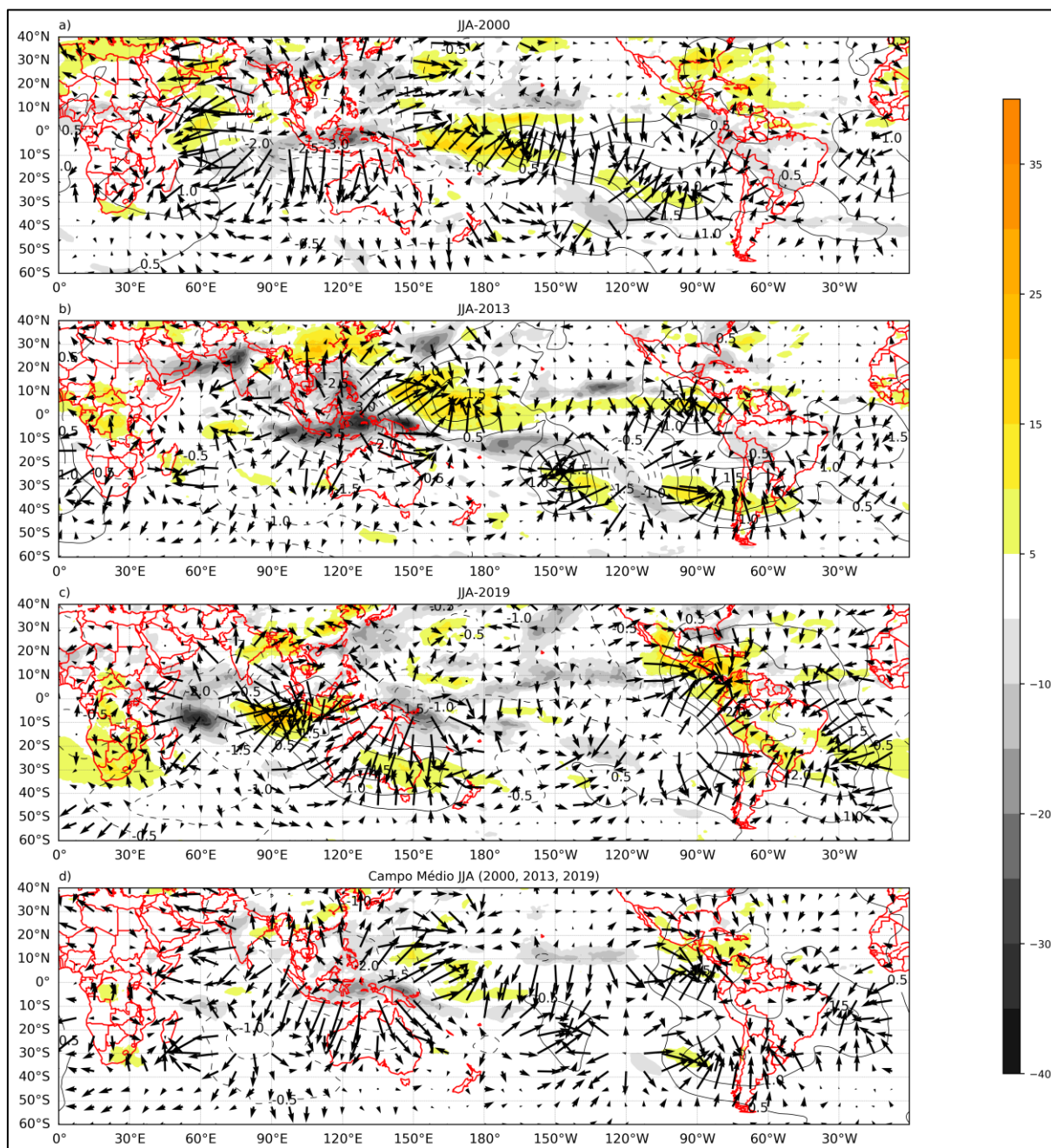


Figura 61 - Anomalia de χ : contornos sólidos (tracejados) indicam valores positivos (negativos), em intervalos de $0,5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; anomalia do vetor irrotacional (vetor); anomalia de ROL (sombreado, W m^{-2}): a-c) para os invernos com GG; d) campo médio entre os invernos com GG.

A Figura 62 mostra o campo de anomalias da TSM para os invernos com GG. A Figura 62a-c mostra o campo para cada inverno com GG. A Figura 62d mostra o campo médio entre os invernos. Nota-se anomalias negativas de TSM na região equatorial do leste do OP. A extensão desta região anômala fria é maior no inverno de 2000 e menor no inverno de 2019. O campo médio retrata esta situação. Anomalias negativas de TSM são observadas em latitudes subpolares entre as longitudes de 170°W - 90°W nos invernos com GG. Anomalias positivas de TSM são encontradas no setor oeste do Pacífico tropical, na região de atuação da ZCPS, e em latitudes subtropicais do Pacífico entre 120°W - 90°W . No OA o inverno de 2000 apresenta anomalias negativas de TSM (Figura 62a), e nos demais invernos com GG as anomalias são positivas (Figura 62b, c), situação observada pelo campo médio dos invernos (Figura 62d). Na região próxima da CBM, entre os círculos de latitude de 40°S - 50°S , notam-se vórtices oceânicos anômalos quentes nos invernos com GG, sendo mais quentes no inverno de 2019, enquanto que nos demais invernos observa-se um dipolo de anomalias nesta região.

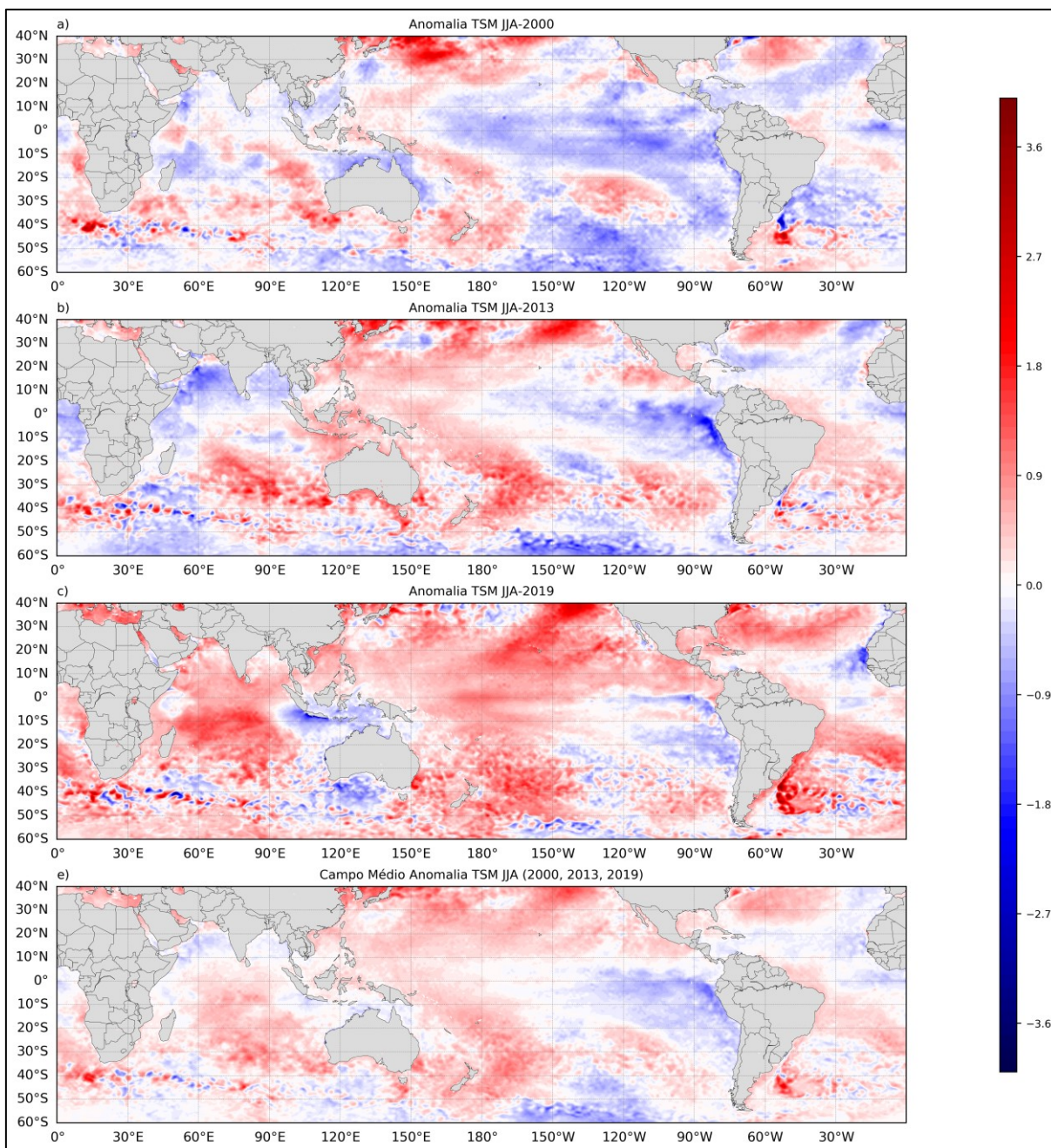


Figura 62 - Anomalia de TSM: a-c) nos invernos com GG; d) campo médio entre os invernos com GG.

4.8.2 Invernos $+\sigma$

A Figura 63 apresenta os campos de anomalias de χ , vetor irrotacional, e ROL para os invernos $+\sigma$. O inverno de 2000 (Figura 63a) faz parte do conjunto de invernos com GG analisados anteriormente. No inverno de 2011 a região com anomalias negativas de χ e ROL, localizadas no oeste do Pacífico equatorial, ao norte da Austrália, representam a convecção anômala associada ao ramo ascendente da célula de Walker. Parte do fluxo divergente é direcionado para o centro do Pacífico

equatorial, onde há convergência anômala do vetor irrotacional, e forte anomalia positiva de χ e ROL. Estas anomalias representam o ramo subsidente da célula de Walker. Anomalias positivas destas variáveis e convergência anômala do vetor irrotacional são observadas em latitudes extratropicais do Pacífico Sul, e podem estar associadas a maior atividade do ramo subsidente da célula de Hadley a montante da AS (Figura 63b). Na região de atuação da ZCPS observa-se uma segunda região com anomalias negativas de χ , ROL, e divergência anômala do vetor irrotacional, o que sugere maior atividade da ZCPS. No inverno de 2016 (Figura 63c) a região de anomalias negativas de χ e ROL se estendem desde o OI equatorial, até a Austrália. Um segundo núcleo de anomalias negativas de χ e ROL é observado em torno de 10°S , 170°W . Ao longo do Pacífico equatorial nota-se convergência anômala do vetor irrotacional, e anomalias positivas de χ e ROL. O campo médio entre os invernos $+\sigma$, mostrado na Figura 63d, indica que o ramo ascendente da célula de Walker encontra-se no oeste do Pacífico equatorial, com o ramo subsidente localizado a nordeste da Austrália. Também se observa maior atividade do ramo subsidente da célula de Hadley a montante da AS. Diferente dos invernos com GG, os invernos $+\sigma$ relatam anomalias negativas de ROL no setor norte da região SBR.

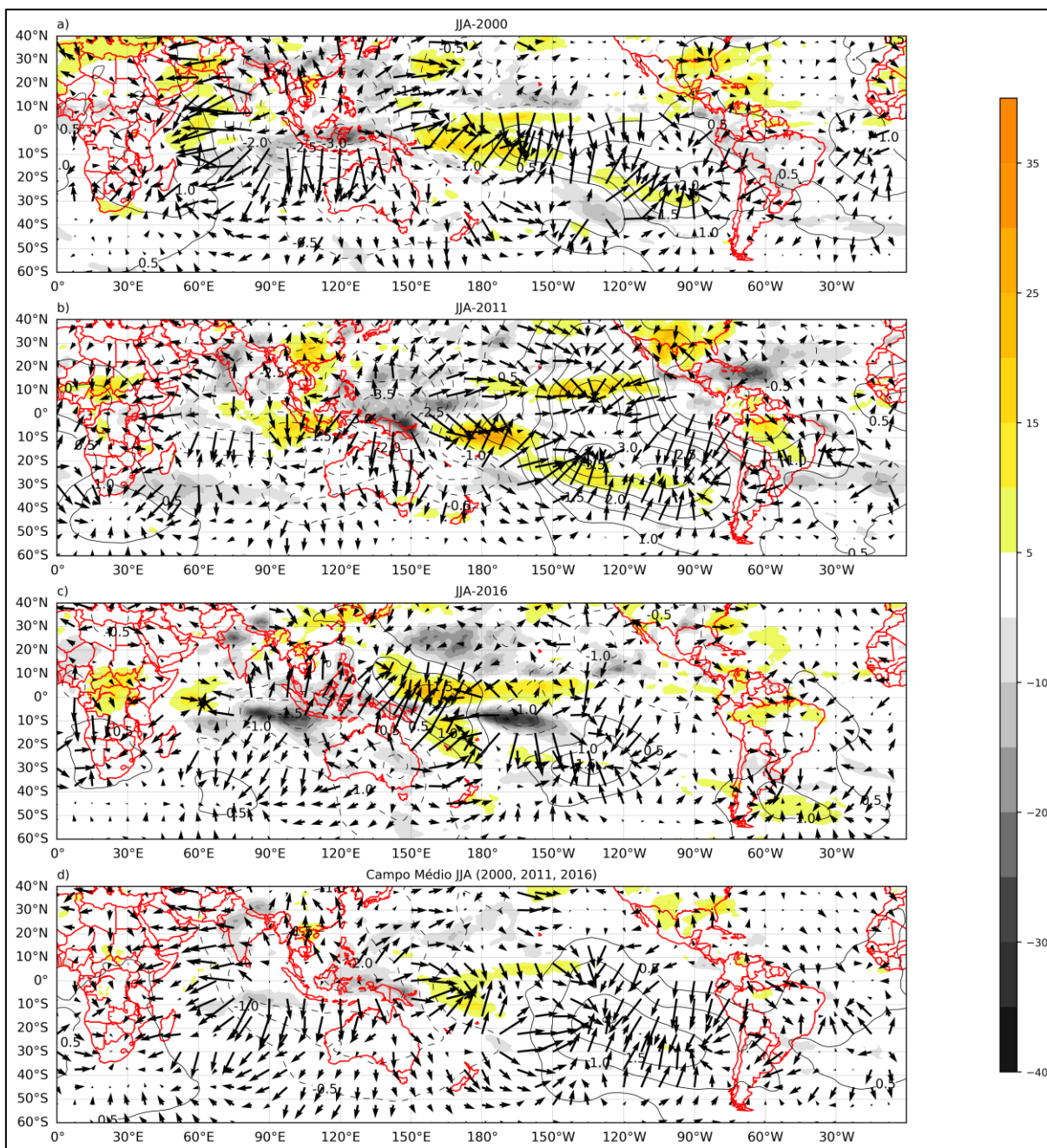


Figura 63 - Anomalia de χ : contornos sólidos (tracejados) indicam valores positivos (negativos), em intervalos de $0,5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; anomalia do vetor irrotacional (vetor); anomalia de ROL (sombreado, W m^2): a-c) para os invernos $+\sigma$; d) campo médio entre os invernos $+\sigma$.

Os resultados de convecção equatorial para os invernos com GG e $+\sigma$ podem ser interpretados conforme os mecanismos físicos apresentados no diagrama conceitual de Müller e Ambrizzi (2007). Os autores sugerem que os mecanismos físicos de grande escala associados a maior frequência de GG na PH se manifestam por meio de padrões de teleconexão, gerados no OI tropical, em um fluxo médio caracterizado por um gradiente meridional de vento zonal. O movimento divergente em altos níveis, gerado pela fonte tropical de vorticidade, pode ser observado nas

figuras 61 e 63 pela convecção equatorial no oeste do OP e OI, pelo vetor irrotacional divergente e por anomalias negativas de ROL. Ao interagir com β^* positivo, o movimento divergente causa perturbações nos subtropicais, que se manifestam como fontes de ondas de Rossby. Como a região de origem das ondas está a montante do JS australiano, e a montante da região onde as ondas de Rossby serão refletidas por β^* negativo, as ondas, representadas no campo das anomalias do vento meridional por sequências zonais de anomalias positivas e negativas, se propagarão ao longo dos guias de ondas subtropical e polar, identificados pelos máximos locais no campo de K_s , de forma eficiente. Embora não se tenha observado claramente trens de ondas duplos atuando nos episódios aqui analisados, a teoria indica que a coincidência de fase entre as ondas que se propagam pelos dutos subtropical e polar independentemente, é permitida próximo da América do Sul, onde a região de inibição de propagação dada por $K_s=0$ desaparece, estabelecendo um único padrão de anomalias positivas do vento meridional, que ao entrar na AS causa forte advecção fria no continente.

A Figura 64 exhibe as anomalias de TSM para os invernos $+\sigma$. Uma semelhança com os invernos com GG ocorre na região equatorial do Pacífico, onde se observam anomalias negativas de TSM. A área denotada por estas anomalias é maior nos invernos de 2000 e 2011 (Figura 64a, b), e menor e restrita às proximidades do equador no inverno de 2016 (Figura 64c). Na região da ZCPS as anomalias de TSM são positivas, como nos invernos com GG, do mesmo modo uma região anômala fria é identificada em latitudes subpolares do OP nos invernos $+\sigma$, entre 180° - 120° W, no campo médio entre eles (Figura 64d) e no campo médio dos invernos com GG (Figura 62d). No OA, diferente dos invernos com GG, onde as anomalias tendem a ser positivas em latitudes subtropicais, nos invernos $+\sigma$ se observam anomalias negativas de TSM (Figura 64d). Entre as latitudes de 40° S- 50° S anomalias positivas de TSM são identificadas, configurando um dipolo de anomalias nos invernos $+\sigma$ na região da CBM. A presença de anomalias negativas de TSM no OP equatorial (Figuras 62 e 64) concorda com o que é mostrado no diagrama conceitual dos autores, e também para invernos com GG na PH (MÜLLER et al., 2005), sendo um recurso importante para favorecer GG na PH, e possivelmente GG e frequência de geadas acima do desvio padrão no Paraná.

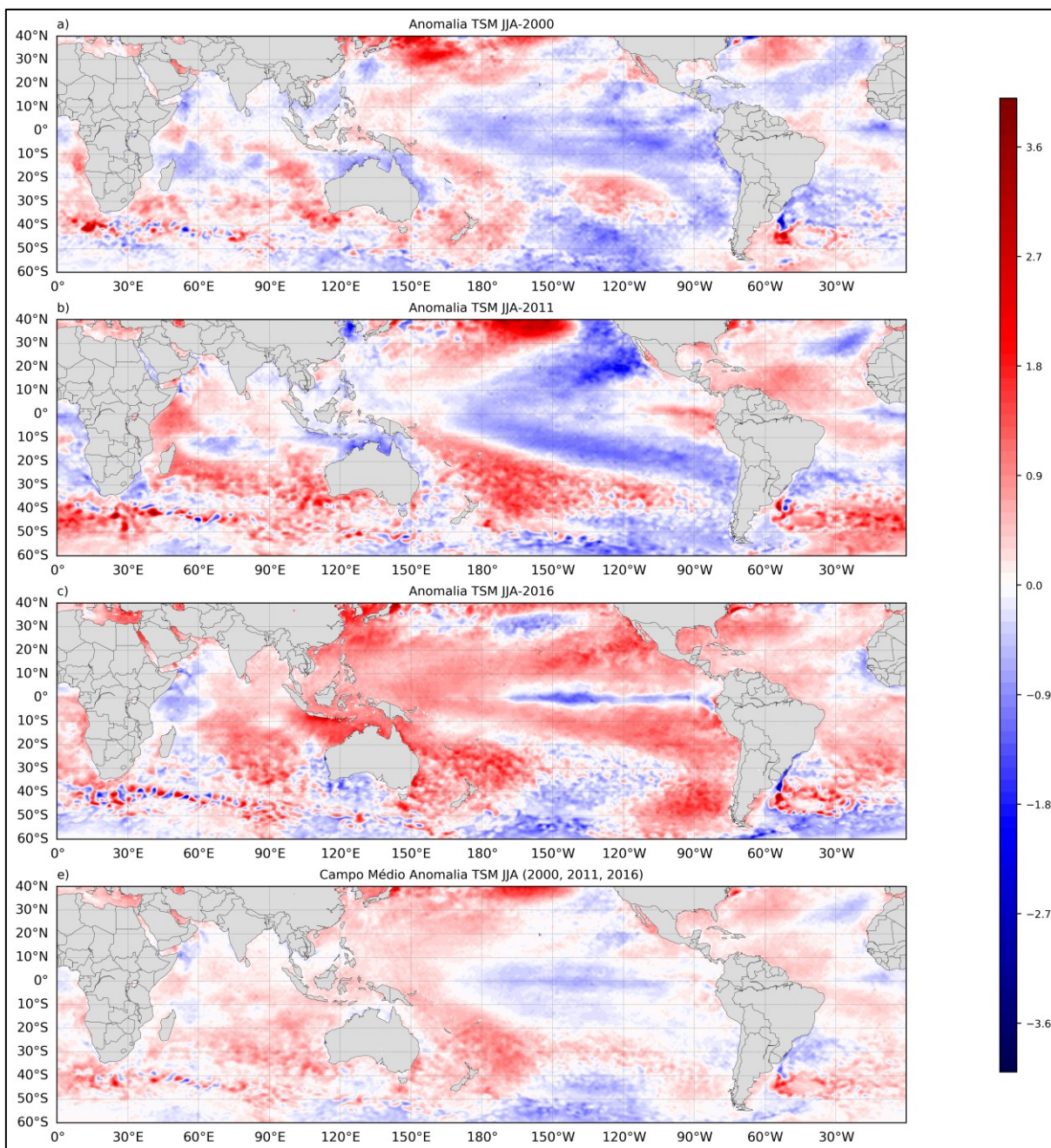


Figura 64 - Anomalia de TSM: a-c) nos invernos $+\sigma$; d) campo médio entre os invernos $+\sigma$.

4.8.3 Invernos $-\sigma$

A Figura 65 apresenta a análise para os invernos $-\sigma$, no que se refere a convecção equatorial. Observa-se que nos invernos $-\sigma$, a convecção anômala, associada ao ramo ascendente da célula de Walker, encontra-se deslocada para o centro do OP equatorial, exibindo fortes anomalias negativas de ROL nestes invernos, com ênfase para o inverno de 2015 (Figura 65c). A montante da AS, não se verifica forte atividade associada ao ramo subsidente da célula de Hadley. Estas

características são representadas também pelo campo médio dos invernos $-\sigma$. Por outro lado, um ramo subsidente é observado sobre o OI tropical e equatorial (Figura 65e). Esta configuração é oposta ao que foi observado nos campos dos invernos com GG (Figura 61d) e $+\sigma$ (Figura 63d).

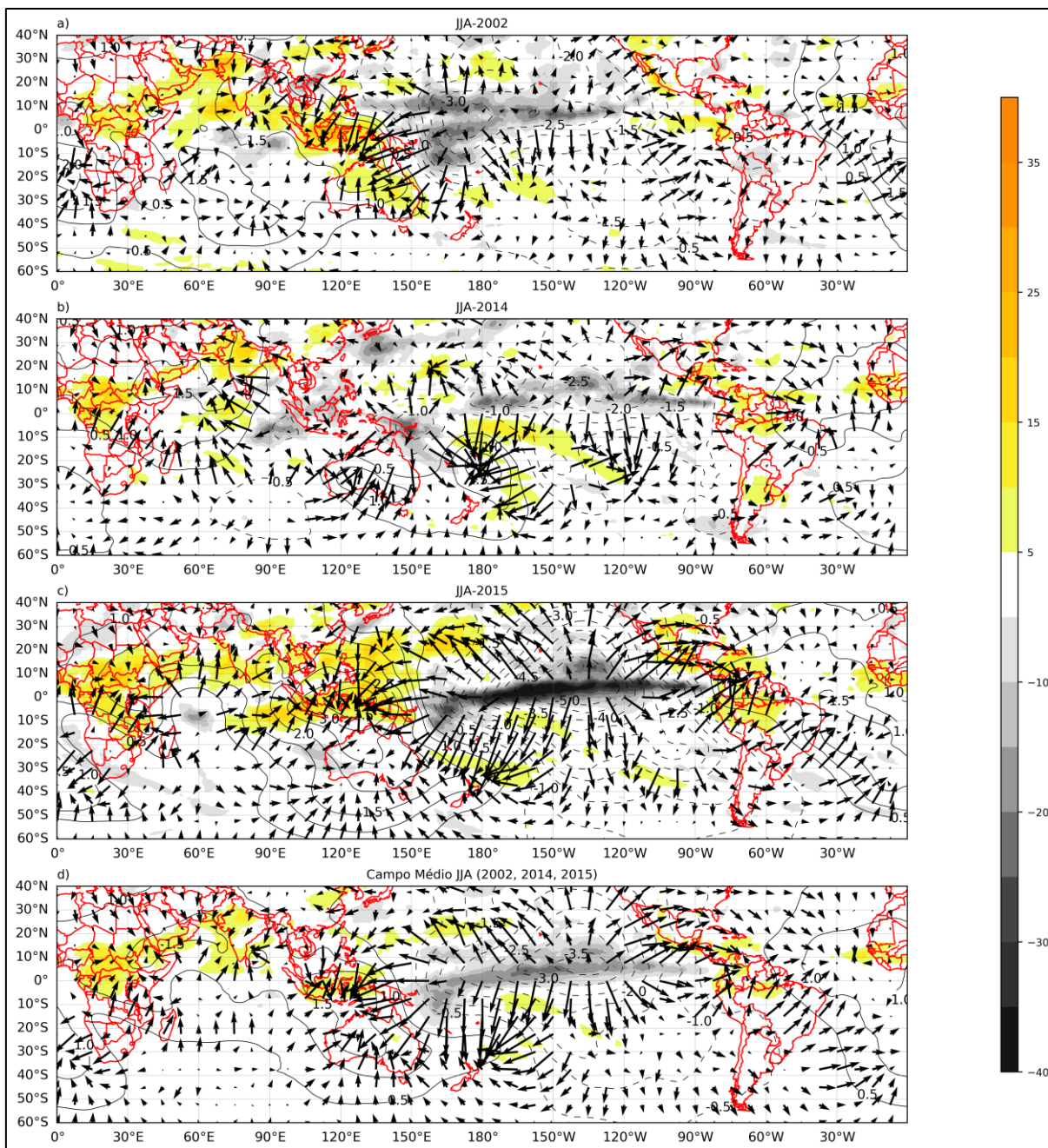


Figura 65 - Anomalia de χ : contornos sólidos (tracejados) indicam valores positivos (negativos), em intervalos de $0,5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; anomalia do vetor irrotacional (vetor); anomalia de ROL (sombreado, W m^{-2}): a-c) para os invernos $-\sigma$; d) campo médio entre os invernos $-\sigma$.

Os campos de anomalia de TSM para os invernos $-\sigma$ são mostrados na Figura 66. Os invernos $-\sigma$ apresentam anomalias positivas de TSM ao longo do Pacífico

equatorial, o que explica em parte a convecção anômala observada nos campos de χ e ROL (Figura 65). A área de atuação das anomalias positivas de TSM nos invernos $-\sigma$ é maior em 2015, quando se observa maior magnitude das anomalias negativas de ROL (Figura 65c). Anomalias positivas de TSM também são observadas no OA, na região da CBM. Estas características são representadas pelo campo médio dos invernos $-\sigma$ (Figura 66d).

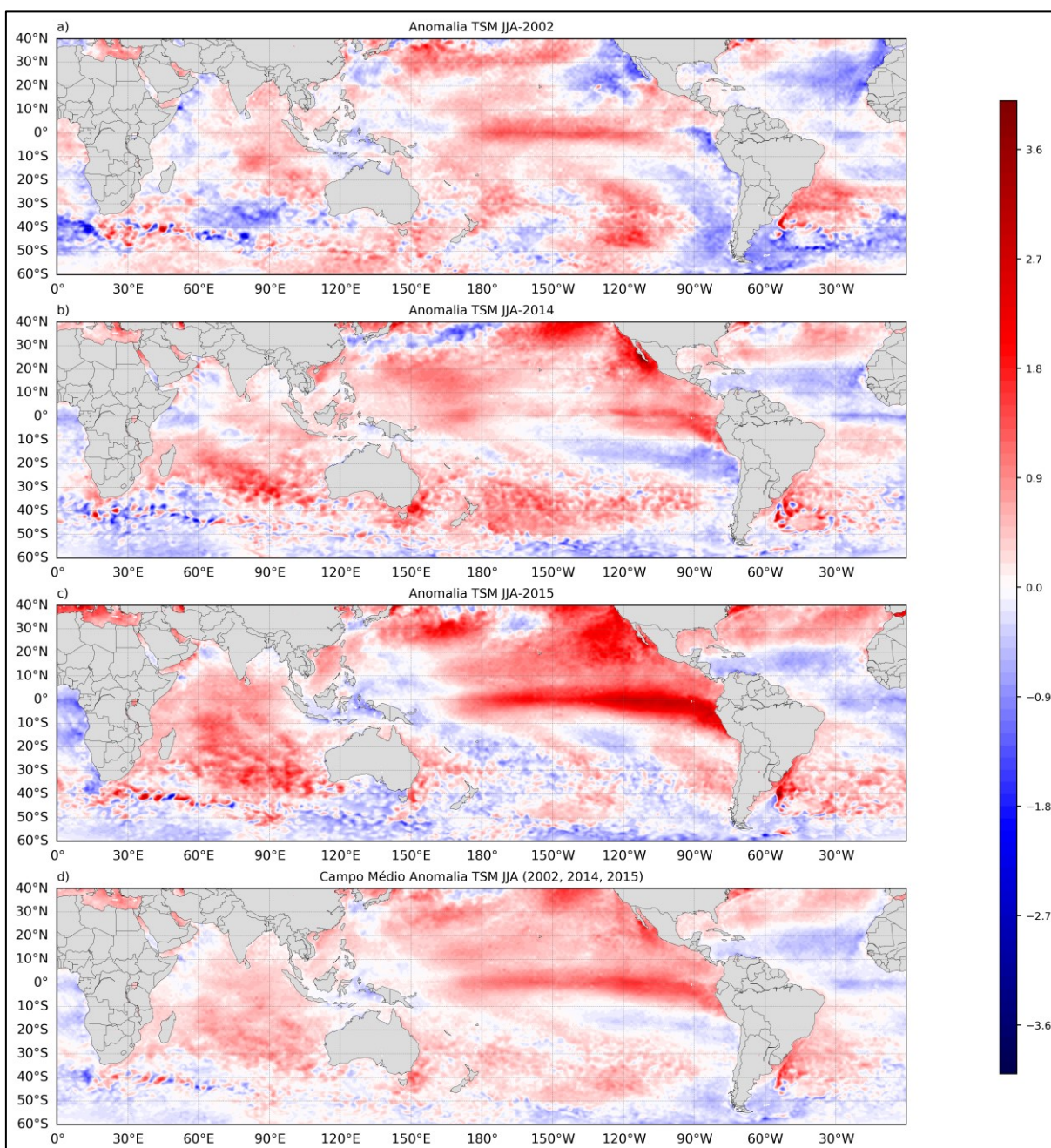


Figura 66 - Anomalia de TSM: a-c) nos invernos $-\sigma$; d) campo médio entre os invernos $-\sigma$.

5 Conclusões

Este trabalho identificou a frequência anual de episódios de geada no estado do Paraná, classificando-os conforme a área de abrangência e intensidade, no período entre os anos 1999 e 2020. Verificou-se uma frequência média anual de 9,45 episódios de geada. A análise de agrupamento hierárquico mostrou a existência de três grupos de localidades onde as geadas ocorrem com maior frequência em função da maior altitude e latitude. Geadas isoladas ocorrem com relativa frequência, enquanto que menos de uma quinta parte são episódios de geadas parciais, e somente cinco episódios foram identificados como geadas generalizadas.

Os episódios de geada generalizada são caracterizados pelo desenvolvimento de um amplo cavado de latitudes médias, entre o leste do Oceano Pacífico e América do Sul. Entre quatro e dois dias antes se observa o desenvolvimento de um vórtice ciclônico de médios níveis, que se encontra a sudeste da área afetada. No dia das geadas generalizadas este vórtice encontra-se localizado sobre o sudoeste do Oceano Atlântico. Em baixos níveis o vento do quadrante sul sobre latitudes subtropicais da América do Sul é estabelecido entre um anticiclone migratório pós frontal a sotavento da Cordilheira dos Andes, e um ciclone extratropical localizado no sudoeste do Oceano Atlântico. O gradiente de pressão entre os dois sistemas estabelece forte advecção negativa de temperatura que afeta o Sul do Brasil desde dois dias antes, até o dia da geada generalizada. A atuação do jato subtropical intensifica o anticiclone de superfície, por meio de um mecanismo de feedback positivo, associado a uma circulação transversal ao eixo do jato subtropical, que causa subsidência em médios níveis sobre a área de atuação do anticiclone, que é afetada pelas geadas generalizadas. A Cordilheira dos Andes exerce maior ou menor influência sobre a massa fria que sofre advecção em cada caso, sendo que quando a influência é menor, a atuação do ciclone extratropical é importante para direcionar a advecção fria sobre o Sul do Brasil. Dessa forma, o componente advectivo é importante para a gênese das geadas generalizadas. Um bloqueio atmosférico a jusante da América do Sul, do tipo baixa sobre alta, pode estar associado a maior persistência das geadas generalizadas no ano 2000, mantendo a sistemática incursão de ar frio em julho daquele ano.

Em grande escala os episódios de geada generalizada estão associados a um único padrão de propagação de ondas de Rossby. Nos episódios de 2000 e 2019 o

trem de onda ocorre ao longo das latitudes do jato subtropical, no leste do Oceano Pacífico. No episódio de 2013 o trem de onda é impulsionado por latitudes do jato polar. Ao se aproximar da América do Sul, as ondas se voltam para nordeste, e descrevem uma trajetória em forma de arco no sentido equatorial, que termina no Oceano Atlântico, sendo a trajetória característica de fortes incursões de ar frio sobre o sul e sudeste do Brasil. Em todos os episódios, uma anomalia positiva do vento meridional se move do sudeste do Oceano Pacífico para a América do Sul, e entra no continente acerca das latitudes de 40-50°S, entre cinco e três dias antes das geadas generalizadas. A sotavento dos Andes as anomalias positivas do vento meridional se propagam lentamente para nordeste, com sua intensidade máxima alcançada entre dois e um dia antes da geada generalizada, seguida de forte decaimento. Nos três episódios do ano 2000 um recurso adicional foi identificado: um segundo trem de onda, em altas latitudes, apresenta uma anomalia negativa do vento meridional, que se propaga do Oceano Pacífico para o sudoeste do Oceano Atlântico, onde se funde a outra de mesmo sinal, que faz parte do trem de onda subtropical, estabelecendo uma anomalia única a sudeste da América do Sul. Este recurso é apontado como importante para ocorrência de fortes ondas de frio que afetam o sul e sudeste do Brasil, e coincide com a maior persistência e intensidade das geadas generalizadas do ano 2000.

Anos com frequência de geadas acima do limite superior do desvio padrão da frequência anual média, e anos com ocorrência de geada generalizada, pode ser modulada pela dinâmica do Oceano Pacífico equatorial. Nestes invernos o ramo ascendente da célula de Walker encontra-se localizado no oeste do Oceano Pacífico devido a presença de anomalias negativas de temperatura da superfície do mar ao longo do Oceano Pacífico equatorial. O movimento divergente em altos níveis, gerado pela convecção equatorial, ao interagir com o gradiente meridional de vorticidade absoluta positivo, causa perturbações nos subtropicais, que atuam como fontes de ondas de Rossby. Como a região de origem destas ondas está a montante do jato subtropical no Oeste do Oceano Pacífico tropical, e a montante da região onde as ondas de Rossby serão refletidas pelo gradiente meridional de vorticidade absoluta negativo, as ondas de Rossby podem ser guiadas de forma eficiente, ao longo dos dutos de guias de ondas subtropical e polar. A extensão longitudinal da região onde o número de onda estacionário de Rossby (K_s) é 0 determina os dutos de guias de onda, sendo maior nos invernos com GG. Este fato permite guiar as ondas de Rossby até

próximo da América do Sul. No entanto, um recurso adicional foi encontrado em dois dos três invernos com geada generalizada: verificou-se uma região fonte de ondas de Rossby atuando em aproximadamente 40°S , 135°W , que está associada a divergência do fluxo de nível superior e a advecção de vorticidade absoluta pelo fluxo divergente. Este fato está associado a uma maior atividade do jato subtropical a montante da América do Sul, onde em seu lado polar uma região secundária de $K_s = 0$ é estabelecida. Este recurso contribui para estender a eficiência do duto de guia de onda subtropical, que mostra máximos locais de K_s na região de entrada dos sistemas transientes na América do Sul. Por outro lado, nos invernos em que a frequência de geadas é menor do que o limite inferior do desvio padrão, o ramo ascendente da célula de Walker encontra-se localizado ao centro do Oceano Pacífico equatorial, onde se observam anomalias positivas de temperatura da superfície do mar. Este fato está associado a uma menor atividade do jato subtropical no oeste do Oceano Pacífico subtropical, que resulta em um menor gradiente meridional de vorticidade absoluta, e estabelece uma região de $K_s = 0$ menos extensa, e menos eficiente em guiar as ondas até a América do Sul.

A análise dos episódios de geada no estado do Paraná será futuramente acrescida de outra série de dados de temperatura, da rede de estações meteorológicas do Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR), que foi recentemente solicitada. O objetivo é identificar episódios de geada e de geadas generalizadas no período anterior ao analisado neste estudo. A vantagem do uso destes dados é aumentar o período de análise, e crescer o número de elementos (anos) que compõem o estado básico dos invernos com geada generalizada, e com frequência de geada superior e inferior aos limites do desvio padrão. Posteriormente, pretende-se, por meio de experimentos numéricos, validar os resultados encontrados nas análises observacionais.

Referências

- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v.52, p. 3661-3672, nov 1995.
- BERBERY, E.H; NOGUÉS-PAEGLE, J; HOREL, J.D. Wavelike Southern Hemisphere extratropical teleconnections. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v.49, n. 2, p. 155-177, jan 1992.
- BERBERY, E.H.; VERA, C.S. Characteristics of the southern hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered Data. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v.53, n. 3, p. 468-481, fev 1996.
- BLUESTEIN, Howard Bruce. **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Volume II: Observations and Theory of Weather Systems**. Oxford University Press, 1993. 431 p.
- BLUESTEIN, H. B.; SPEHEGER, D. A. The dynamics of upper-level trough in the baroclinic westerlies: **Analysis based upon data from a wind profiler network**. **Monthly Weather Review**. n. 123, p. 2369-2383, 1995.
- BONNER, W. D., 1968. Climatology of the low-level jet. **Monthly Weather Review**. v. 96, p. 833-850, 1968.
- BRITO, T. T.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; LYRA, G. B.; GOIS, G. Multivariate analysis applied to monthly rainfall over Rio de Janeiro state, Brazil. **Meteorology Atmospheric Physics**. v.129, p. 469-478, 2017.
- COELHO, L. A. F.; NUNES, A. B. A formação de uma baixa polar na gênese de um evento frio em julho de 2019: análise sinótica. ENCONTRO DE PÓS GRADUAÇÃO – ENPOS, XXI, Pelotas, RS. 5 p. 2019.
- DAWSON, A. Windspharm: A High-Level Library for Global Wind Field Computations Using Spherical Harmonics. **Journal of Open Research Software**. v.4, e31, p. 1-5, 2016.
- DOLIF, N. G.; MARKET, P. S.; PEZZA, A. B.; RODRIGUEZ, C. A. M.; CALVETTI, L.; DIAS, P. L. S.; ESCOBAR, G. C. J. Thundersnow in Brazil: a case study of 22 July 2013. **Atmospheric Science Letters**. V 17, p. 26-32, 2013.
- ESCOBAR, G.C. J.; Padrões sinóticos associados a ondas de frio na cidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.22, p. 241-254, 2007.
- FEDOROVA, N.; SILVA, T.G. Vórtice ciclônico de médios níveis e sua influência no tempo do nordeste brasileiro. In: NUNES, A.B. & MARIANO, G.L. (Orgs.). **Meteorologia em Tópicos: Volume 3**. Clube dos Autores, p. 133-178. 2016.
- FORTUNE, M. A.; KOUSKY, V. E. Two severe freezes in Brazil: precursors and synoptic evolution. **Monthly Weather Review**. v.111, p. 181-196, 1983.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**. v. 119, p. 1293-1303, 1991.

GAN, M. A.; RAO, V.B. The influence of the Andes cordillera on transient disturbances. **Monthly Weather Review**. v.122, p. 1141-1157, jun 1994.

GARFINKEL, C. I.; HARNIK, N. The non-gaussianity and spatial asymmetry of temperature extremes relative to the storm track: The role of horizontal advection. **Journal of Climate**. v. 30, p.445-464, 2017.

GARREAUD, R. Cold Air Incursions over Subtropical South America Mean Structure and Dynamics. **Monthly Weather Review**. v. 128, n. 7, p.2544-2559, 2000.

GARREAUD, R.; FUENZALIDA, H.A. The influence of the Andes on cutoff lows: a modeling study. **Monthly Weather Review**. v. 135, p.1596-1613, 2007.

GRODZKI, L.; CARAMORI, P. H.; BOOTSMA, A.; OLIVEIRA, D.; GOMES, J. Riscos de ocorrência de geada no Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. v. 4, n. 1, p. 93-99, 1996.

GUETTER, A.; ZAICOVSKI, M. Climatologia de geadas no Paraná. CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA. Florianópolis, 1999. 14 p

HAMILTON, M.G.; TARIFA, J.R. Synoptic aspects of a polar outbreak leading to frost in tropical Brazil, Julho 1972. **Monthly Weather Review**. v.106, p. 1545-1556, 1978.

HERSBACH, H.; BELL, B.; BERRISFORD, P.; HORÁNYI, A.; SABATER, J. M.; NICOLAS, J.; RADU, R.; SCHEPERS, D.; SIMMONS, A.; SOCI, C.; DEE, D. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5. 2019. **ECMWF Newsletter**. v.159, p. 1-10, 2019

HOLTON, James Reed. **Introduction to Dynamic Meteorology**. Academic Press, 1992. 511 p.

HOSKINS, B.J.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 50, n. 12, p. 1661-1671, 1993.

HOSKINS, B.J.; KAROLY, D.J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **American Meteorological Society**. v. 38, p. 1179-1196, jun 1981.

JOLLIFFE, I.T. **Principal Component Analysis**. 2 ed. Springer, 2002. 487p.

KEYSER, D.; SHAPIRO, M. A. A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. **Monthly Weather Review**. n. 114. p. 452-499, 1986.

KILADIS, G.N. Observations of Rossby Waves Linked to Convection over the Eastern Tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 55, p. 321-339, fev 1998.

KIM, I.; GRODZKI, L.; CARAMORI, P. H.; VISSOTTO, S.; Análise da ocorrência de geadas no Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 11, n. 1, p. 99-106, 2003.

KOTTEK, M.; GRIESER, J.; BECK, C.; RUDOLF, B.; RUBEL, F. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 15, n. 3, p. 259-263, jun. 2006.

KRISHNAMURTI, T. N.; TEWARI, M.; CHAKRABORTY, D.R. Downstream amplification: a possible precursor to major freeze events over southeastern Brazil. **Weather and Forecasting**. v. 14, p. 242-270, abr. 1999.

FLEMING, H. Two theorems by Helmholtz. **Revista Brasileira de Ensino de Física**. v. 23, n. 2, p. 155-158, jun. 2001.

MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; KILADIS, G.; LIEBMANN, B. Upper-air wave trains over the Pacific Ocean and wintertime cold surges in tropical–subtropical South America leading to freezes in southern and southeastern Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**. v.73, p. 223-242, 2002.

MARENGO, J.; CORNEJO, A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. Cold surges in tropical and extratropical south America: the strong event in June 1994. **Monthly Weather Review**. v.125, p. 2759-2786, 1997.

MONTINI, T.L., JONES, C., CARVALHO, L.M.V. The South American Low-Level Jet: a New Climatology, Variability, and Changes. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**. v. 124, p. 1200-1218, Jan 2019.

MÜLLER, G. V.; AMBRIZZI, T.; NUÑES, M. N.; Mean atmospheric circulation leading to generalized frosts in central southern America. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 82, p. 95-112, 2005.

MÜLLER, G. V.; AMBRIZZI, T.; Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. **Climate Dynamics**. v. 29, p. 633-645, 2007.

MÜLLER, G. V.; AMBRIZZI, T.; FERRAZ, S. E. The role of the observed tropical convection in the generation of frost events in the southern cone of South America. **Annales Geophysicae**. v. 26, p. 1379-1390, 2008.

MÜLLER, G. V.; BERRI, G. J. Atmospheric circulation associated with persistent generalized frosts in central-southern South America. **Monthly Weather Review**. v.135, p. 1268-1289, 2007.

MÜLLER, G. V.; BERRI, G. J.; GREGORIO, M. A. Observation, theory, and numerical modeling: atmospheric teleconnections leading to generalized frosts over southeast South America. **Towards Mathematics, Computers and Environment: A Disasters Perspective**. 2019. p. 19-36.

MÜLLER, G. V.; BERRI, G. J. Atmospheric circulation associated with extreme generalized frosts persistence in central-southern South America. **Climate Dynamics**. v. 38, p. 837-857, jun. 2011.

MÜLLER, G. V.; COMPAGNUCCI, R.; NUÑES, M. N.; SALLES, A. Surface circulation associated with frost in the wet pampas. **International Journal Of Climatology**. v. 23, p. 943-961. 2003.

MÜLLER, G. V.; GAN, M. A.; PIVA, E. D.; SILVEIRA, V. P. Energetics of wave propagation leading to cold events in tropical latitudes of South America. **Climate Dynamics**. v. 45, p. 1-20, 2015.

MÜLLER, G. V.; NUÑES, M. N.; SELUCHI, M. E. Relationship between enso cycles and frost events within the Pampa Húmeda region. **International Journal of Climatology**. n. 20, p. 1619-1637, 2000.

NASCIMENTO, E. L.; AMBRIZZI, T. The influence of atmospheric blocking on the Rossby wave propagation in southern hemisphere winter flows. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. v. 80. n. 2. p. 139-159, 2002.

OLIVEIRA, D.; BORROZZINO, E. Risco de geada e ocorrência de horas de frio abaixo de 7°C em Londrina, Guarapuava e Palmas, no Estado do Paraná. **Revista da Sociedade Brasileira de Agrometeorologia**. v. 25, n. 2, p. 333-337, dez. 2017.

PARMENTER, F.C. A southern hemisphere cold front passage at the equator. **Bulletin American Meteorological Society**. v.57, p. 1435-1440, 1976.

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**. v.25, p. 215-241, 2005.

PYLE, M.E; KEYSER, D.; BOSART, L.F. A diagnostic study of jet streaks: Kinematic signatures and relationship to coherent tropopause disturbances. **Monthly Weather Review**. v. 132, p. 297-319, 2004.

QIN, J.; ROBINSON, W. A. On the Rossby Wave Source and the Steady Linear Response to Tropical Forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 50, p.1819-1823, 1993.

SANDERS, F.; BOSART, L.F.; LAI, C-C. Initiation and evolution of an intense upper-level front. **Monthly Weather Review**. v. 119, p. 1337-1367, 1991.

SARDESHMUKH, P. D.; HOSKINS, B. J. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 45, p. 1228-1251, 1988.

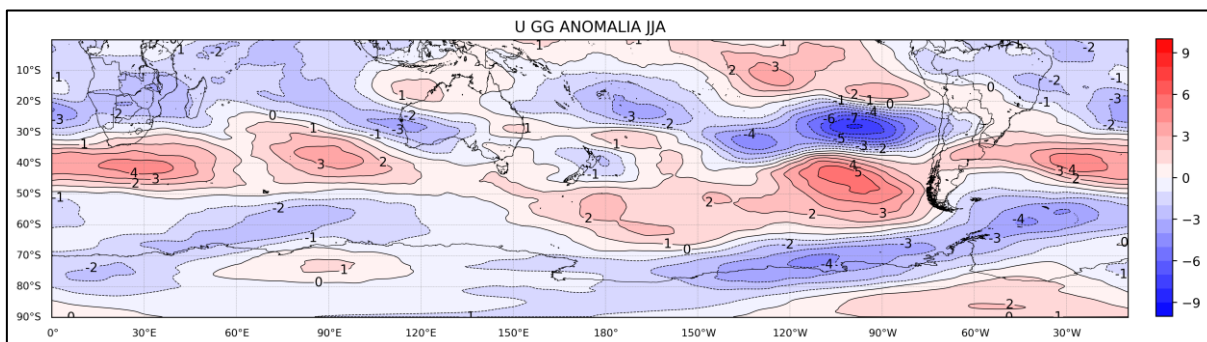
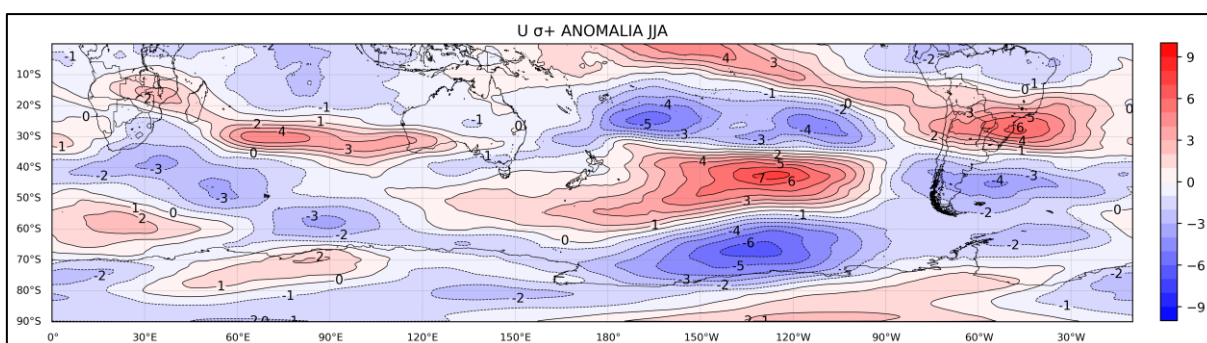
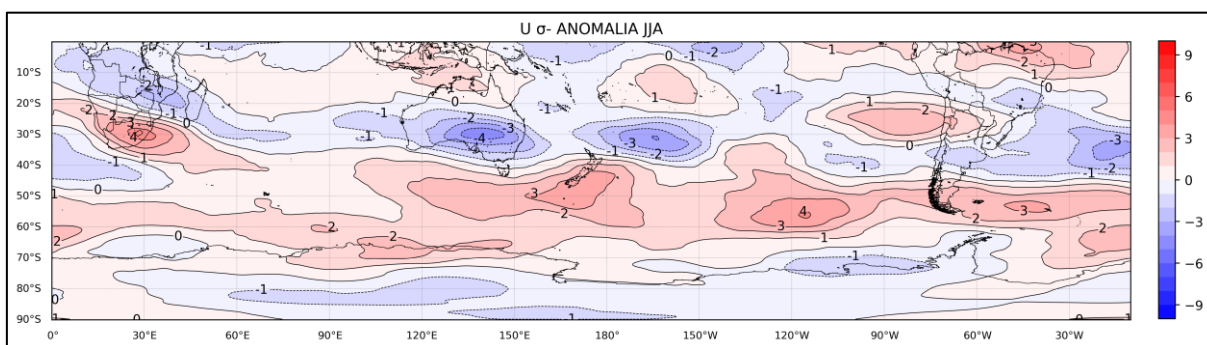
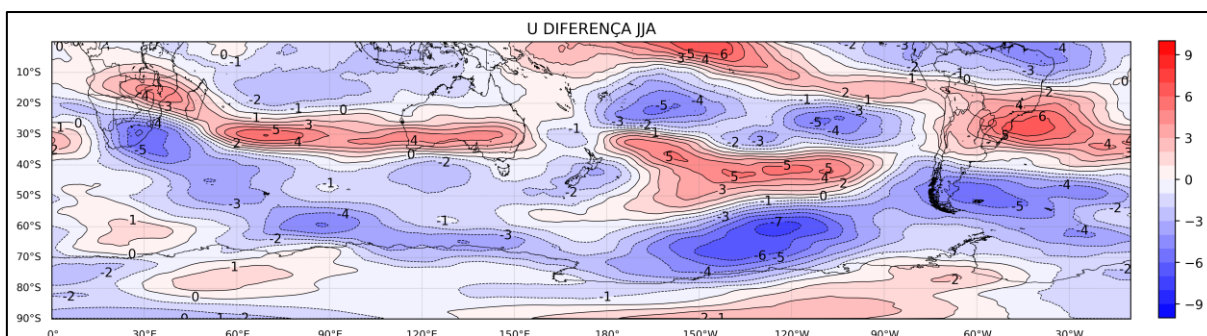
SAULO, A.C., NICOLINI, M., CHOU, S.C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997–1998 spring–summer season. **Climate Dynamics**. v. 16, p. 867-881, 2000

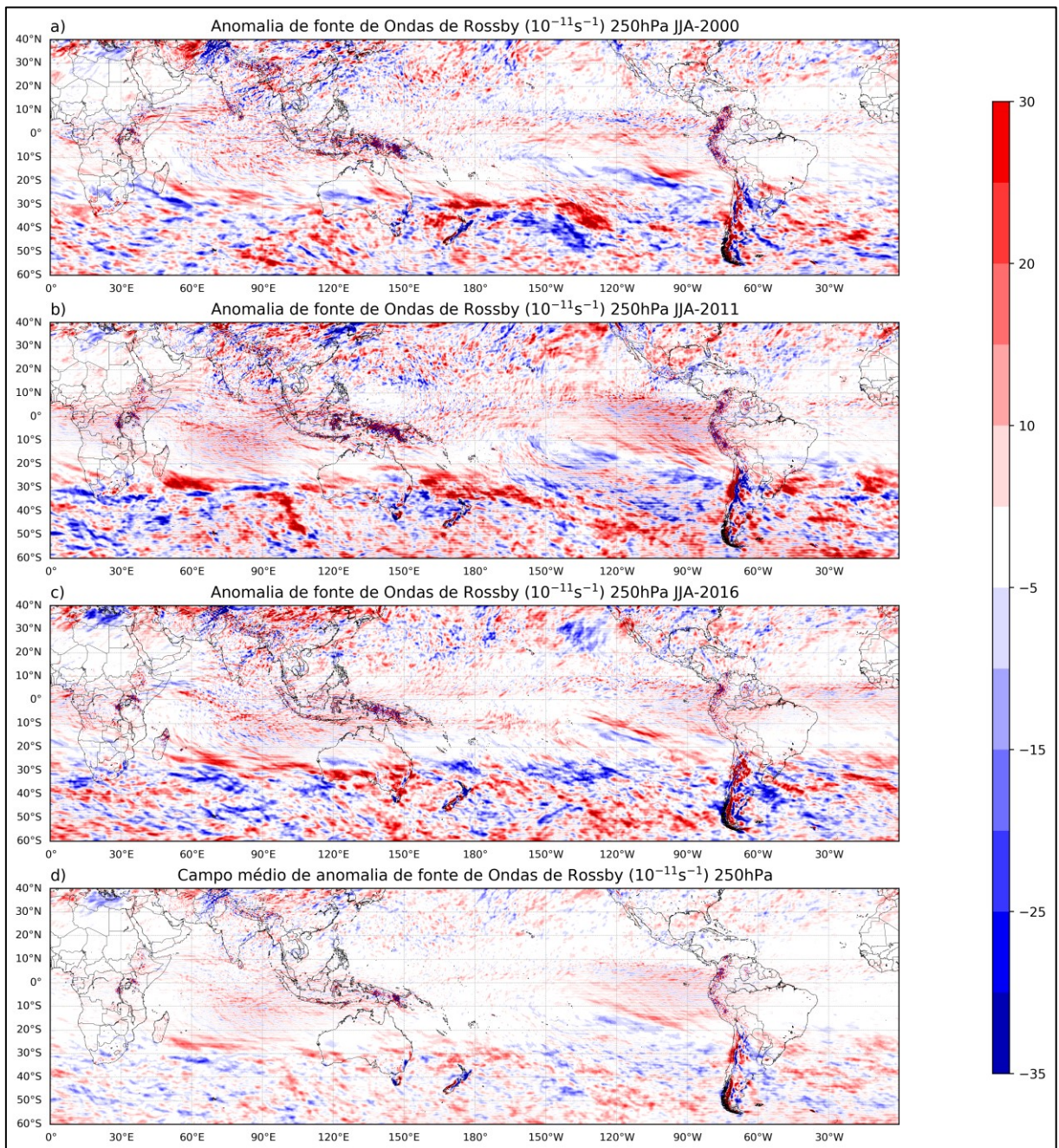
- SCHULTZ, D. M.; BRACKEN, W. E.; BOSART, L. F. Planetary- and synoptic-scale signatures associated with central America cold surges. **Monthly Weather Review**. v. 126, p. 5-27, 1998.
- SELUCHI, M.; MARENGO, J. A. Tropical–midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climatic aspects and examples of intense events. **International Journal of Climatology**. v. 20, p. 1167-1190, 2000.
- SELUCHI, M.; SERAFINI, V.; TREUT, H. L. The impact of the Andes on transient atmospheric systems: a comparison between observations and GCM results. **Monthly Weather Review**. v. 126, p. 895-912, abr. 1998.
- SELUCHI, M. Geadas e friagens. In CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (org.) Tempo e clima no Brasil. Oficina de Textos, pp. 149-167. 2009
- SELUCHI, M.E., SAULO, C. Baixa do Noroeste Argentino e baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de meteorologia**. v. 27, p. 49-60, mar 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, p. 2361-2378, 2003
- SHIMIZU, M. H.; CAVALCANTI, I. F. A. Variability patterns of Rossby wave source. **Climate Dynamics**. 2010.
- SHIMIZU, M. H.; CAVALCANTI, I. F. A. **Fontes de ondas de Rossby**: aspectos observacionais, simulações numéricas e projeções futuras. Tese (doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. São José dos Campos, 2012.
- TRENBERTH, K. E.; BRANSTATOR, G. W.; KAROLY, D.; KUMAR, A.; LAU, N. C.; ROPELEWSKI, C. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. **Journal of Geophysical Research**. v 103, p. 14291-14324, 1998.
- UCCELLINI, L. W., JOHNSON, D.R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications in development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**. v. 107, p. 682-703, 1979.
- VERA, C.S.; VIGLIAROLO, P.K. A diagnostic study of cold-air outbreaks over south America. **Monthly Weather Review**. v. 128, p. 3-24, jan. 2000.
- VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C.B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M.A.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E.J. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**. V. 87, P. 63-78, JAN, 2006.

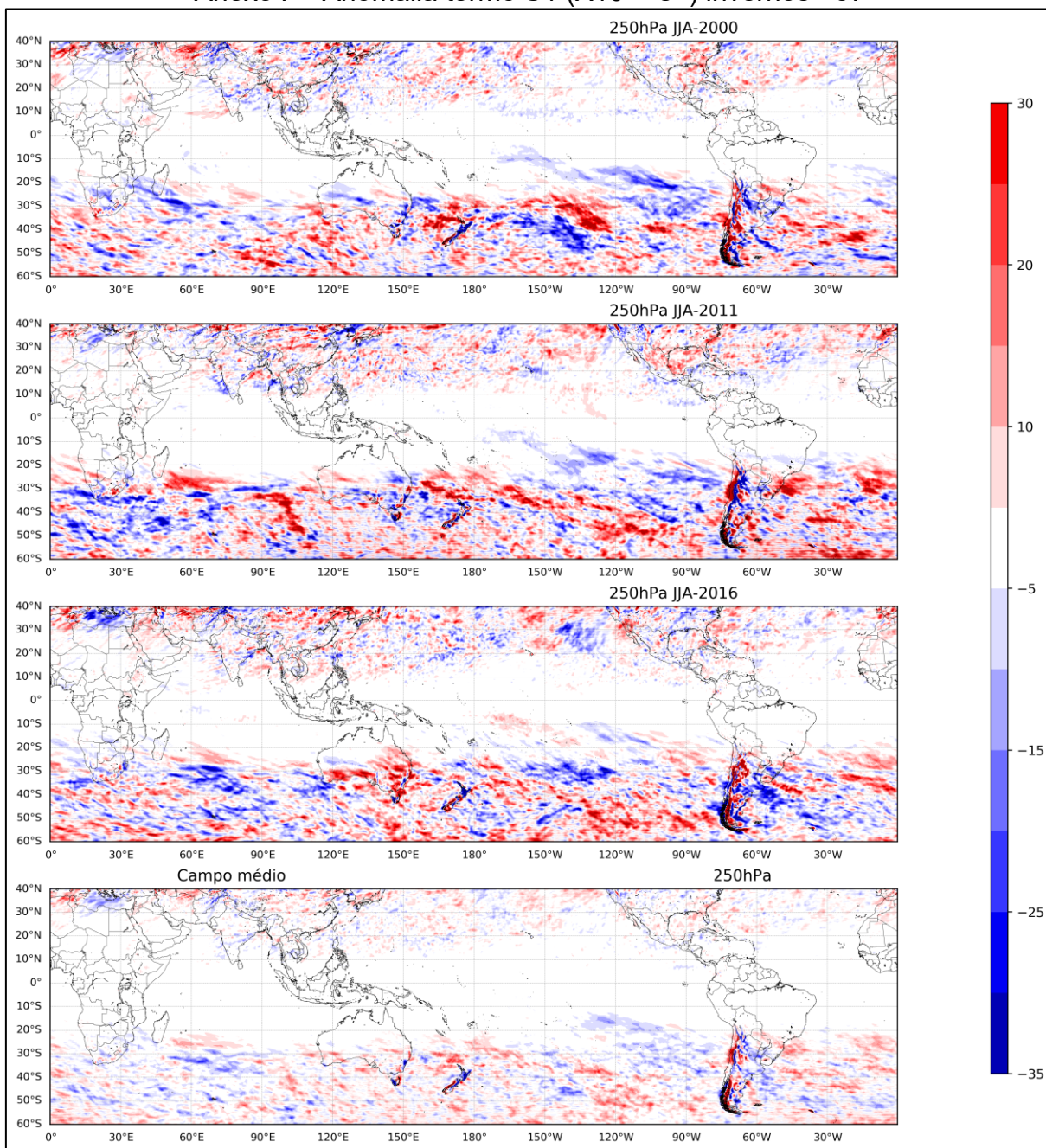
WILKS, Daniel S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 3 ed. Academic Press, 2011. 676p.

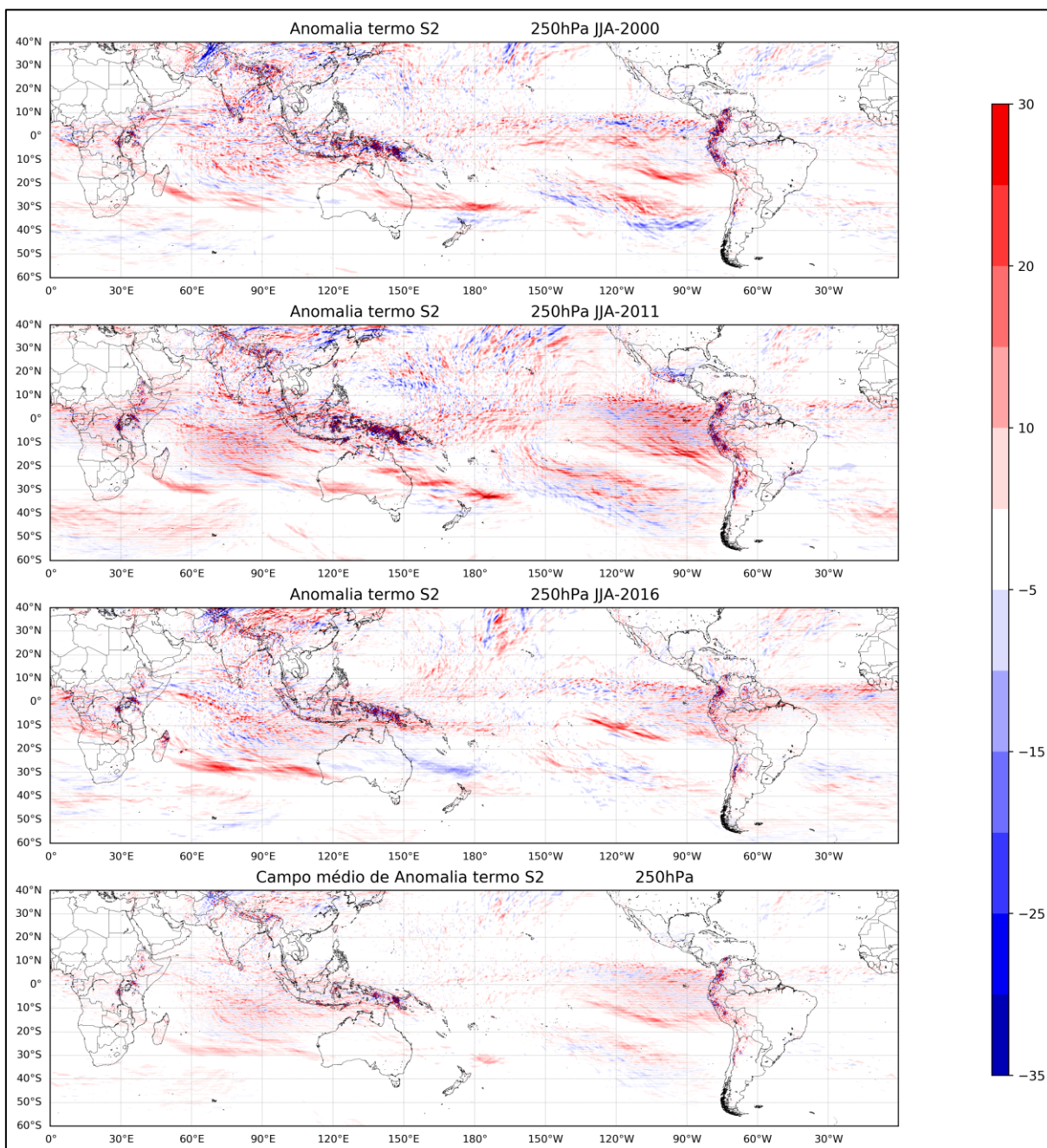
WREGE, M. S.; CARAMORI, P. H.; GONÇALVES, A. C. A.; BERTONHA, A.; CAVIGLIONE, J. H.; FARIA, R. T.; FERREIRA, R. C.; FREITAS, P. L.; GONÇALVES, S. L. Ocorrência da primeira geada de outono e a última de primavera no Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria. v. 12, n. 1, p. 143-150, 2004.

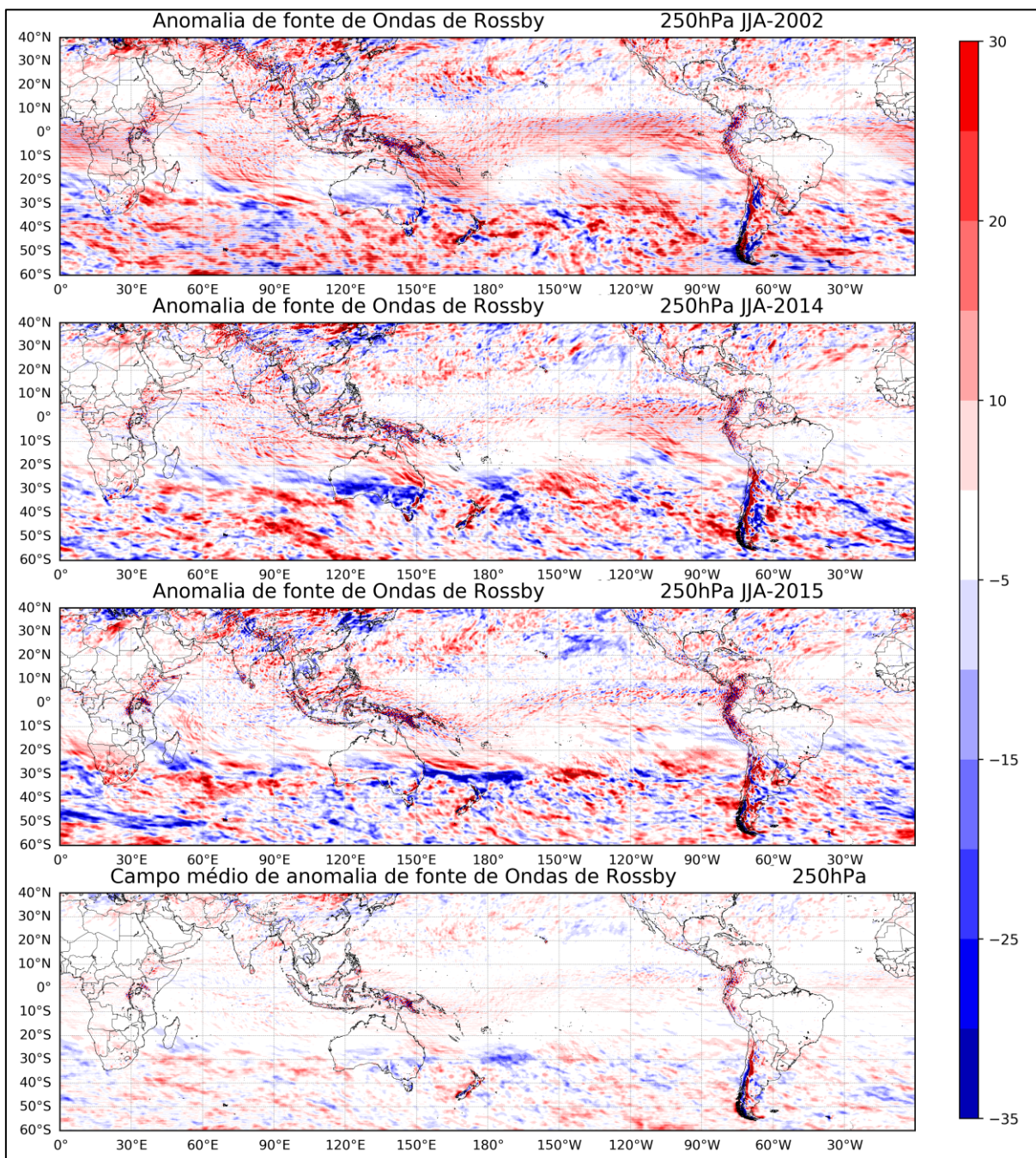
Anexos

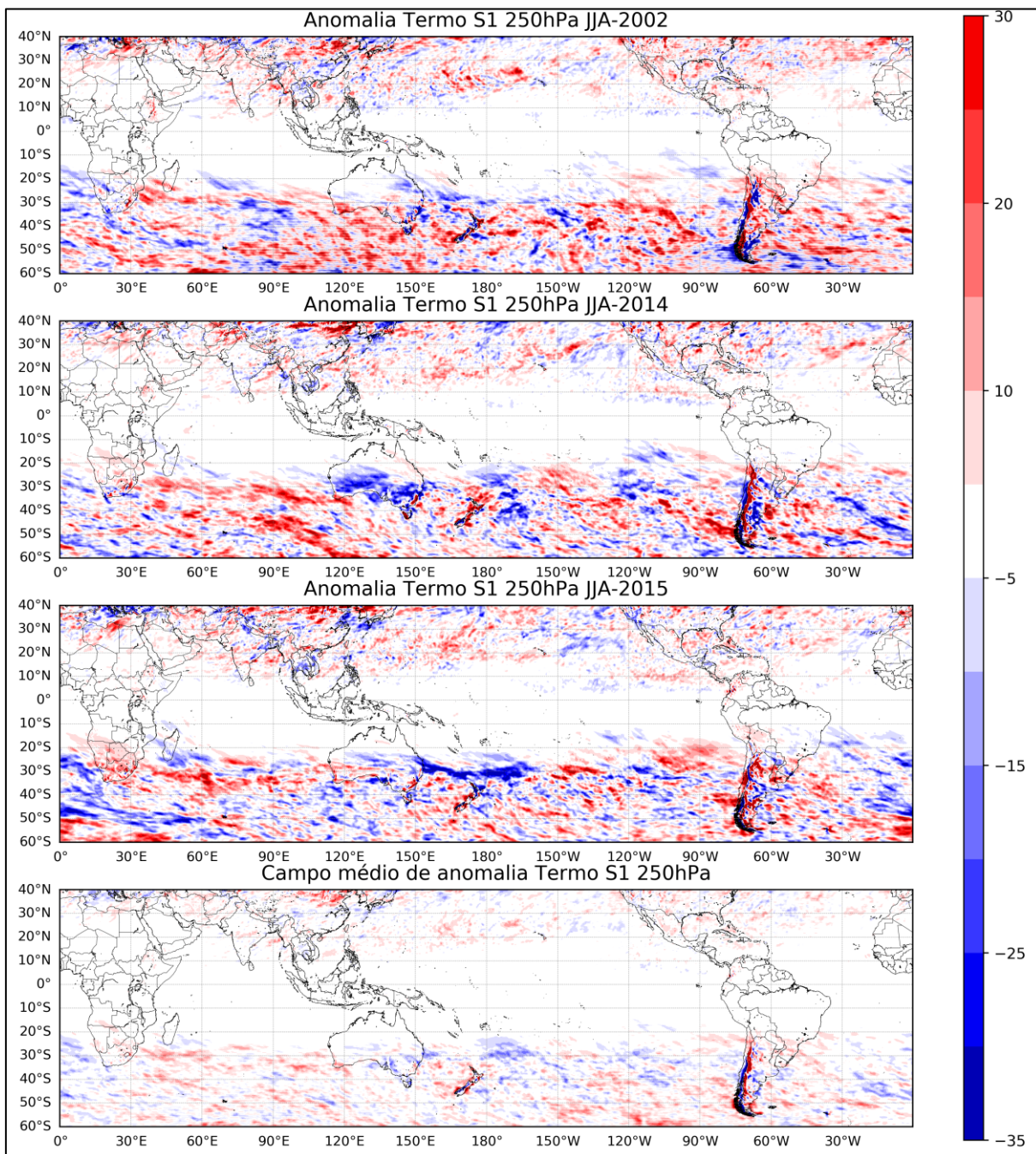
Anexo A – Anomalia do vento zonal dos invernos com GG (m s^{-1}).Anexo B – Anomalia do vento zonal dos invernos $+\sigma$ (m s^{-1}).Anexo C – Anomalia do vento zonal dos invernos $-\sigma$ (m s^{-1}).Anexo D – Anomalia do vento zonal dos invernos $+\sigma$ para com o vento zonal dos invernos $-\sigma$ (m s^{-1}).

Anexo E - Anomalia sazonal de fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) invernos $+\sigma$.

Anexo F - Anomalia termo S1 ($X10^{-11} s^{-2}$) invernos $+\sigma$.

Anexo G - Anomalia termo S2 ($\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) invernos $+\sigma$.

Anexo H - Anomalia sazonal de fonte de ondas de Rossby ($\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) invernos $-\sigma$.

Anexo I - Anomalia sazonal de S1 ($\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) invernos $-\sigma$.

Anexo J - Anomalia sazonal de S2 ($\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) invernos $-\sigma$.