

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

Carolina Kannenberg

**UMA VISÃO AMPLIADA SOBRE OS JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NA
AMÉRICA DO SUL**

Santa Maria, RS
2019

Carolina Kannenberg

**UMA VISÃO AMPLIADA SOBRE OS JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NA AMÉRICA DO
SUL**

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

ORIENTADOR: Prof. Ernani de Lima Nascimento

Santa Maria, RS
2019

Kannenberg, Carolina
Uma visão ampliada sobre os Jatos de Baixos Níveis na
América do Sul / Carolina Kannenberg.- 2019.
113 p.; 30 cm

Orientador: Ernani de Lima Nascimento
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2019

1. Jatos de Baixos Níveis 2. América do Sul 3.
Critério de identificação I. de Lima Nascimento, Ernani
II. Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

©2019

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

End. Eletr.: carolinakannenberg@gmail.com

Carolina Kannenberg

UMA VISÃO AMPLIADA SOBRE OS JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NA AMÉRICA DO SUL

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

Aprovado em 26 de abril de 2019:

Ernani de Lima Nascimento, Dr. (UFSM)
(Presidente/Orientador)

Nathalie Boiaski, Dra. (UFSM)

Paola Salio, Dra. (CIMA/CONICET-UBA) (videoconferência)

Santa Maria, RS
2019

DEDICATÓRIA

À minha família

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço ao meu orientador, professor Ernani de Lima Nascimento. Obrigada por ter topado este Mestrado comigo, pelo incentivo, por ter me ensinado tanto, com paciência e dedicação. Tu és o melhor, professor!

Agradeço à banca examinadora deste trabalho, composta pelas professoras Paola Salio e Nathalie Boiaski. Primeiro, por terem aceitado o nosso convite e, segundo, por terem lido com tanto atenção e, por último, pelas excelentes contribuições.

À Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) e aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia (PPGMet) agradeço pela oportunidade e pela educação de excelência.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro. Incentivos como este tornam possíveis pesquisas de ponta e de qualidade.

Um agradecimento muito especial ao Roilan Hernandez, Maurício Ilha, Eliton Figueiredo, Vanessa Ferreira e Murilo Lopes por terem sido anjos no meu caminho e por terem contribuído tanto no meu trabalho. Vocês são meteorologistas que me inspiram!

Agradeço aos meus colegas de aula, de laboratório e de vida, que se tornaram meus amigos e minhas amigas. Obrigada pelos momentos compartilhados, por terem tido tanta paciência comigo, por não me deixarem desistir, pela roda de mate, pela cumplicidade, pelas discussões e pela amizade. Elen, Felipe, Cristielen, Luisa, Lissette, Jéssica, Vanessa, Gabriele, Priscila, Patrícia, Ana Luíza, Eliseu, Tiago e Fernando esta jornada foi incrível ao lado de vocês!

À minha conselheira e amiga Nicolle Reis, obrigada por toda ajuda na dissertação e na vida, pelos puxões de orelha, pelo companheirismo e todos momentos compartilhados. Tu és muito especial pra mim!

À minha amiga do início ao fim da minha passagem por Santa Maria, Gabriela Bittencourt, eu sou muito grata por tudo que a gente passou juntas. Obrigada por ter dividido tantos momentos comigo (e até apartamento), por ter sido tão fiel e amiga. Nossa amizade é pra vida inteira!

Às minhas amigas do Mauá (do Mauá pra vida), Olívia, Carolina, Yasmin, Mariana, Natália, Alline e Ana Júlia eu agradeço por estarem comigo há tanto tempo, por dividirem as conquistas e até mesmo as angústias. Vocês são a minha fortaleza e eu sei que posso contar sempre. Nossa amizade é a prova de que não importa a distância, tem pessoas que são para a vida!

Agradeço especialmente ao meu namorado e pessoa incrível. Lucas, obrigada pelo amor, pelo carinho, pela parceria e por ter tanta paciência comigo (principalmente neste

final!). Te amo!

Por fim, e não menos importante, antes pelo contrário, eu sou imensamente grata à minha família. Kannenbergs e Schmidts, vocês fazem parte da minha história há (quase) 25 anos e, graças às raízes que me deram, pude chegar até aqui. Pai e mãe, vocês são a minha base. Sem o apoio incondicional de vocês, nada disso seria possível. Mana e Lu, vocês são meus exemplos. Como âncoras, me suportam e me ajudam a seguir sempre em frente. Vocês quatro são meu tudo! Eu amo muito vocês!

RESUMO

UMA VISÃO AMPLIADA SOBRE OS JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NA AMÉRICA DO SUL

AUTORA: Carolina Kannenberg

ORIENTADOR: Ernani de Lima Nascimento

Recentemente, Oliveira, Nascimento e Kannenberg (2018) [ONK18] mostraram que algoritmos de detecção de jatos de baixos níveis (JBNs) tradicionalmente utilizados para a América do Sul falham em identificar um número importante destes sistemas. Aplicando-se o algoritmo de ONK18 para a identificação de JBNs, esta investigação apresenta uma climatologia atualizada de JBNs de quadrante norte para a América do Sul com base nos dados da Reanálise CFSR-CFSv2 entre 1980 e 2017. Regiões da América do Sul com ocorrência mais frequente de JBNs são indicadas e comparadas com registros anteriores na literatura. A variabilidade sazonal e o ciclo diurno dos JBNs, assim como as estatísticas básicas de velocidade, altura e direção dos JBNs em algumas localidades-chave são analisados. Também é investigada a sensibilidade de alguns dos resultados aos diferentes algoritmos de detecção de JBNs e a diferentes fontes de dados. Para isto também são empregados os algoritmos originais de Bonner (1968) e de Salio, Nicolini e Saulo (2002), e os dados do ERA-interim de 1980-2017 e de radiossondagens realizadas na Bacia do Prata entre 1996 e 2015. Apresenta-se também os padrões sinóticos médios associados às ocorrências de JBNs mais intensos em diferentes localidades. Os resultados consolidam a conclusão de que o algoritmo de ONK18 detecta uma maior diversidade de JBNs do que os algoritmos mais tradicionais, a qual se traduz em diferentes regimes de direção, altura, magnitude do ciclo diurno, e estação de ocorrência mais frequente dos JBNs que variam de acordo com a localidade. Nas latitudes médias e subtropicais do continente a ocorrência dos JBNs apresenta uma variação latitudinal que acompanha a marcha anual da baroclinia, sendo mais frequentes em latitudes mais baixas no inverno e em latitudes mais altas no verão. Composições sinóticas médias referentes a JBNs intensos em Santa Cruz de La Sierra, Foz do Iguaçu, Santa Maria e Córdoba mostram que estes JBNs frequentemente localizam-se em um setor pré-frontal. Em função disto, os JBNs mais elevados em Santa Maria e Foz do Iguaçu tendem a apresentar uma orientação mais zonal do que os de Córdoba e Santa Cruz de La Sierra. Em Santa Maria, JBNs de leste são mais baixos e mais frequentemente associados a condições pós-frontais, além de ter uma provável forçante topográfica; na região costeira do Rio de Janeiro os JBNs são embebidos em ambientes que parecem incluir tanto condições pré-frontais como de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) oceânicas. No norte do Pará, JBNs são quase que exclusivamente de leste, o que os associam à incursão dos ventos alísios.

Palavras-chave: Jatos de baixos níveis. América do Sul. Critério de identificação. Climatologia. Padrões sinóticos.

ABSTRACT

A NEW LOOK AT LOW LEVEL JETS IN SOUTH AMERICA

AUTHOR: Carolina Kannenberg

ADVISOR: Ernani de Lima Nascimento

Recently, Oliveira, Nascimento and Kannenberg (2018) [ONK18] showed that the criteria employed in algorithms that identify low level jet (LLJ) traditionally used in South America fail to detect an important number of these events. Using the algorithm ONK18 to identify LLJs, this study presents a new climatology of LLJs in north quarter of South America using CFSR-CFSv2 Reanalysis data between 1980 and 2017. South American regions with higher occurrence of LLJs are indicated and compared with previous records in the literature. The seasonal variability and diurnal cycle of LLJs as well basics statistics of speed, high and direction of LLJ are analyzed in key regions. It is also investigated the sensibility of some results to different algorithms of LLJ detection and to different data sources. For this, the original algorithms of Bonner (1968) and Salio, Nicolini and Saulo (2002) are also used, and the ERA-interim data of 1980-2017 period and the rawindsondes of La Plata Basin between 1996-2015. The mean synoptic patterns associated with the occurrence of more intense LLJ in different regions are also presented. The results show that the criteria proposed by ONK18 detects a greater diversity of LLJs than the traditional criterias. The regimes of direction, height, magnitude of LLJ as well its seasonal and hourly variability vary with the geographic location. In mid and subtropical latitudes of the continent LLJ episodes have a latitudinal variation throughout the year, occurring more frequently in lower latitudes on Winter months and in higher latitudes during the Summer. Thus, transient baroclinic systems modulate the frequency and geographic location of the LLJs. The mean anomalies of synoptic fields during intense LLJs events in Santa Cruz de La Sierra (SCLS), Foz do Iguaçu e Santa Maria and Córdoba show that these LLJ are often located in a pre-frontal sector. This way, the LLJs more elevated in Santa Maria and Foz do Iguaçu tend to present a more oriented zone compared with Córdoba and Santa Cruz de La Sierra. In Santa Maria the easterly LLJs are lower and observed in a post-frontal environment, besides having a probable topographic forcing; in Rio de Janeiro coast, the LLJs are embedded in environments that seem to include pre-frontal but also Oceanics South Atlantic Convergence Zones (SACZ). In the north of Pará episodes of LLJs are almost exclusively from the east, what associate them with the incursion of the trade winds.

Keywords: Low Level Jet. South America. Criteria. Climatology. Synoptic Pattern

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa global das regiões de ocorrência dos JBNs, com base em dados horários de 21 anos do Mesoscale Model 5.	23
Figura 1.2 – Diagrama esquemático ilustrando o transporte de umidade em direção aos pólos realizado pelo JBNAS (LLJ na figura). A seta azul [verde] representa o transporte de umidade da Bacia Amazônica [do Atlântico Sul] em direção à Bacia do Prata, a qual é indicada em sombreado azul. O quadro menor é uma seção vertical esquematizando o fluxo meridional de umidade pelo JBNAS. MCS denota Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs); ET é evapotranspiração na Amazônia	25
Figura 2.1 – Ciclo diurno idealizado da CLA sob forçante sinótica fraca. A CLA se divide em três partes principais: camada de mistura, camada residual e camada limite estável noturna.	28
Figura 2.2 – Perfil vertical típico do vento dentro da CLA durante (a) o dia e (b) à noite; V_g designa o vento geostrófico e V o vento real. A camada superficial, camada de mistura, zona de entranhamento, camada limite estável, camada residual, topo de inversão térmica e atmosfera livre são indicadas.	29
Figura 2.3 – Balanço entre as forças de gradiente de pressão horizontal (FGP), Coriolis (COR) e atrito (F). Mostra-se também o vento geostrófico \vec{V}_g , em verde, e o vento real \vec{V} , em preto.	30
Figura 2.4 – Ilustração da rotação vento ageostrófico (\vec{V}_a , na cor vermelha) em torno do vento geostrófico (\vec{V}_g , na cor verde). Mostra-se o ângulo ψ_0 , o qual designa a orientação do vento ageostrófico no início do processo, e o vento real (\vec{V} , em preto) para $t = 0$	33
Figura 2.5 – Oscilação diurna do vento térmico na camada limite sobre terrenos inclinados, a qual ocorre devido à alternância entre aquecimento e resfriamento da superfície ao longo de um ciclo diurno. Em (a) mostra-se as direções do vento térmico em duas camadas distintas durante o dia e (b) mostra o perfil vertical correspondente para a componente meridional do vento. O mesmo mostra-se em (c) e (d), respectivamente, porém para o período da noite. Veja texto para discussão.	34
Figura 2.6 – a) Esquema da circulação ageostrófica transversa em torno do jato de altos níveis no plano horizontal, indicando a localização da divergência (div) e convergência (conv) na alta troposfera no Hemisfério Norte. b) Circulação termicamente direta encontrada na entrada do JAN, indicada por A-A' em (a). c) Circulação termicamente indireta encontrada na saída do JAN, indicada por B-B em (a).	36
Figura 2.7 – Escoamento de baixos níveis a partir de simulações numéricas utilizando um modelo hidrostático. As setas representam a magnitude do vetor vento e o sombreado é a magnitude a componente meridional do vento. A figura (a) representa o padrão de circulação simulada no inverno e (b) refere-se ao verão	39
Figura 2.8 – Modelo conceitual descrevendo um SCM e a circulação induzida na região de entrada do jato de altos níveis.	40
Figura 2.9 – Campos compostos para dias de “jato do Chaco” durante o verão. (a)	

	anomalia de geopotencial em 300 hPa; (b) anomalia de geopotencial em 1000 hPa [contornos a cada 10 mgp]; (c) vento [vetor] e magnitude do vento [sombreado para valores maiores que 4 m s^{-1}] em 850 hPa.	43
Figura 3.1 –	Mapa geográfico informando a elevação do terreno da América do Sul (sombreado cinza) e destacando a Bacia do Prata (linha pontilhada) e Sierras de Córdoba (SDC). Os círculos enumerados indicam a distribuição espacial das estações de ar superior analisadas neste estudo. Mais informações sobre as estações são encontradas na tabela 3.1.	50
Figura 3.2 –	Mapa geográfico da área de estudo, o qual informa a distribuição espacial das localidades-chaves analisadas aqui (círculos vermelhos enumerados)	52
Figura 4.1 –	Número médio de dias por ano com JBNs na América do Sul para o período de 1980-2017 utilizando-se os dados da reanálise CFSR-CFSv2 (primeira linha) e da reanálise ERA-interim (segunda linha), considerando-se os três diferentes conjuntos de critérios: (a,d) SNS02; (b,e) BC1; (c,f) ONK18. O sombreado colorido delimita as áreas com 30 ou mais dias por ano com JBN (vide convenção de cores).	56
Figura 4.2 –	Frequência relativa de episódios de JBNs na Bacia do Prata detectados pelas reanálises CFSR-CFS2 e ERA-interim simultaneamente com a observação em relação ao total de JBNs identificados nos perfis de vento (i.e., probabilidade de detecção) para cada estação de radiossondagem analisada (vide tabela 3.1 para rever as abreviaturas)	60
Figura 4.3 –	Histogramas mostrando a distribuição de eventos de JBNs detectados pelas estações de radiossondagens na Bacia do Prata (vide tabela 3.1) e pelos perfis de vento extraídos das reanálises CFSR-CFSv2 e ERA-interim para os respectivos pontos de grade mais próximos das estações e para os dias e horários em que as radiossondagens eram disponíveis; (a) como função da velocidade máxima do vento no JBN (intervalo de classe de 2 m s^{-1}); (b) como função do nível de pressão do núcleo JBN (intervalo de classe de 25 hPa); em (b) atente para as abscissas com escala invertida para os níveis de pressão.	62
Figura 4.4 –	Como na figura 4.1 mas para o número médio de dias com JBNs por estação do ano (austral) e utilizando apenas os dados do CFSR-CFSv2 (1980-2017). Primeira linha: outono; segunda linha: inverno; terceira linha: primavera; quarta linha: verão. Critérios de detecção dos JBNs: SNS02 (primeira coluna), BC1 (segunda coluna), e ONK18 (terceira coluna). O sombreado colorido delimita as áreas com 20 ou mais dias com JBN por estação do ano (vide convenção de cores).	65
Figura 4.5 –	Histograma do número total de eventos de JBNs detectados nos perfis de vento da reanálise CFSR-CFSv2 em função do nível de pressão do núcleo do JBN (intervalo de classe de 25 hPa) para os pontos de grade mais próximos de cada localidade indicada (vide figura 3.2). Utilizou-se o algoritmo de ONK18; a linha vertical preta pontilhada indica o nível de 850 hPa.	66
Figura 4.6 –	Frequência mensal de ocorrência de episódios de JBNs detectados com os três algoritmos diferentes para os pontos de grade mais próximos de cada localidade indicada: SNS02 (em verde), BC1 (em azul) e ONK18 (em vermelho). Os algoritmos foram executados na reanálise CFSR-	

- CFS2 no período de 1980-2017; o mapa com as localidades é fornecido na figura 3.2 67
- Figura 4.7 – Como na figura 4.1 mas como função do horário sinótico e utilizando apenas os dados do CFSR-CFSv2 (1980-2017). Primeira linha: 00 UTC; segunda linha: 06 UTC; terceira linha: 12 UTC; quarta linha: 18 UTC. Critérios de detecção dos JBNs: SNS02 (primeira coluna), BC1 (segunda coluna), e ONK18 (terceira coluna). O sombreado colorido delimita as áreas com 30 ou mais dias por ano com JBN (vide convenção de cores) 68
- Figura 4.8 – Frequência de ocorrência de episódios de JBNs como função do horário sinótico detectados com os três algoritmos diferentes para os pontos de grade mais próximos de cada localidade indicada: SNS02 (em verde), BC1 (em azul) e ONK18 (em vermelho). Os algoritmos foram executados na reanálise CFSR-CFS2 no período de 1980-2017; o mapa com as localidades é fornecido na figura 3.2 69
- Figura 4.9 – Frequência percentual relativa de JBNs detectados com o algoritmo ONK18 para os perfis de vento da reanálise CFSR-CFSv2 como função da direção do núcleo dos JBNs (em intervalos de classe de 5 graus); período: 1980-2017. Da esquerda para a direita em cada histograma a direção varia de oeste (270°) para leste (90°), com a linha vermelha vertical indicando o norte (0°). O mapa com as localidades é fornecido na figura 3.2. 71
- Figura 4.10 – Mesmo que na figura 4.9, porém para as amostras contendo apenas JBNs com núcleos acima de 1.500 m. 72
- Figura 4.11 – Histogramas da distribuição do número total de eventos de JBNs identificados com os critérios de ONK18 (e aplicados aos dados do CFSR-CFSv2 entre 1980 e 2017) como função da velocidade do vento no núcleo do JBN; os intervalos de classe são de 2 m s^{-1} . Em cada histograma a linha vertical situa o respectivo percentil de 75%. O mapa com as localidades é fornecido na figura 3.2. 75
- Figura 4.12 – Composição média das **anomalias** das variáveis meteorológicas para os dias com JBNs intensos detectados em SCLS no inverno com os critérios de ONK18 no período entre 1980 e 2017. A base de dados é a reanálise CFSR-CFSv2 e as anomalias são em relação à média climatológica de junho-julho-agosto (ilustrada na figura A.1); para os campos sombreados vide as convenções de cores fornecidas abaixo dos respectivos painéis. (a) 200 hPa: linhas de corrente (**média** para dias com JBNs) e magnitude do vento [sombreado, somente anomalias positivas, em m s^{-1}]; (b) 500 hPa: altura geopotencial [isoípsas a cada 10 dam] e magnitude do vento [sombreado, em m s^{-1}]; (c) 850 hPa: altura geopotencial [isoípsas a cada 10 dam], umidade específica do ar [sombreado, em g kg^{-1}], e vento [barbelas, a partir de 2 m s^{-1}]; (d) pressão atmosférica reduzida ao nível do mar [PNM; isobáras, a cada 1 hPa] e espessura entre 1000 e 500 hPa [isolinhas, a cada 1 dam]. Tamanho da amostra: 1230 eventos. 77
- Figura 4.13 – (a) Seção transversal longitude-altura da anomalia média da magnitude do vento [isolinhas em m s^{-1}] e da umidade específica [sombreado, em g kg^{-1}] ao longo da latitude 18°S (linha A-B ilustrada em (b)); (b) nível de 850 hPa: circulação média [linhas de corrente] e anomalia da magnitude do vento [sombreado, somente acima de 2 m s^{-1}]. As anomalias são

	em relação à climatologia de junho-julho-agosto e referem-se à amostra de JBNs intensos detectados em SCLS no inverno com os critérios de ONK18 para o período entre 1980 e 2017 com base nos dados da reanálise do CFSR-CFSv2. Para os campos sombreados vide as convenções de cores fornecidas nos respectivos painéis. A seta vermelha em (a) indica a longitude de SCLS (63°O). Tamanho da amostra: 1230 eventos. .	78
Figura 4.14	– Como na figura 4.12, mas para dias de JBNs intensos detectados no verão em SCLS. Tamanho da amostra: 195.	81
Figura 4.15	– (a) Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos detectados no verão em SCLS. Tamanho da amostra: 195	82
Figura 4.16	– Como na figura 4.12, mas para dias de JBNs intensos detectados na primavera na região de Córdoba. Tamanho da amostra: 334.	85
Figura 4.17	– Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos detectados na primavera na região de Córdoba e ao longo da latitude 31°S. A seta vermelha em (a) indica a longitude de Córdoba (64°O). Tamanho da amostra: 334.	86
Figura 4.18	– Como na figura 4.12, mas para dias de JBNs intensos detectados no verão na costa do Rio do Janeiro. Tamanho da amostra: 578.	89
Figura 4.19	– (a) Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos detectados no verão na costa do Rio do Janeiro e ao longo da latitude 22.5°S. A seta vermelha em (a) indica a longitude da Costa do Rio de Janeiro (40°O). Tamanho da amostra: 578.	90
Figura 4.20	– Como na figura 4.12, mas para dias de JBNs intensos com direção entre 270 e 30 ° detectados no inverno em Santa Maria. Tamanho da amostra: 393.	91
Figura 4.21	– Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos com direção entre 270 ° e 30 ° detectados no inverno em Santa Maria e ao longo da latitude 30°S. A seta vermelha em (a) indica a longitude de Santa Maria (53°O). Tamanho da amostra: 393.	92
Figura 4.22	– Como na figura 4.12, mas para dias com JBNs intensos com direção entre 30 ° e 90 ° detectados na primavera em Santa Maria e ao longo da latitude 30°S. A seta vermelha em (a) indica a longitude de Santa Maria (53°O). Tamanho da amostra: 124.	94
Figura 4.23	– Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos com direção entre 30 ° e 90 ° detectados na primavera em Santa Maria e ao longo da latitude 30°S. A seta vermelha em (a) indica a longitude de Santa Maria (53°O). Tamanho da amostra: 124.	95
Figura 4.24	– Como na figura 4.12, mas para dias com JBNs intensos detectados no inverno em Foz do Iguaçu. Tamanho da amostra: 653.	97
Figura 4.25	– Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos detectados no inverno em Foz do Iguaçu e ao longo da latitude 25.5°S. A seta vermelha em (a) indica a longitude de Foz do Iguaçu (55°O). Tamanho da amostra: 653.	98
Figura A.1	– Campos médios climatológicos para o inverno no período 1980-2017 com base nos dados do CFSR-CFSv2.(a) linhas de corrente e magnitude do vento em 200 hPa [sombreado acima de 25 m s ⁻¹]; (b) altura geopotencial [isoípsas a cada 5 dam] e magnitude do vento [sombreado entre -9 e 9 m s ⁻¹] em 500 hPa; (c) altura geopotencial [isoípsas a cada 10 dam], vento	

[barbelas], umidade específica [sombreado acima de 4 g kg^{-1}] (d) PNM [isobáras a cada 4 hPa] e espessura entre 1000 e 500 hPa [linhas a cada 4 dam].	114
Figura A.2 – Como na figura A.1, mas para a primavera.	115
Figura A.3 – Como na figura A.1, mas para o verão.	116
Figura A.4 – Como na figura A.1, mas para o outono.	117

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- BNA* Baixa do Noroeste da Argentina
- BC1* Categoria 1 de Bonner 1968
- CFSR* Climate Forecast System Reanalysis
- CFsv2* Climate Forecast System Version 2
- CLA* Camada Limite Atmosférica
- CLE* Camada Limite Estável
- CM* Camada de Mistura
- CR* Camada Residual
- ECMWF* European Center for Medium-Range Weather Forecast
- EMA* Erro Médio Absoluto
- ENOS* El Niño-Oscilação Sul
- ISC* Índice de Sucesso Crítico
- JAN* Jato de Altos Níveis
- JBN* Jato de Baixos Níveis
- JBNAS* Jato de Baixos Níveis da América do Sul
- ME* Mariscal Estigarribia
- ONK18* Oliveira, Nascimento e Kannenberg 2018
- PD* Probabilidade de detecção
- SALLJEX* South American Low Level Jet Experiment
- SCLS* Santa Cruz de La Sierra
- SCM* Sistemas Convectivos de Mesoescala
- SDC* Sierras de Córdoba
- SNS02* Salio, Nicolini e Saulo (2002)
- V* Viés
- ZCAS* Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

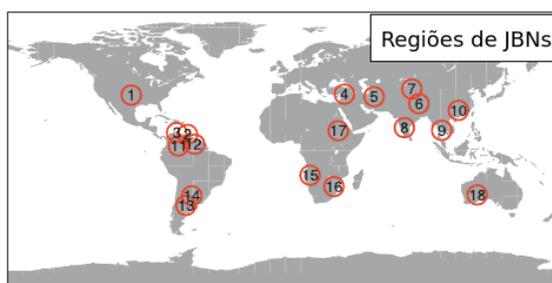
1	INTRODUÇÃO	23
1.1	OBJETIVOS	26
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
2.1	MECANISMOS DE FORMAÇÃO DO JBN	27
2.1.1	Oscilação Inercial	27
2.1.1.1	<i>Desenvolvimento matemático</i>	29
2.1.2	Baroclinia associada a um terreno inclinado	32
2.1.3	Forçantes Sinóticas	35
2.1.3.1	<i>Circulação Ageostrófica Transversa</i>	35
2.2	JATOS DE BAIXOS NÍVEIS DA AMÉRICA DO SUL	36
2.3	CRITÉRIOS DE DETECÇÃO DE JBNS COM BASE EM PERFIS VERTICAIS DE VENTO	43
3	MATERIAIS E MÉTODOS	49
3.1	DADOS EMPREGADOS E REGIÃO DE ESTUDO	49
3.2	CLIMATOLOGIA E ANÁLISE DA SENSIBILIDADE DOS RESULTADOS AOS DIFERENTES CRITÉRIOS	49
3.3	PADRÕES SINÓTICOS ASSOCIADOS AOS JBNS	53
4	RESULTADOS	55
4.1	CLIMATOLOGIA DOS JBNS DE NORTE NA AMÉRICA DO SUL	55
4.1.1	Dias com detecção de JBNS: análise anual e intercomparação de rea- nálises	55
4.1.2	Variabilidade sazonal dos JBNS na América do Sul	62
4.1.3	Variabilidade diurna dos JBNS na América do Sul	66
4.1.4	Aspectos relevantes quanto à direção dos JBNS na América do Sul	69
4.2	PADRÕES SINÓTICOS MÉDIOS ASSOCIADOS A JBNS DE NORTE NA AMÉRICA DO SUL	73
4.2.1	Algumas considerações preliminares	73
4.2.2	JBNS intensos em SCLS: inverno e verão	74
4.2.3	JBNS intensos em Córdoba: primavera	82
4.2.4	JBNS intensos no setor costeiro do Rio de Janeiro: verão	86
4.2.5	JBNS intensos em Santa Maria: inverno e primavera	90
4.2.6	JBNS intensos em Foz do Iguaçu: inverno	96
5	SUMÁRIO E CONCLUSÕES	99
5.0.1	Sugestões para trabalhos futuros	103
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105
	APÊNDICE A – CAMPOS MÉDIOS PARA CADA ESTAÇÃO DO ANO	113

1 INTRODUÇÃO

O Jato de Baixos Níveis (JBN) é um fenômeno caracterizado por um máximo relativo no perfil vertical do vento na baixa troposfera. Em muitas regiões do mundo os JBNs são observados, como documentado por exemplo nos estudos de Stensrud (1996) e Rife et al. (2010) (figura 1.1). Eles frequentemente ocorrem a leste de grandes cadeias de montanhas ou sobre setores de intensos gradientes de temperatura (STENSRUD, 1996). Os JBNs de grande extensão meridional desempenham um papel muito importante na circulação atmosférica global, por efetuarem transporte de calor e umidade de origem tropical até regiões subtropicais e extratropicais (STENSRUD, 1996; VERA et al., 2006).

Existem diferentes mecanismos atmosféricos responsáveis pela formação dos JBNs (p. ex, Stensrud (1996), Shapiro, Fedorovich e Rahimi (2016)) podendo estes estarem associados a processos de camada limite atmosférica (CLA) ou de escala sinótica. O JBN de CLA também conhecido como “vento máximo noturno em baixos níveis” (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010) apresenta um ciclo diurno pronunciado e resulta do desacoplamento da camada de superfície da CLA acima (BLACKADAR, 1957). Este jato também pode estar relacionado à variação diurna do gradiente horizontal de temperatura produzido por terrenos inclinados (HOLTON, 1967). Já os JBNs que apresentam como forçante principal processos de escala sinótica, estão associados à intensificação de gradientes horizontais de pressão induzidos por sistemas baroclínicos migratórios, podendo estar também acoplados a correntes de jatos de altos níveis via o estabelecimento de uma circulação ageostrófica transversa (HOECKER, 1963; UCCELLINI; JOHNSON, 1979; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Estes jatos tendem a ser mais elevados do que os JBNs típicos de CLA, atingindo velocidade máxima até 3.000 m acima da superfície (UCCELLINI; JOHNSON, 1979; LIU et al., 2014; DU et al., 214). É importante ressaltar que qualquer que seja o mecanismo predominante na sua formação, os JBNs satisfazem o conceito geral de um máximo relativo de vento na baixa troposfera.

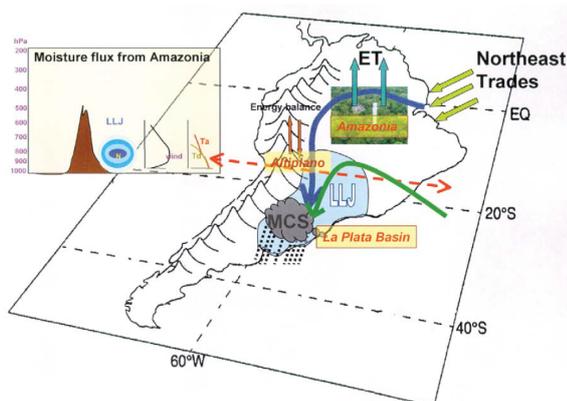
Figura 1.1 – Mapa global das regiões de ocorrência dos JBNs, com base em dados horários de 21 anos do Mesoscale Model 5.



Na América do Sul, um JBN de norte-noroeste é geralmente observado a leste da Cordilheira dos Andes e é conhecido como JBN da América do Sul (JBNAS). A posição climatológica do núcleo do JBNAS é observada no setor entre a Bolívia e o Paraguai. A figura 1.2 ilustra um modelo conceitual do JBNAS, em que os ventos alísios provenientes do Atlântico Equatorial são abastecidos de umidade pela intensa evapotranspiração presente na Bacia da Amazônia e ao encontrarem os Andes adquirem uma componente meridional de norte ao serem defletidos pelos Andes. Esta corrente de norte-nordeste interage com o escoamento de nordeste associado à Alta Subtropical do Atlântico Sul. Este padrão de circulação é considerado parte integrante do sistema de Monção da América do Sul (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006). Quando o núcleo deste JBN de norte encontra-se em latitudes mais altas (tipicamente, ao sul de 25°S) pode receber outras designações, como por exemplo “jato do Chaco” (SALIO; NICOLINI; SAULO, 2002; SAULO; SELUCHI; NICOLINI, 2004). Estes sistemas de JBN de norte podem ser observados ao longo de todo o ano, embora o transporte meridional de umidade promovido por eles seja mais acentuado na estação quente. Desta forma eles desempenham um papel muito importante no ciclo hidrológico da região (MARENGO et al., 2004; SALIO; NICOLINI; SAULO, 2002; WEYKAMP; AMBRIZZI, 2006; NASCIMENTO; HERDIES; SOUZA, 2016a; BERBERY; BARROS, 2002), sendo um dos principais mecanismos de desestabilização da atmosfera (via advecção quente e úmida na baixa troposfera) e de disparo de convecção profunda ao interagir com os sistemas frontais e a topografia local (RASMUSSEN; HOUZE., 2016; RASMUSSEN; ZULUAGA; HOUZE, 2014; VIDAL, 2014). De fato, os JBNs são fundamentais na iniciação e desenvolvimento de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) frequentemente observados na Bacia do Prata (SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007; SAULO; RUIZ; SKABAR, 2007), além de intensificarem o cisalhamento vertical do vento na baixa troposfera (p.ex., Rasmussen e Houze. (2011)), o que é um importante ingrediente para o desenvolvimento de tempestades severas (DOSWELL, 1991).

Apesar do JBNAS e de outros JBNs de norte observados ao longo da encosta leste dos Andes serem os mais estudados da América do Sul, diversos trabalhos identificam JBNs em outros setores do continente sulamericano, como por exemplo Greco et al. (1992) (Bacia Amazônica), Sugahara e Rocha (1996) (Atlântico Sudoeste), Saulo, Nicolini e Chou (2000) (nordeste do Brasil e Venezuela), Campos e Santos (2007), Corrêa (2005) (sul do Brasil), Rife et al. (2010) (litoral do Brasil e Venezuela), Jimenez-Sanchez e Markowski (2017) (Venezuela), Santos e Reboita (2018) (Atlântico Sudoeste), Muñoz e Garreaud (2005), Garreaud e Muñoz (2005) (litoral do Chile) e Oliveira et al. (1970) (sudeste do Brasil). Alguns destes JBNs são associados ao ciclo diurno da CLA e outros são de escala sinótica. Estes JBNs não necessariamente desempenham um papel relevante para o transporte de umidade, mas têm impacto por exemplo na dispersão de poluentes (SE do Brasil) e na aviação comercial (JIMENEZ-SANCHEZ; MARKOWSKI, 2017). Assim sendo, há um largo espectro de ocorrências de JBNs na América do Sul, justificando uma

Figura 1.2 – Diagrama esquemático ilustrando o transporte de umidade em direção aos pólos realizado pelo JBNAS (LLJ na figura). A seta azul [verde] representa o transporte de umidade da Bacia Amazônica [do Atlântico Sul] em direção à Bacia do Prata, a qual é indicada em sombreado azul. O quadro menor é uma seção vertical esquematizando o fluxo meridional de umidade pelo JBNAS. MCS denota Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs); ET é evapotranspiração na Amazônia



Fonte: Vera et al. (2006)

perspectiva mais ampliada destes sistemas de vento em baixos níveis. O trabalho recente de Oliveira, Nascimento e Kannenberg (2018) (de agora em diante referido como ONK18) mostra que critérios de detecção de JBNs amplamente utilizados para a América do Sul falham em detectar um importante número de situações em que há um JBN bem definido no perfil de vento, principalmente aqueles mais elevados. Por meio de observações de radiossondagens localizadas na Bacia do Prata e perfis de vento extraídos do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), ONK18 argumentam que isso ocorre porque os critérios tradicionais são limitados a procurar os máximos de vento em camadas muito rasas e/ou em níveis fixos de pressão ou altura, além de, em alguns casos, determinar que a componente meridional da velocidade máxima do JBN seja maior que a respectiva componente zonal. Neste contexto, os autores propõem algumas mudanças nos critérios de detecção dos JBNs, como o aprofundamento da camada em que são rastreados e a remoção de qualquer restrição quanto à direção do vento (p.ex., incluindo-se JBNs de sul). Os resultados de ONK18 mostram que estas alterações são capazes não só de detectar um espectro mais amplo de JBNs como também fornecer informações adicionais a respeito dos JBNs identificados com as abordagens tradicionais, o que inclui o JBNAS. Além da fronteira Bolívia-Paraguai, ONK18 ressaltaram a presença frequente de JBNs em outros setores chaves da América do Sul, como as Serras de Córdoba no centro da Argentina e no sul e sudeste do Brasil. Os critérios propostos por ONK18 e aqueles utilizados em outros trabalhos de JBNs são descritos no próximo capítulo.

1.1 OBJETIVOS

Dada a importância dos JBNs e a sua presença frequente em diversas regiões da América do Sul, este estudo tem como objetivo fornecer uma visão climatológica ampliada do fenômeno empregando-se os critérios propostos por ONK18 para a detecção de JBNs. Desta forma, este trabalho expande a abordagem apresentada em ONK18 ao ampliar o domínio e o período estudados e investigar padrões sinóticos médios associados a ocorrências de JBNs em diferentes setores da América do Sul. Os objetivos específicos desta investigação são:

(i) avaliar a climatologia dos JBNs (e de seus atributos principais, como velocidade, direção e altura) com o emprego dos critérios propostos em ONK18 para o período entre 1980-2017 utilizando-se dados do *Climate Forecast System Reanalysis* e *Climate Forecast System Version 2* (CFSR-CFSv2) (SAHA et al., 2010; SAHA et al., 2014) e analisar a sensibilidade destes resultados como função de diferentes critérios de identificação de JBN e diferentes fontes de dados;

(ii) caracterizar os padrões atmosféricos de escala sinótica mais frequentes associados aos eventos de JBNs identificados com os critérios de ONK18.

É importante ressaltar que esta pesquisa prioriza o estudo dos JBNs de quadrante norte por serem os mais relevantes para o balanço hídrico e formação de tempestades na Bacia do Prata.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 MECANISMOS DE FORMAÇÃO DO JBN

Nesta seção é apresentada uma revisão teórica dos principais mecanismos considerados responsáveis pela formação de jatos de baixos níveis: oscilação inercial, baroclinia associada a efeitos de terreno inclinado, e forçantes sinóticas.

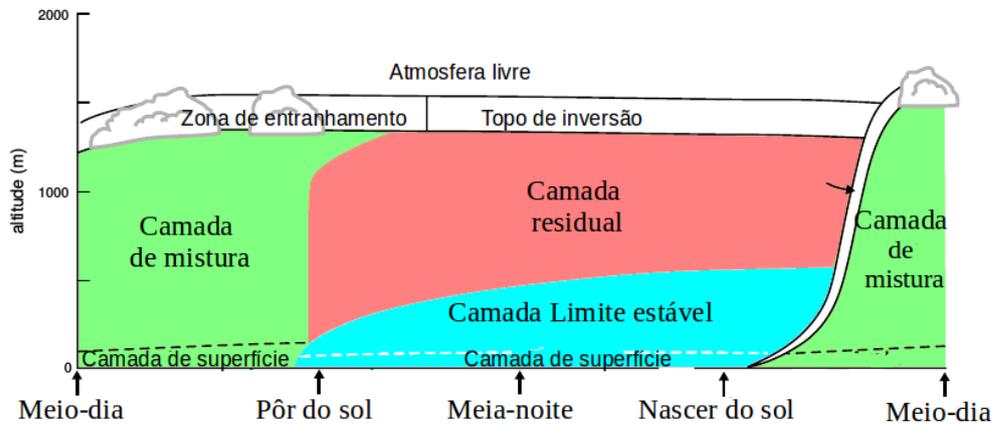
2.1.1 Oscilação Inercial

Os trabalhos pioneiros em empregar a teoria da oscilação inercial para a formação de jatos noturnos que ocorrem dentro da Camada Limite Atmosférica (CLA) foram de Blackadar (1957) e Buajitti e Blackadar (1957). Por este motivo muitas vezes este mecanismo para a formação de JBNs é chamado de "mecanismo de Blackadar"(p.ex., Shapiro et al. 2016). Nesta seção este mecanismo é apresentado seguindo-se as abordagens de Stull (2009), Markowski e Richardson (2010) e Wallace e Hobbs (2006).

A CLA é a parte mais baixa da troposfera, sendo fortemente influenciada pela troca de momento, calor e umidade com a superfície. O escoamento atmosférico na CLA é dominado pela turbulência, a qual é um resultado de forçante térmica, através do aquecimento da superfície, e mecânica, dada pelo cisalhamento do vento causado pela fricção por arrasto com a superfície. Por responder rapidamente às forçantes de superfície, a CLA apresenta um ciclo diurno pronunciado. Portanto, como mostrado de forma idealizada na figura 2.1 a CLA se divide em três partes principais durante o ciclo diurno: camada de mistura (CM), camada residual (CR) e camada limite estável (CLE) noturna.

Após o nascer do sol, devido ao aquecimento da CLA pela superfície abaixo, inicia-se o crescimento da CM, na qual a turbulência é predominantemente forçada pela convecção. Dentro desta camada a turbulência realiza a mistura de calor, umidade e momento uniformemente na vertical, e por este motivo observa-se o vento aproximadamente constante com a altura dentro da CM figura(2.2a). A parte inferior da CLA (i.e., a camada referente aos primeiros 10% da CLA) é chamada de camada de superfície, onde os fluxos verticais turbulentos dos escalares e de momento são aproximadamente constantes com a altura, pelo menos teoricamente. Nesta camada o vento apresenta um perfil aproximadamente logarítmico na vertical, como ilustrado na figura 2.2a. Isto ocorre porque o escoamento atmosférico é turbulento ao invés de laminar (o que, por sua vez, geraria um perfil linear do vento com a altura) resultando em um cisalhamento vertical do vento que segue uma função não linear.

Figura 2.1 – Ciclo diurno idealizado da CLA sob forçante sinótica fraca. A CLA se divide em três partes principais: camada de mistura, camada residual e camada limite estável noturna.

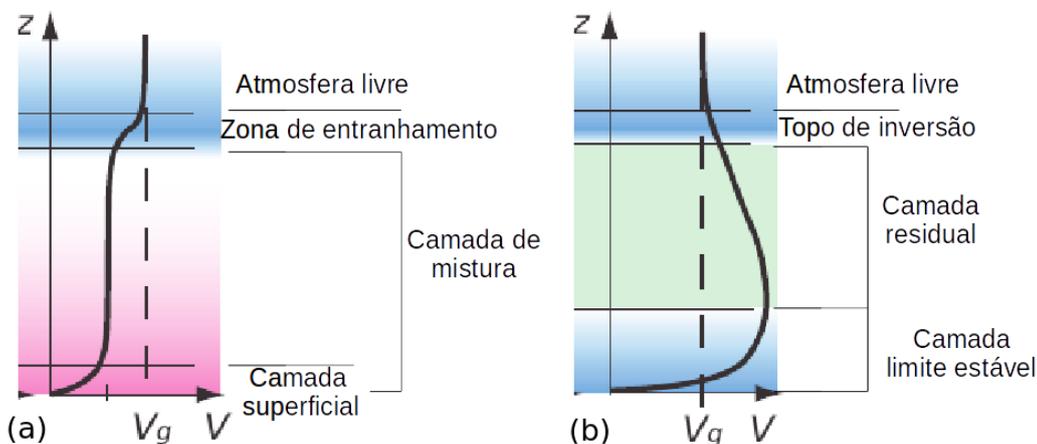


Fonte: Adaptado de Stull (2009)

Dentro da CLA, o balanço geostrófico não é observado devido à influência dos efeitos da força de atrito com a superfície, através da viscosidade turbulenta. Nesta situação, surge o conceito de um balanço aproximado entre as forças de gradiente horizontal de pressão, Coriolis e atrito (viscosidade turbulenta). O balanço teórico entre estas forças é exemplificado na figura 2.3, onde tem-se que o vento torna-se subgeostrófico, ou seja, mais fraco que o vento geostrófico (dado um mesmo gradiente horizontal de pressão), e cruzando as isóbaras perfazendo um pequeno ângulo em direção às pressões menores. Vale ressaltar que o balanço entre estas três forças nunca é atingido rigorosamente, o que gera flutuações no vento médio na CLA ao longo do dia como melhor explicado abaixo.

Ao final da tarde e principalmente após o pôr do sol, a turbulência termicamente induzida diminui consideravelmente em função do resfriamento da superfície. Isto dá origem a uma separação entre uma camada superior onde a mistura turbulenta ainda persiste (CR) e uma camada inferior em contato com o solo onde a mistura turbulenta se enfraquece rapidamente, que é a CLE. A CLE é estaticamente estável, com turbulência fraca e esporádica que é dirigida pela forçante mecânica. Esta separação de camadas representa o desacoplamento entre a CLE e o restante da CLA, reduzindo abruptamente os efeitos do atrito nos níveis superiores da CLA. Este processo faz com que a magnitude da força de atrito na CLA não seja constante com o tempo, levando a um desequilíbrio entre as três forças citadas anteriormente. Com o enfraquecimento da força de atrito acima da CLE, a velocidade do vento aumenta o que também acentua a força de Coriolis, aproximando o vento real do vento geostrófico. Porém, em um dado momento, ocorre o "overshooting" da magnitude do vento em relação ao vento geostrófico; isto é, o vento real torna-se supergeostrófico (vide 2.2b). Este processo gera uma velocidade máxima do vento em baixos níveis no período da noite. Ao nascer do sol a viscosidade turbulenta volta a se acentuar

Figura 2.2 – Perfil vertical típico do vento dentro da CLA durante (a) o dia e (b) à noite; V_g designa o vento geostrófico e V o vento real. A camada superficial, camada de mistura, zona de entranhamento, camada limite estável, camada residual, topo de inversão térmica e atmosfera livre são indicadas.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006)

(pela turbulência termicamente induzida) reduzindo-se a velocidade do vento a partir da manhã. Dá-se origem assim a um JBN que é noturno e supergeostrófico. Para se entender porque ocorre este máximo supergeostrófico acima da CLE é necessário investigar a oscilação diurna na velocidade e direção do vento na CLA, chamada de **oscilação inercial**.

2.1.1.1 Desenvolvimento matemático

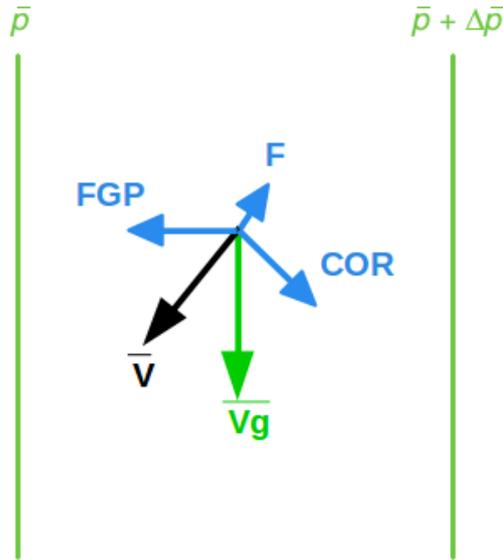
Partindo das equações da conservação de momento para as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, temos:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv \quad (2.1)$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \quad (2.2)$$

onde $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$ e $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$ são a aceleração devido à força do gradiente horizontal de pressão, e fv e fu são a aceleração devido à força de Coriolis. Como nestas equações não existe o balanço geostrófico, existe uma aceleração horizontal resultante. No contexto da CLA pode-se dizer que esta aceleração resultante representa, na sua maior parte, os efeitos de atrito, mas de maneira implícita (i.e., os termos de atrito não aparecem explicitamente nas equações acima). O objetivo é analisar uma oscilação na CLA que **se inicia** no instante do desacoplamento da CLE, como demonstrado matematicamente abaixo.

Figura 2.3 – Balanço entre as forças de gradiente de pressão horizontal (FGP), Coriolis (COR) e atrito (F). Mostra-se também o vento geostrófico \vec{V}_g , em verde, e o vento real \vec{V} , em preto.



Fonte: Adaptado de Markowski e Richardson (2010)

Dividindo-se u e v em suas componentes geostróficas (subscrito "g") e ageostróficas (subscrito "a"):

$$u = u_g + u_a \quad (2.3)$$

$$v = v_g + v_a \quad (2.4)$$

Substituindo as expressões acima em 2.1 e 2.2 e sabendo-se que $\frac{du_g}{dt} = 0$ e $\frac{dv_g}{dt} = 0$, temos:

$$\frac{du_a}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f(v_g + v_a) \quad (2.5)$$

$$\frac{dv_a}{dt} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f(u_g + u_a) \quad (2.6)$$

E como:

$$u_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2.7)$$

$$v_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.8)$$

As equações 2.5 e 2.6 podem ser escritas como:

$$\frac{du_a}{dt} = fv_a \quad (2.9)$$

$$\frac{dv_a}{dt} = -fu_a \quad (2.10)$$

De 2.9 e 2.10 tem-se duas equações e duas incógnitas, as quais podem ser reduzidas a 1 equação e 1 incógnita. Para isso começamos aplicando a derivada no tempo na equação 2.9:

$$\frac{d}{dt}\left(\frac{du_a}{dt}\right) = \frac{d}{dt}(fv_a) \quad (2.11)$$

Dada a aproximação do plano f (f constante no tempo) e utilizando 2.10, a equação 2.11 pode ser reescrita como:

$$\frac{d^2u_a}{dt^2} = f\frac{dv_a}{dt} = f^2u_a \therefore \frac{d^2u_a}{dt^2} - f^2u_a = 0 \quad (2.12)$$

A equação 2.12 é uma equação diferencial linear de 2ª ordem com coeficientes constantes que, por inspeção, tem solução do tipo:

$$u_a(t) = C_1\cos ft + C_2\sen ft \quad (2.13)$$

onde C_1 e C_2 são constantes. Aplicando 2.13 em 2.10, temos a solução para $v_a(t)$:

$$\begin{aligned} v_a(t) &= \frac{1}{f}\frac{d}{dt}(C_1\cos ft + C_2\sen ft) \therefore \\ v_a(t) &= -C_1\sen ft + C_2\cos ft \end{aligned} \quad (2.14)$$

Na condição inicial ($t = 0$) definimos $u_a = u_{a0}$ e $v_a = v_{a0}$, de modo que:

$$\begin{aligned} u_{a0} &= C_1\cos 0 + C_2\sen 0 \therefore \\ u_{a0} &= C_1 \therefore \end{aligned} \quad (2.15)$$

$$\begin{aligned} v_{a0} &= -C_1\sen 0 + C_2\cos 0 \therefore \\ v_{a0} &= C_2 \end{aligned} \quad (2.16)$$

Desta forma, podemos escrever as equações do vento ageostrófico da seguinte maneira:

$$u_a = u_{a0}\cos ft + v_{a0}\sen ft \quad (2.17)$$

$$v_a = -u_{a0}\sen ft + v_{a0}\cos ft \quad (2.18)$$

Define-se as seguintes condições iniciais para u_{a0} e v_{a0} :

$$u_{a0} = |\vec{V}_{a0}| \cos \psi_0 \quad (2.19)$$

$$v_{a0} = |\vec{V}_{a0}| \sin \psi_0 \quad (2.20)$$

onde $|\vec{V}_{a0}| = \sqrt{u_{a0}^2 + v_{a0}^2}$ e ψ_0 é o ângulo (trigonométrico) que designa a orientação do vento ageostrófico no início do processo, em que $\psi_0 = \arctan \frac{v_{a0}}{u_{a0}}$. Utilizando as identidades trigonométricas:

$$\sin(\alpha - \beta) = \sin \alpha \cos \beta - \cos \alpha \sin \beta \quad (2.21)$$

$$\cos(\alpha - \beta) = \cos \alpha \cos \beta + \sin \alpha \sin \beta \quad (2.22)$$

As equações para o vento ageostrófico, dadas as condições iniciais, podem ser reescritas como:

$$u_a(t) = |\vec{V}_{a0}| \cos(\psi_0 - ft) \quad (2.23)$$

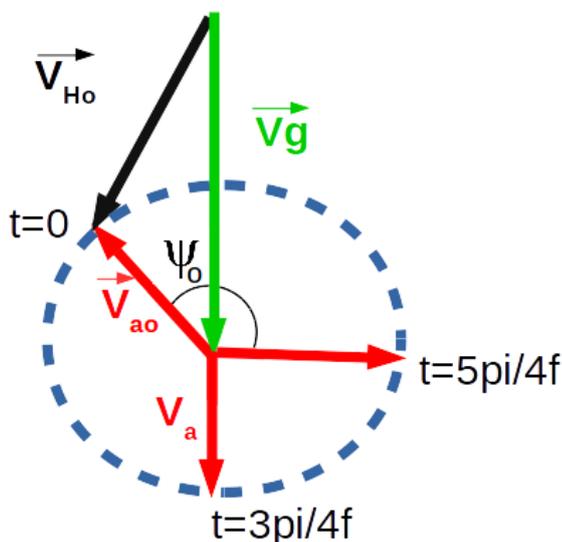
$$v_a(t) = |\vec{V}_{a0}| \sin(\psi_0 - ft) \quad (2.24)$$

As equações acima mostram que no hemisfério sul, onde $f < 0$, o vento ageostrófico girará no sentido anti-horário a partir do instante em que ocorre o desacoplamento da CLE (i.e., os efeitos da força de atrito são desprezados), como exemplificado na 2.4 para um ψ_0 de 135° . Neste exemplo, note que após mais 45° de rotação do vento ageostrófico, o vento real (\vec{V}) se torna supergeostrófico, com um máximo ocorrendo quando (\vec{V}) sopra exatamente de norte (i.e., após 135° de rotação do vento ageostrófico desde sua condição inicial), representando um JBN noturno. Através das equações 2.23 e 2.24 o período de uma oscilação é de $2\pi/f$. Logo, quanto maior o parâmetro de Coriolis menor é o intervalo de tempo necessário para que o vento atinja seu valor máximo. Outra constatação é que quanto mais subgeostrófico o vento for antes de ocorrer o desacoplamento (i.e, quanto maior for \vec{V}_{a0}) mais supergeostrófico o vento será no período da noite. Portanto, os JBNs mais intensos ocorrem nas noites que sucedem tardes com CMs bem profundas. A atuação do mecanismo de Blackadar no comportamento dos ventos na CLA na Bacia do Prata é identificável até mesmo em dados de reanálise, como discutido em Salio, Nicolini e Saulo (2002) e Repinaldo, Nicolini e Skabar (2015).

2.1.2 Baroclinia associada a um terreno inclinado

Holton (1967) investigou um segundo mecanismo de formação/intensificação do JBN, o qual explica a amplitude do JBN noturno observado sobre a região das Grandes Planícies nos Estados Unidos e que está associado a variação diurna do gradiente hori-

Figura 2.4 – Ilustração da rotação vento ageostrófico (\vec{V}_a , na cor vermelha) em torno do vento geostrófico (\vec{V}_g , na cor verde). Mostra-se o ângulo ψ_0 , o qual designa a orientação do vento ageostrófico no início do processo, e o vento real (\vec{V} , em preto) para $t = 0$.



Fonte: Adaptado de Markowski e Richardson (2010)

zonal de temperatura em terrenos inclinados. O mecanismo de Holton, por si só, resulta em máximos de vento relativamente fracos, mas produz jatos fortes quando somado com o mecanismo de Blackadar (SHAPIRO; FEDOROVICH; RAHIMI, 2016).

Para entender o processo de formação do JBN proposto por Holton, primeiramente relembra-se a relação do vento térmico (HOLTON, 1972):

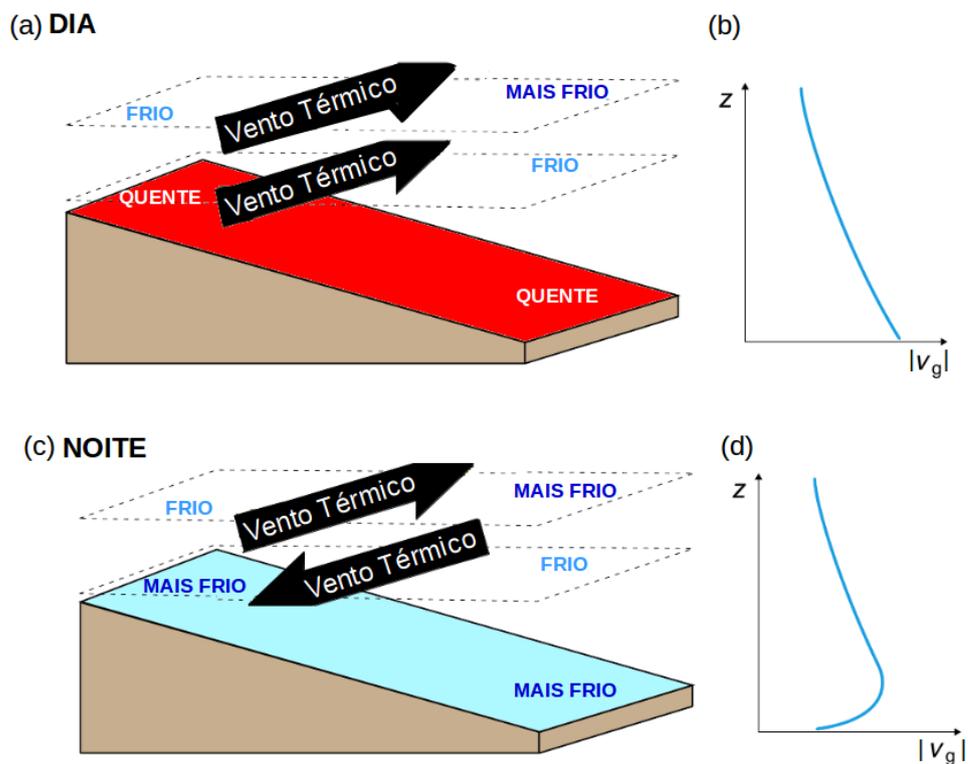
$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (2.25)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (2.26)$$

Em que u_g e v_g são as componentes zonal e meridional, respectivamente, do vento geostrófico, z é a altura vertical acima da superfície do mar, g é aceleração devido a gravidade, f é o parâmetro de Coriolis e T é a temperatura. As expressões acima informam que o vento térmico sopra paralelamente às isotermas e tendo, no Hemisfério Sul, o ar mais quente à sua esquerda. Analisa-se agora a figura 2.5 que ilustra um terreno inclinado na direção zonal no Hemisfério Sul. Durante o dia (figura 2.5a) a superfície inclinada aquecida pela radiação solar faz com que surja um gradiente leste-oeste de temperatura dentro de toda a CLA, com a temperatura mais alta no terreno mais elevado, no lado oeste ($\frac{\partial T}{\partial x} < 0$). Conseqüentemente, o vento térmico resultante desta configuração soprará de sul como mostrado na 2.5a; em outras palavras, o vento geostrófico ficará mais positivo com a altura na baixa troposfera. Assim, se ventos geostróficos soprares de norte na baixa troposfera,

eles se enfraquecerão com a altura até possivelmente se reverterem para ventos de sul (vide 2.5b).

Figura 2.5 – Oscilação diurna do vento térmico na camada limite sobre terrenos inclinados, a qual ocorre devido à alternância entre aquecimento e resfriamento da superfície ao longo de um ciclo diurno. Em (a) mostra-se as direções do vento térmico em duas camadas distintas durante o dia e (b) mostra o perfil vertical correspondente para a componente meridional do vento. O mesmo mostra-se em (c) e (d), respectivamente, porém para o período da noite. Veja texto para discussão.



Fonte: Adaptado de Markowski e Richardson (2010)

Durante a noite (figura 2.5c) o ar adjacente à superfície se resfria, mas o ar mais acima não responde rapidamente a esta mudança da temperatura. Logo, nos níveis mais baixos da CLA, a temperatura menor agora se encontra no setor oeste, enquanto a temperatura maior fica a leste, invertendo, portanto, o sinal do gradiente zonal de temperatura ($\frac{\partial T}{\partial x} > 0$) nesta camada. Desta forma o vento térmico resultante soprará de norte de modo que se ventos geostróficos soprarem de norte eles se tornarão mais intensos com a altura. Na camada acima, contudo, o sinal do gradiente zonal de temperatura se mantém como no período diurno e com o vento térmico permanecendo de sul. Logo, os ventos geostróficos de norte se enfraquecem com a altura. O resultado destas duas configurações combinadas favorece a formação de um JBN de norte, como mostrado na figura 2.5d.

2.1.3 Forçantes Sinóticas

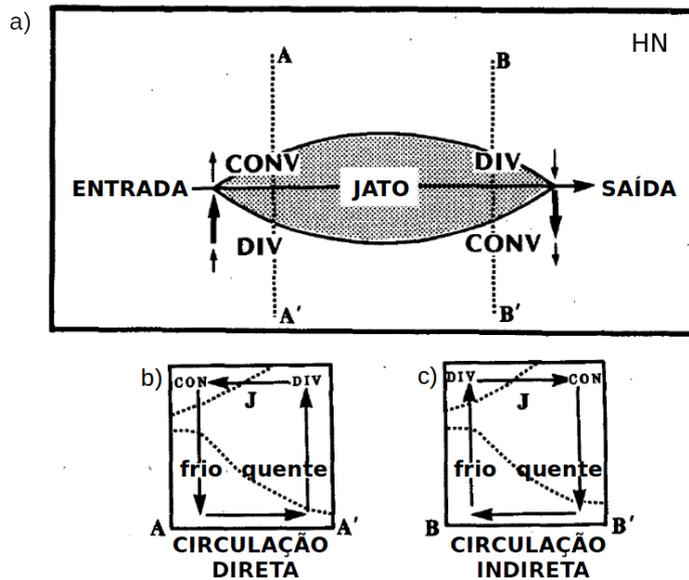
Além dos processos inerentes à evolução diurna da CLA, mecanismos de escala sinótica também podem desempenhar um papel importante para a formação de JBNs (p.ex., Browning e Pardoe (1973)). Tipicamente, os JBNs forçados por processos sinóticos tendem a ser um pouco mais elevados (STENSRUD, 1996) e, portanto, são menos atrelados ao ciclo diurno da CLA do que os JBNs formados pelos mecanismos de Blackadar e Holton. Situações envolvendo ciclogênese intensa ou a aproximação de um núcleo de jato ("jet streak") de oeste em altos níveis podem induzir a formação/intensificação de um JBN em qualquer horário do dia. Assim, para estes casos a influência dos processos da CLA no JBN, mesmo que ainda perceptível, não tem a mesma importância primordial discutida anteriormente. Além disto, a extensão horizontal dos JBNs forçados por processos sinóticos também tende a ser maior do que dos gerados exclusivamente pela CLA (p.ex., Saulo, Seluchi e Nicolini (2004)). Abaixo é descrito um dos processos sinóticos responsáveis pela formação de JBNs.

2.1.3.1 Circulação Ageostrófica Transversa

Um processo de formação e manutenção dos JBNs é via o estabelecimento de uma circulação ageostrófica transversa induzida por um núcleo de corrente de jato de altos níveis (JAN), como discutido por Uccellini e Johnson (1979). Nestes casos é comum dizer que os dois jatos encontram-se "acoplados". Uccellini (1980) examinou 15 casos de JBNs nos Estados Unidos e encontrou que em 12 deles os JBNs estavam localizados na região de saída do JAN e numa altura acima da CLA. Durante a temporada de convecção severa no centro dos EUA os JBNs induzidos por JANs são comumente presentes.

Exemplifica-se na figura 2.6a a circulação ageostrófica transversa induzida pelo núcleo de um JAN de oeste, para o Hemisfério Norte. Na alta troposfera, a aceleração do vento zonal observada na entrada e na saída do núcleo do JAN induz uma componente meridional ageostrófica, a qual produz divergência [convergência] na entrada equatorial [polar] e na saída polar [equatorial] do JAN. Por conservação de massa, as regiões de divergência [convergência] na alta troposfera induzem movimentos ascendentes [descendentes] e conseqüentemente, provocam convergência [divergência] em baixos níveis (figura 2.6b,c) (esta influência na baixa troposfera será tanto maior quanto menor for a estabilidade estática). Como resultado, uma célula de circulação ageostrófica termicamente direta [indireta] se forma na entrada [saída] do núcleo do JAN. Na célula de circulação indireta (figura 2.6c) encontra-se um vento ageostrófico de sul em baixos níveis. Um JBN de sul pode se formar neste escoamento, especialmente quando o JAN está associado a um cavado migratório que induz ciclogênese em superfície que contribui com a indução de ventos de sul em combinação com o processo descrito acima (UCCELLINI; JOHNSON, 1979).

Figura 2.6 – a) Esquema da circulação ageostrófica transversa em torno do jato de altos níveis no plano horizontal, indicando a localização da divergência (div) e convergência (conv) na alta troposfera no Hemisfério Norte. b) Circulação termicamente direta encontrada na entrada do JAN, indicada por A-A' em (a). c) Circulação termicamente indireta encontrada na saída do JAN, indicada por B-B em (a).



Fonte: Adaptado de Uccellini e Kocin (1987)

Os resultados de Salio et al. 2002 e Saulo et al. 2004 sugerem que os JBNs na Bacia do Prata, apesar da grande extensão espacial, não respondem exatamente a este acoplamento descrito por Uccellini et al. 1979. Por exemplo, Salio et al. 2002 encontraram a localização do vento máximo em baixos níveis próximo a região de entrada do núcleo do JAN ao invés da saída (ver a Fig.11a deles). Saulo et al. 2007 apresentaram uma explicação alternativa para o acoplamento entre o JBN e o JAN na presença de convecção profunda (i.e., presença de aquecimento latente), como observado no sudeste da América do Sul. Este acoplamento e outros processos de escalas meso e sinótica característicos da América do Sul são explicados na seção a seguir.

2.2 JATOS DE BAIXOS NÍVEIS DA AMÉRICA DO SUL

Entre os componentes da circulação atmosférica na América do Sul, o JBNAS é um dos mais importantes, tendo sido abordado extensivamente na literatura científica nas últimas décadas (BERRI; INZUNZA, 1993; SUGAHARA; ROCHA; RODRIGUES, 1994; DOUGLAS; NICOLINI; SAULO, 1999; SAULO; NICOLINI; CHOU, 2000; BERBERY; COLLINI, 2000; NICOLINI et al., 2002; SALIO; NICOLINI; SAULO, 2002; VERNEKAR; KIRTMAN; FENNESSY, 2003; MARENGO et al., 2004; SAULO; RUIZ; SKABAR, 2007; SALIO;

NICOLINI; ZIPSER, 2007; SANTOS; NASCIMENTO, 2016) e alvo de um importante experimento científico internacional chamado de “The South American Low Level Jet Experiment”(SALLJEX; Vera et al. (2006)). Na verdade, a existência de uma escoamento úmido de norte em baixos níveis afetando as condições de tempo (incluindo-se a formação de tempestades convectivas) no centro e norte-noroeste da Argentina é documentada desde pelo menos meados dos anos 1960 (LICHTENSTEIN; SCHWARZKOPF, 1966; NICOLINI; NORTE, 1979) ¹. A dimensão horizontal de centenas de quilômetros combinada com a estrutura espacial alongada (i.e, de comprimento muito maior do que a largura, semelhante a um “jet streak” em baixos níveis) fazem com que o JBNAS se insira no que Stensrud (1996) designou como “corrente de jato de baixos níveis”; climatologicamente, o núcleo desta “corrente de jato de baixos níveis” é localizada no Altiplano Boliviano (VERA et al., 2006). Dada a escala do JBNAS, fica evidente que os processos que influenciam sua formação e manutenção vão além daqueles associados apenas ao ciclo diurno da CLA.

Virji (1981) foi um dos primeiros a identificar o escoamento do tipo JBN de norte-noroeste na região a leste dos Andes ao descrever a circulação troposférica da América do Sul durante o verão com base em imagens de satélite no período de 1975 a 1977. Em seu estudo, observou-se que os ventos alísios de nordeste vindos do Atlântico Equatorial penetram no interior da Bacia Amazônica e seguem até a Cordilheira dos Andes, onde sofrem mudança de direção devido ao bloqueio topográfico e tornam-se de norte. Alguns anos mais tarde James e Anderson (1984), ao investigarem análises do modelo global do European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) para o Hemisfério Sul no ano de 1982, identificaram no setor subtropical logo a leste dos Andes o mais intenso transporte meridional (trópicos-extratrópicos) de umidade em baixos níveis neste Hemisfério. Por sua vez, Saluzzi (1983), Guedes e Dias (1984) e Velasco e Fritsch (1987) encontraram que o aporte de umidade promovido pelo escoamento de norte em baixos níveis no norte e nordeste da Argentina é um dos fatores atmosféricos presentes durante formação de tempestades severas e sistemas convectivos de mesoescala naquela região. Esta constatação viria a motivar um grande número de estudos sobre a interação do JBNAS e a convecção úmida profunda na Bacia do Prata nos anos seguintes.

No que diz respeito aos processos de formação do JBNAS, Kleeman (1989) e Gandu e Geisler (1991) utilizaram, respectivamente, um modelo numérico linear de 2 níveis e um não-linear de 5 níveis para investigar o efeito combinado da presença dos Andes e de uma fonte de aquecimento latente localizada no sudoeste da Bacia Amazônica sobre a circulação atmosférica na América do Sul durante o verão. Em ambos os trabalhos, apesar da simplicidade com que a fonte de calor e os Andes foram representados, encontrou-se que um escoamento de baixos níveis semelhante a um jato de norte surgia no centro do continente apenas quando os Andes eram incluídos nas simulações junto com a fonte de

¹A existência de ventos intensos de norte em baixos níveis ao longo da encosta leste dos Andes na Argentina é citada também em Georgii (1956) (apud Sládkovič e Kanter (1977))

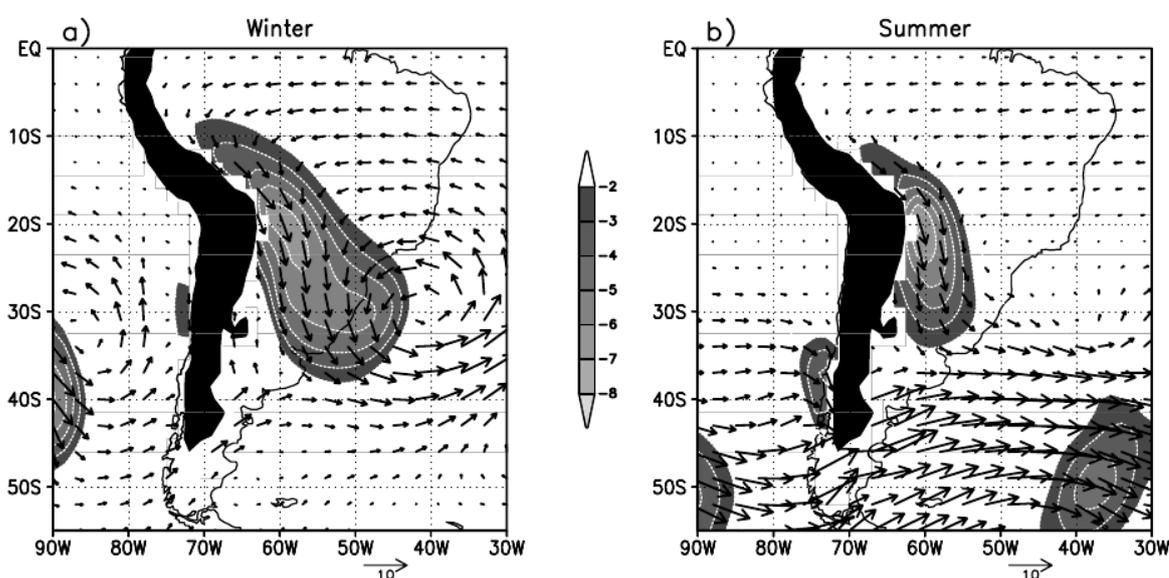
calor latente na Bacia Amazônica. Contudo, Campetella e Vera (2002) mostraram, com base em simulações numéricas com um modelo sem a inclusão de fonte de calor latente e com uma representação mais realista dos Andes, que um escoamento de norte do tipo JBN pode formar-se a sotavento dos Andes mesmo na ausência do aquecimento latente na Bacia Amazônica, isto é, mesmo em condições de inverno (o que é consistente com diversos trabalhos de Marengo et al. (2004), ONK18, Santos e Reboita (2018), Montini, Jones e Carvalho (2018)). Campetella e Vera (2002) encontraram que a interação entre os Andes e os sistemas baroclínicos migratórios de latitudes médias influenciam a localização da ciclogênese em superfície na Bacia do Prata que, por sua vez, gera as condições para a formação de ventos em baixos níveis que são semelhantes a um JBN. A localização da ciclogênese mais a leste e em latitudes mais baixas no inverno dá a este escoamento em baixos níveis uma orientação ligeiramente mais zonal do que no verão (figura 2.7b), quando este escoamento tende a ser mais meridional e mais próximo a encosta dos Andes (figura 2.7a).

Com base em 15 anos de dados da reanálise do ECMWF, Wang e Fu (2004) analisaram a evolução da circulação atmosférica na América Sul durante eventos de JBNs de norte na Bacia do Prata. De maneira semelhante a Campetella e Vera (2002), eles ressaltaram a importância da interação entre os sistemas baroclínicos migratórios de latitudes médias e os Andes no desencadeamento dos JBNs de norte, especialmente nas estações de outono, inverno e primavera. Os autores indicaram que a ciclogênese topográfica (i.e., de sotavento) induzida na Bacia do Prata em resposta à aproximação dos cavados baroclínicos gera o gradiente zonal de pressão que induz, geostroficamente, os ventos de norte na baixa troposfera ao longo da encosta leste dos Andes. Os resultados encontrados por Wang e Fu (2004) também sugeriram que o mecanismo baroclínico-topográfico de Holton para a formação de JBNs (empregado para explicar o JBN da América do Norte e descrito na seção anterior) não desempenha um papel relevante na formação do JBN a leste dos Andes quando comparado com o processo de interação entre os Andes e os sistemas migratórios, exceto possivelmente no verão. Por outro lado, os autores ressaltaram que o mecanismo de Blackadar deve influenciar de maneira importante o ciclo diurno do JBN.

No contexto do que foi discutido em Campetella e Vera (2002) e em Wang e Fu (2004), o JBNAS é influenciado pela presença frequente de um sistema topográfico e raso de baixa pressão a sotavento dos Andes conhecido como Baixa do Noroeste da Argentina (BNA) (LICHTENSTEIN, 1980; SELUCHI et al., 2003). A BNA promove um gradiente horizontal de pressão que induz ventos de norte em baixos níveis na forma de um JBN, e, portanto, entender os processos de aprofundamento da BNA auxilia a compreender a intensidade e a variabilidade do JBN (VERA; VIGLIAROLO; BERBERY, 2002; SAULO; SELUCHI; NICOLINI, 2004; WANG; FU, 2004). No verão, a BNA é mais frequente e apresenta um ciclo diurno mais pronunciado, o que é explicado pela maior influência da variação diurna do aquecimento da superfície na intensidade do sistema (SELUCHI et al., 2003);

de fato, frequentemente a BNA no verão se funde com a baixa térmica semi-permanente conhecida como a Baixa do Chaco. A aproximação de sistemas baroclínicos, que no verão estão posicionados mais ao sul na América do Sul, contribui para a geração da BNA também mais ao sul e para a ocorrência de JBNs em latitudes mais altas (ao sul de 25°S). Nestas situações, Salio, Nicolini e Saulo (2002) designaram o JBNAS como um evento de “jato do Chaco”.

Figura 2.7 – Escoamento de baixos níveis a partir de simulações numéricas utilizando um modelo hidrostático. As setas representam a magnitude do vetor vento e o sombreado é a magnitude a componente meridional do vento. A figura (a) representa o padrão de circulação simulada no inverno e (b) refere-se ao verão



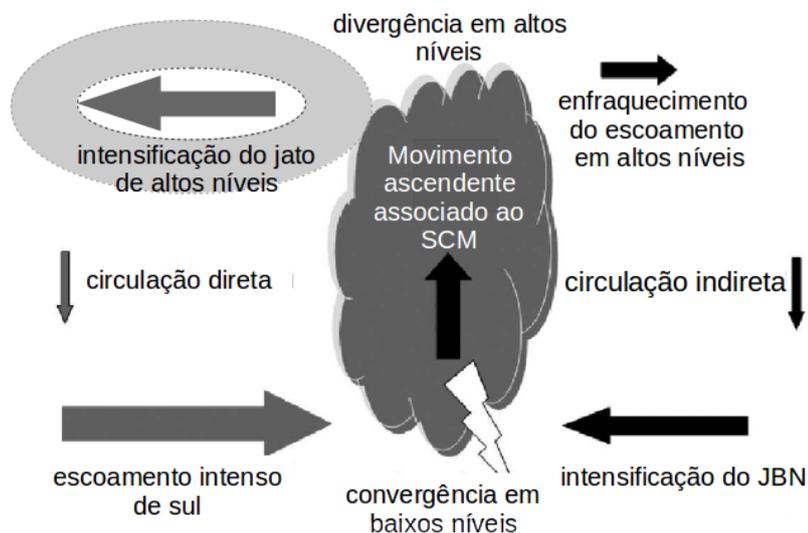
Fonte: Adaptado de Campetella e Vera (2002)

Já no inverno, a BNA apresenta um comportamento mais intermitente, tendo como principal mecanismo responsável pela sua formação o aquecimento por subsidência a sotavento dos Andes combinado com a advecção diferencial de vorticidade ciclônica quando da aproximação (agora em latitudes mais baixas) de cavados em médios níveis atravessando os Andes (SELUCHI et al., 2003; WANG; FU, 2004). Como resultado, o JBNAS adquire, com mais frequência, uma orientação mais zonal em resposta à migração corrente abaixo dos ciclones baroclínicos, como mencionado anteriormente (figura 2.7a).

Saulo, Seluchi e Nicolini (2004) estudaram um caso de “jato do Chaco” no qual o efeito da oscilação inercial (BLACKADAR, 1957) ficou evidente apenas próximo à topografia dos Andes e durante o primeiro dia do evento. Ao sul de 25°S o jato do Chaco foi sinoticamente forçado como uma resposta **geostrófica** ao aprofundamento da BNA. Apenas na região de saída do JBN foi encontrado uma importante componente ageostrófica, porém não relacionada aos mecanismos de ciclo diurno da CLA e nem com o processo explicado em Uccellini e Johnson (1979). Saulo, Seluchi e Nicolini (2004) sugeriram que

a convecção profunda é responsável por gerar esta componente ageostrófica, que leva a uma maior penetração meridional do escoamento em baixos níveis. Saulo, Ruiz e Skabar (2007) testaram esta hipótese examinando a interação entre o JBN e a convecção organizada através de simulações numéricas onde o aquecimento latente era desativado em uma das simulações. Foi estudado um evento de “jato do Chaco” observado durante o SALLJEX e associado ao deslocamento de uma frente fria. Primeiramente, ocorreu a iniciação convectiva na saída do JBN; em seguida a convecção, após evoluir para um SCM, promoveu uma queda de pressão em baixos níveis em resposta ao aquecimento latente. Isto intensificou a componente ageostrófica de norte no setor quente além também de acelerar os ventos de sul do setor frio do sistema frontal, acentuando a magnitude e a persistência da convergência em baixos níveis. Como resultado da convecção profunda, um escoamento divergente dominou o padrão do vento em altos níveis e o JAN foi fortalecido corrente abaixo da área de precipitação intensa. Isto esteve associado à geração de uma célula de circulação direta (mais forte) no setor frio e uma célula de circulação indireta (mais fraca) no setor quente, acoplando, assim, o JBN à região de entrada do JAN, como exemplificado na figura 2.7.

Figura 2.8 – Modelo conceitual descrevendo um SCM e a circulação induzida na região de entrada do jato de altos níveis.



Fonte: Adaptado de Saulo et al. 2007

A influência de diferentes mecanismos no comportamento do JBNAS também fica clara ao longo de seu ciclo diurno. Salió, Nicolini e Saulo (2002) encontraram na evolução diurna do vento durante a estação quente, principalmente ao sul de 15°S, uma rotação anticiclônica com o vento atingindo sua máxima intensidade às 06 UTC e orientação de norte, o que indica a influência dos mecanismos de CLA. O trabalho de Marengo et al. (2004) também identificou um ciclo diurno mais pronunciado do JBNAS durante o verão na

localidade de Santa Cruz de La Sierra (SCLS, Bolívia), em que observa-se maior frequência do jato entre as 06 e 12 UTC. Em contrapartida, os autores mostraram que há uma maior variação no horário em que ocorre o JBN durante o inverno, apontando que a atividade de sistemas sinóticos é o principal mecanismo de formação do jato nesta estação do ano.

Em termos sazonais, é importante ressaltar que no verão o JBNAS mantém um “vínculo” maior com a Bacia Amazônica do que no inverno. Devido aos alísios serem mais intensos no norte do Brasil no verão, a deflexão para sul deste escoamento atmosférico de baixos níveis ao atingir a Cordilheira dos Andes (GANDU; GEISLER, 1991) também é mais intensa no verão. Combinando-se com os sistemas de baixa pressão na Bacia do Prata, estes ventos de norte em baixos níveis estendem-se desde a Bacia Amazônica até o oeste da Argentina, especialmente na ausência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Em contraste, no inverno os alísios são mais fracos no norte do Brasil, o que reduz a deflexão para sul mencionada acima; além disto, também no inverno a alta subtropical do Atlântico Sul localiza-se mais a oeste, influenciando o Brasil central. Assim, o escoamento de norte na baixa troposfera no centro da América do Sul (a leste dos Andes) no inverno torna-se mais vinculado ao flanco oeste da alta subtropical do Atlântico Sul (MARENGO et al., 2004; MONTINI; JONES; CARVALHO, 2018)

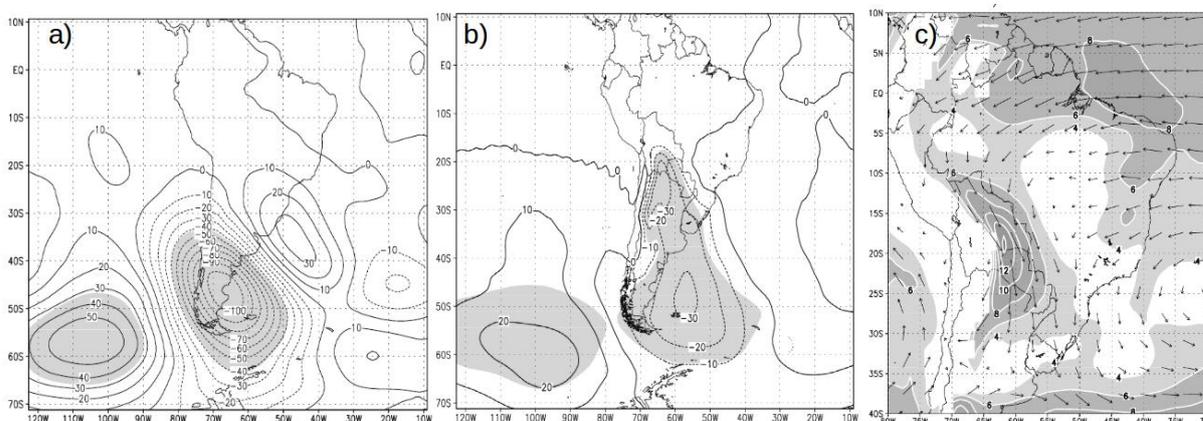
Salio, Nicolini e Saulo (2002) caracterizaram a climatologia de eventos do “jato do Chaco” durante o verão, utilizando dados de reanálise do ECMF no período de 1979-1993. As autoras encontraram que durante este evento ocorre um importante fluxo meridional de umidade em baixos e médios níveis em direção ao sudeste da América do Sul, o qual é aproximadamente dez vezes mais intenso que a média climatológica do verão, contribuindo em 55% da precipitação observada no nordeste da Argentina nesta estação do ano. Durante os dias de “jato do Chaco”, é observado um intenso escoamento de norte em baixos níveis que penetra no norte da Argentina e sul do Brasil, onde os ventos mais intensos são detectados próximo a fronteira Bolívia-Paraguai (figura 2.9c). Ao descrever o padrão sinótico para os dias de “jato do Chaco”, mostra-se que no nível de 300 hPa (figura 2.9a) há a presença de um trem de ondas, com anomalia negativa de altura geopotencial no sul da América do Sul e anomalia positiva no sul/sudeste do Brasil. Já no campo de anomalia de altura geopotencial em 1000 hPa (figura 2.9b), encontram-se dois centros de anomalias negativas, sendo um localizado em 30°S-66°O no setor imediatamente a leste dos Andes e associado a intensificação da BNA. O outro centro de anomalia negativa de geopotencial localiza-se em 50°S-58°O e é observado corrente abaixo do cavado de altos níveis. Foi apontado, então, que o padrão sinótico associado ao “jato do Chaco” é semelhante aquele encontrado por Nogués-Paegle e Mo (1997) para o caso de ZCAS fracas, em que há o aumento da convecção sobre o sudeste da América do Sul e inibição da convecção sobre a ZCAS. Isto é confirmado também pela presença do dipolo no campo de anomalia de radiação de onda longa (ROL) entre estas duas regiões, mostrado para dias de “jato do

Chaco”.

Por sua vez, Marengo et al. (2004) investigaram a climatologia do JBNAS para o ano inteiro utilizando dados de reanálise National Centers for, no período de 1950-2000. Foram analisados a circulação atmosférica e o transporte de umidade em baixos níveis associado com o JBNAS nas estações quente e fria. Os autores encontraram que a variabilidade sazonal da frequência do JBNAS apresenta dependência latitudinal e, conseqüentemente, os mecanismos responsáveis pela formação do fenômeno são diferentes ao longo do continente sul-americano. Nas latitudes mais baixas, como em SCLS (17.5°S), o JBNAS é mais característico de verão enquanto que ao sul de 20°S, como em Mariscal Estigarribia (ME, 23.5°S), ocorre durante o ano inteiro e é mais frequente e intenso na estação fria. Estudos mais recentes, como Santos e Reboita (2018), utilizando o mesmo critério de detecção de jato de Marengo et al. 2004 e com dados de reanálises do ERA-interim com maior resolução, sugerem que os JBNs em SCLS apresentam maior frequência no inverno. ONK18 também encontraram indícios que o JBNAS é mais frequente na estação fria; Montini, Jones e Carvalho (2018), por sua vez, mostraram que o JBNAS apresentam uma alta frequência em todos os meses do ano, apesar de serem mais intensos no inverno. Marengo et al. 2004 também investigou o padrão sinótico para os dias que os JBNs ocorrem simultaneamente em SCLS e MA durante a estação quente. Seus resultados foram semelhantes ao encontrado por Salio, Nicolini e Saulo (2002) para eventos de “jato do Chaco”.

Silva, Ambrizzi e Marengo (2009) investigou a influência da El Niño-Oscilação Sul (ENOS) nos JBNAS durante o verão de 1977-2004. Os casos de JBNAS identificados durante anos de El Niño foram mais intensos e frequentes quando comparados a anos de La Niña. De fato, Marengo et al. 2004 encontrou que durante o verão de 1999 (ano de El Niño) ocorreu mais eventos de jatos que durante o verão de 1998 (ano de La Niña). Já Montini, Jones e Carvalho (2018) apresentou uma relação sazonal da fase do ENOS com os JBNAS. Os autores mostraram que influência do ENOS é maior durante a primavera em eventos de El Niño quando comparado aos neutros. Nestas situações os JBNAS são mais frequentes e transportam maior umidade para a Bacia do Prata, uma vez que estão associados a uma anomalia de circulação anticiclônica sobre o Brasil central. A anomalia foi dada pela diferença entre dias de JBNs em condição de El Niño e neutra. Já durante eventos de La Niña os autores mostraram que significativamente há uma frequência menor de JBNAS durante o outono, em relação a condições neutras do ENOS.

Figura 2.9 – Campos compostos para dias de “jato do Chaco” durante o verão. (a) anomalia de geopotencial em 300 hPa; (b) anomalia de geopotencial em 1000 hPa [contornos a cada 10 mgp]; (c) vento [vetor] e magnitude do vento [sombreado para valores maiores que 4 m s^{-1}] em 850 hPa.



Fonte: Adaptado de Salio, Nicolini e Saulo (2002)

2.3 CRITÉRIOS DE DETECÇÃO DE JBNS COM BASE EM PERFIS VERTICAIS DE VENTO

Dada a relevância dos JBNS sobre as condições de tempo e clima, é importante discutir os métodos empregados para a sua detecção dado um perfil vertical de vento. Em um artigo hoje considerado clássico, Bonner (1968) examinou dois anos de dados do vento em baixos níveis obtidos de 47 estações de radiossondagens espalhadas nos Estados Unidos com o objetivo de investigar a variação geográfica, diurna e sazonal dos JBNS observados naquele país. Até este trabalho, apenas métodos qualitativos eram empregados para identificar JBNS. Para produzir um algoritmo que permitisse a detecção de JBNS com o auxílio de um programa computacional, Bonner (1968) elaborou um conjunto de critérios quantitativos que representavam a ideia geral de Blackadar (1957) de que um JBN consiste de um máximo local de velocidade do vento em baixos níveis acompanhado de uma diminuição de intensidade em determinado nível acima, mas ainda na baixa troposfera. Neste sentido, Bonner (1968) propôs uma hierarquia de critérios que avaliavam a identificação de máximos de velocidade entre a superfície e 1.500 m de altura como função de diferentes magnitudes do vento. Em ordem crescente de intensidade do vento, as categorias 1, 2 e 3 de Bonner requeriam que o vento máximo observado nos primeiros 1.500 m acima da superfície fosse superior, respectivamente, a 12, 16 e 20 m s^{-1} , e que acima deste máximo houvesse um enfraquecimento do vento de pelo menos 6, 8 e 10 m s^{-1} , respectivamente, até 3.000 m acima da superfície. Testando estas três categorias que se sobrepunham (i.e., não eram mutuamente excludentes), Bonner (1968) obteve sucesso em caracterizar as ocorrências de JBNS de sul nas Planícies Centrais dos EUA.

Outros trabalhos propuseram alguns ajustes nos critérios de Bonner (1968) para os

algoritmos de detecção de JBNs. Mitchell, Arritt e Labas (1995) e Arritt et al. (1997) aplicaram a mesma metodologia de Bonner (1968) em dados de perfiladores de vento, porém separaram as três categorias de intensidade de JBNs de maneira excludente. Whiteman, Bian e Zhong (1997), ao analisar uma pequena climatologia de JBNs com uma rede densa de radiossondagens no estado de Oklahoma nos EUA, também empregaram categorias excludentes de intensidade de JBN e, além disto, adicionaram uma quarta categoria às aquelas elaboradas originalmente por Bonner (1968); nesta quarta categoria, de JBNs mais fracos, o vento máximo no JBN deve ser igual ou maior que 10 m s^{-1} e que, acima do JBN, os ventos diminuem em pelo menos 5 m s^{-1} até 3.000 m acima da superfície. Vale ressaltar também que o algoritmo de Whiteman, Bian e Zhong (1997) busca pelo JBN nos primeiros 3.000 m da troposfera, não se limitando aos primeiros 1.500 m como em Bonner (1968). O objetivo, segundo Whiteman, Bian e Zhong (1997), era incluir ocorrências distintas de JBNs não detectadas anteriormente com as 3 categorias originais de Bonner (1968). Walters e Winkler (2001), empregando dados de radiossondagens nos EUA, utilizaram critérios semelhantes ao de Bonner (1968) na detecção de JBNs, mas com os JBNs sendo identificados em uma categoria única com velocidades a partir de 8 m s^{-1} , contanto que superassem em mais de 4 m s^{-1} os ventos em superfície. Além disto, o núcleo dos JBNs poderia ocorrer até o nível de 700 hPa (portanto, semelhante a Whiteman, Bian e Zhong (1997)) e com os ventos tendo que apresentar um enfraquecimento de pelo menos 4 m s^{-1} até o nível de menor velocidade acima do JBN; o algoritmo de Walters e Winkler (2001) buscava este mínimo de velocidade até o nível de 550 hPa, o que é consideravelmente mais alto do que os 3.000 m usados por Bonner (1968) e por Whiteman, Bian e Zhong (1997). No Brasil, Corrêa (2005) e Campos e Santos (2007) empregaram os mesmos critérios de Whiteman, Bian e Zhong (1997) em estudos climatológicos de JBNs no Rio Grande do Sul utilizando radiossondagens, e caracterizaram sua sazonalidade, direções e alturas predominantes como função das diferentes categorias de intensidade do JBN, assim como a influência dos JBNs no transporte de umidade na baixa troposfera (CORRÊA, 2005).

Com dados globais horários de uma reanálise gerada com o auxílio do modelo numérico Mesoscale Model 5, Rife et al. (2010) documentaram JBNs noturnos ao redor do mundo examinando sua estrutura e ciclo diurno e buscando caracterizar os mecanismos de sua formação. Para a identificação destes jatos foi elaborado um índice de forma a caracterizar perfis de vento contendo JBNs que fossem, necessariamente, mais intensos no período da noite. Neste sentido, no algoritmo de Rife et al. (2010) os dois critérios a serem satisfeitos simultaneamente foram: (i) o vento 500 m acima da superfície (considerado por eles como sendo o nível do JBN) deve ser mais intenso à meia-noite do que ao meio-dia (horário local) e (ii) o vento à meia-noite local deve ser mais intenso em 500 m do que em 4.000 m acima da superfície. Com esta abordagem, Rife et al. (2010) produziram mapas regionais e globais de ocorrências de JBNs noturnos que não só ratificaram as regiões

já conhecidas de ocorrências de JBNs como também mostraram outros setores de JBNs menos estudados.

Ranjha et al. (2013) (seguidos depois por Lima et al. (2018) com algumas pequenas alterações) apresentaram um algoritmo de detecção de JBNs costeiros aplicado aos dados globais da reanálise ERA-Interim que seguiu critérios distintos ao de Bonner (1968) pois, entre outros aspectos, incluiu também informações do perfil vertical de temperatura. Pelo algoritmo de Ranjha et al. (2013) temos que (i) a velocidade máxima no núcleo do JBN deve superar em pelo menos 20% a velocidade do vento em superfície (i.e., no primeiro nível da reanálise), (ii) a velocidade do vento na camada que se estende entre a altura do JBN e 5.000 m acima desta altura deve cair até um valor equivalente a pelo menos 80% da velocidade do vento em superfície, (iii) a temperatura do ar na altura do JBN deve ser menor do que a temperatura do ar indicada dois níveis verticais acima (níveis verticais do modelo), e (iv) a inversão térmica detectada em (iii) não pode iniciar em superfície.

Versões modificadas da categoria 1 de Bonner (aqui mencionado como BC1) foram utilizadas em muitos estudos abordando a climatologia do JBNAS (e “jato do Chaco”) e sua influência em sistemas precipitantes da América do Sul (SAULO; NICOLINI; CHOU, 2000; SALIO; NICOLINI; SAULO, 2002; MARENGO et al., 2004; WEYKAMP; AMBRIZZI, 2006; SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007; SAULO; RUIZ; SKABAR, 2007; NASCIMENTO; HERDIES; SOUZA, 2016a). Utilizando perfis de vento obtidos de saídas numéricas, Saulo, Nicolini e Chou (2000) foram pioneiras em adaptar os critérios de BC1 para a detecção específica do JBNAS usando produtos numéricos; para isso propuseram as seguintes condições para um perfil de vento ser um JBN: (i) o vento máximo precisa ser maior que 12 m s^{-1} em algum nível de pressão entre a superfície e 850hPa; (ii) a componente meridional do vento precisa ser de norte; (iii) a diferença da velocidade do vento entre 850 e 700hPa ou entre 900 e 700hPa precisa ser maior ou igual que 6 m s^{-1} . Por sua vez, para identificar o “jato do Chaco”, Salio, Nicolini e Saulo (2002) (aqui mencionado como SNS02) realizaram uma ligeira mudança nos critérios de Saulo, Nicolini e Chou (2000); os requisitos estabelecidos para satisfazer um “jato do Chaco” foram: (i) o vento máximo precisa ser maior que 12 m s^{-1} em 850hPa²; (ii) a diferença da velocidade do vento entre 850 e 700hPa precisa ser maior ou igual que 6 m s^{-1} ; (iii) a componente meridional do vento precisa ser de norte e **maior que** a respectiva componente zonal sobre toda a área compreendida pela isotaca de 12 m s^{-1} . SNS02 mostraram que esta abordagem era adequada para a caracterização do JBNAS, especialmente no setor onde é mais frequente, nas vizinhanças do Altiplano Boliviano.

Os critérios de SNS02 foram utilizados com sucesso posteriormente por diversos trabalhos que abordaram aspectos climatológicos do JBNAS, podendo-se destacar, por exemplo, Marengo et al. (2004). Mais recentemente, em uma abordagem climatológica

²SNS02 também impuseram a condição deste escoamento ser originário de latitudes tropicais e atingir pelo menos 25°S

do JBNAS, Montini, Jones e Carvalho (2018) modificaram os critérios de SNS02 no que diz respeito ao limiar mínimo requerido para que um máximo de velocidade seja um JBN e também ao limiar mínimo correspondente ao cisalhamento do vento acima do núcleo do JBN. Ao invés de valores fixos arbitrários, eles utilizaram os respectivos percentis de 75% da velocidade do vento em 850 hPa e da diferença de velocidade entre 850 hPa e 700 hPa, sendo estes percentis calculados separadamente para cada estação do ano e para as localidades de SCLS e ME. Para citar como exemplo, Montini, Jones e Carvalho (2018) utilizaram, com base em perfis de vento extraídos da reanálise do ECMWF entre 1979 e 2016, o limiar de aproximadamente 10 m s^{-1} para a velocidade mínima em 850 hPa requerida para o JBN em ME no verão, e cerca de 16 m s^{-1} no inverno. Os autores também restringiram seu estudo para JBNs com intensa componente de norte, porém permitindo uma pequena faixa de direção do vento (a saber, entre $292,5^\circ$ e $315,0^\circ$) onde a componente zonal do JBN é maior que a meridional.

Além do trabalho de Montini, Jones e Carvalho (2018), ONK18 também mostraram que existem ocasiões em que os critérios BC1 e SNS02 falham em detectar JBNs bem definidos no perfil de vento, principalmente no setor leste da Bacia do Prata. Com base nestas limitações, ONK18 propuseram algumas pequenas modificações na categoria BC1 de detecção de JBNs visando identificar um espectro mais amplo destes fenômenos, incluindo-se aqueles mais elevados e com intensa orientação zonal. Neste contexto, para ser considerado um JBN as seguintes condições deveriam ser satisfeitas simultaneamente (ONK18):

—> O perfil vertical do vento deve exibir um máximo relativo maior ou igual a 12 m s^{-1} entre a superfície e 3.000 m de altura;

—> A partir da sua velocidade máxima, a magnitude do vento deve decrescer em pelo menos 6 m s^{-1} até o primeiro mínimo de velocidade encontrado acima do JBN ou em 4.000 m de altura, o que acontecer primeiro.

As modificações do critério BC1 original consistiram então em (i) aprofundar a camada em que se busca a existência de um máximo relativo na velocidade do vento (de 1.500 m para 3.000 m de altura) e (ii) aprofundar a camada onde se busca o mínimo relativo acima (de 3.000 m para 4.000 m de altura). Além disto, os critérios de ONK18 não impunham que a componente meridional do vento no JBN fosse maior que a zonal. A modificação (i) (ou semelhante a (i)) é também encontrada em outros estudos de JBNs, como em Whiteman, Bian e Zhong (1997), Walters e Winkler (2001), Chen e Tomassini (2015) e Doubler et al. (2015), enquanto que a modificação (ii) é semelhante à empregada em Walters e Winkler (2001) e Doubler et al. (2015). Empregando as modificações descritas acima em dados da reanálise CFSR e em radiossondagens na Bacia do Prata, ONK18 mostraram um aumento considerável de perfis de vento contendo JBNs de norte quando comparado com a utilização dos critérios BC1 ou SNS02, não só na região do Altiplano Boliviano como também em outros setores importantes, como as Sierras de Córdoba na

Argentina, e a região da fronteira tríplice entre Brasil, Argentina e Paraguai.

O presente estudo expande a investigação iniciada em ONK18 e a metodologia empregada é apresentada no próximo capítulo.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 DADOS EMPREGADOS E REGIÃO DE ESTUDO

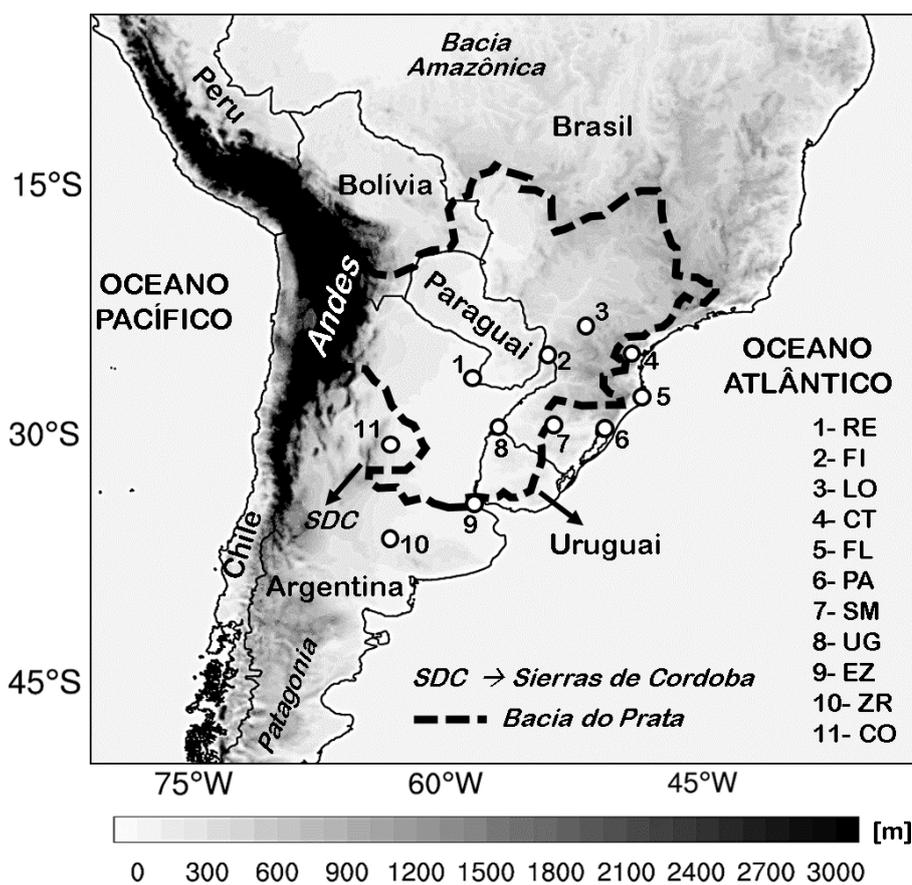
Neste trabalho, para caracterizar JBNs e as condições atmosféricas associadas a este fenômeno na América do Sul são utilizados os campos numéricos do CFSR-CFSv2, disponíveis nos quatro horários sinóticos (00, 06, 12 e 18 UTC), no período de 1980-2017. Estes dados tridimensionais possuem espaçamento horizontal de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ latitude-longitude e são disponibilizados em 27 níveis de pressão troposféricos, de 1000 hPa a 100 hPa. Para a detecção de eventos de JBNs são utilizados apenas os ventos nos níveis de pressão acima da superfície e ignoraram-se os pontos de grade em que a superfície está acima de 850 hPa. O domínio geográfico do estudo abrange toda a América do Sul, de 10°N - 45°S e 90°W - 30°W .

Outra fonte de dados empregada neste trabalho são as radiossondagens operacionais realizadas na Bacia do Prata no período entre 1996 e 2015 (mesmo conjunto de dados estudados por Nascimento et al. (2016) e ONK18). Os perfis de vento das radiossondagens serão avaliados pelos critério ONK18 na busca da detecção de JBNs, colaborando para a validação dos resultados obtidos com o CFSR-CFSv2 dentro do mesmo período. A distribuição das estações de altitude utilizadas neste estudo é visualizada na figura 3.1. A tabela 3.1 lista as estações de ar superior empregadas e o tamanho das amostras de perfis de vento para cada estação, resultando em um total de 69.837 perfis de vento, o que representa 43% do número de perfis que teríamos disponíveis se as observações ocorressem duas vezes por dia em todo o período. É importante ressaltar que o conjunto de dados não é uniformemente distribuído entre 00 UTC e 12 UTC (tabela 3.1). O horário das 12 UTC é o que apresenta o maior número de observações (aproximadamente 66% do total) uma vez que os perfis das 00 UTC são escassos na Argentina.

3.2 CLIMATOLOGIA E ANÁLISE DA SENSIBILIDADE DOS RESULTADOS AOS DIFERENTES CRITÉRIOS

De maneira semelhante ao feito em ONK18, é feita uma análise de sensibilidade dos critérios de detecção dos JBNs na América do Sul, em que emprega-se critérios propostos por SNS02, BC1 e ONK18 (detalhados na revisão bibliográfica). Os algoritmos de detecção de JBN (SNS02, BC1 e ONK18) são aplicados aos perfis de vento extraídos do CFSR-CFSv2 para cada ponto de grade do domínio de interesse no período de 1980 a

Figura 3.1 – Mapa geográfico informando a elevação do terreno da América do Sul (sombreado cinza) e destacando a Bacia do Prata (linha pontilhada) e Sierras de Córdoba (SDC). Os círculos enumerados indicam a distribuição espacial das estações de ar superior analisadas neste estudo. Mais informações sobre as estações são encontradas na tabela 3.1.



Fonte: Adaptado de ONK18

2017. Primeiramente, são gerados mapas com o número médio de dias por ano com ocorrência de JBNs utilizando-se os diferentes critérios. Assim como em ONK18, um dia com JBN é definido como sendo um dia em que pelo menos 1 dos quatro horários (00, 06, 12 ou 18 UTC) acusa um perfil com JBN. Investiga-se a sensibilidade das regiões propensas à observação do fenômeno como função do critério selecionado. Os ciclos sazonal e diurno dos JBNs também foram analisados nesta mesma abordagem. Neste sentido, algumas localidades-chave foram selecionadas para a geração de histogramas de detecção de JBNs como função do mês e do horário do dia, comparando-se os três critérios. Para estas mesmas localidades, serão gerados histogramas da direção e velocidade do vento, do nível de pressão do núcleo dos JBNs detectados com ONK18. Entre estas localidades incluem-se Santa Cruz de la Sierra (SCLS, Bolívia), Córdoba (Argentina), Foz do Iguaçu, Santa Maria, costa do Rio Grande do Sul, Norte do Pará e na costa do Rio de Janeiro (Brasil). A posição geográfica destes pontos pode ser visualizada na figura 3.2.

Tabela 3.1 – Lista das estações operacionais de radiossondagens da Bacia do Prata utilizadas neste estudo informando abreviaturas, dados geográficos, e tamanho das amostras de perfis de vento. O período de dados é de 1996 a 2015.

Est. Radiossond.	Abreviação	Código	Localização	Elevação	Total de perfis
Córdoba	CO	SACO	31.3°S-64.2°O	474 m	2922
Curitiba	CT	SBCT	25.5°S-49.2°O	902 m	8492
Ezeiza/Buenos Aires	EZ	SAEZ	34.8°S-58.5°O	20 m	7629
Florianópolis	FL	SBFL	27.6°S-48.5°O	5 m	6650
Foz do Iguaçu	FI	SBFI	25.5°S-54.6°O	180 m	7534
Londrina	LO	SBLO	23.3°S-51.3°O	569 m	4936
Porto Alegre	PA	SBPA	30.0°S-51.2°O	3 m	9923
Resistência	RE	SARE	27.5°S-59.0°O	52 m	4688
Santa Maria	SM	SBSM	29.7°S-53.7°O	85 m	5408
Santa Rosa	ZR	SAZR	36.6°S-64.2°O	20 m	5418
Uruguiana	UG	SBUG	29.8°S-57.0°O	74 m	4237

Fonte: Adaptado de ONK18

Para se obter uma melhor clareza dos resultados obtidos com o CFSR-CFSv2, são feitos mapas com o número médio de dias por ano com ocorrência de JBN utilizando os dados de reanálise do European Center for Medium-Range Weather Forecasting European Center for Mediumrange Weather Forecasts (ERA-interim; Dee et al. (2011)) para o mesmo período e domínio geográfico empregados com os dados do CFSR-CFSv2. Os dados do ERA-interim utilizados possuem espaçamento horizontal de $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ latitude-longitude. São avaliados os desempenhos dos dois dados de reanálise em relação às observações das estações de radiossondagens da Bacia do Prata. Para isto são feitas tabelas de contingência 2×2 entre as detecções dos JBNs feita pela reanálise e as observações das radiossondagens. Um exemplo é mostrado na tabela 3.2, em que “a” representa o total de vezes que a observação e a reanálise detectaram o jato simultaneamente, “b” representa o total de vezes que a observação detectou e a reanálise não, “c” representa o total de vezes que a observação não detectou e a reanálise sim, e “d” representa o total de vezes que ambos não detectaram o jato.

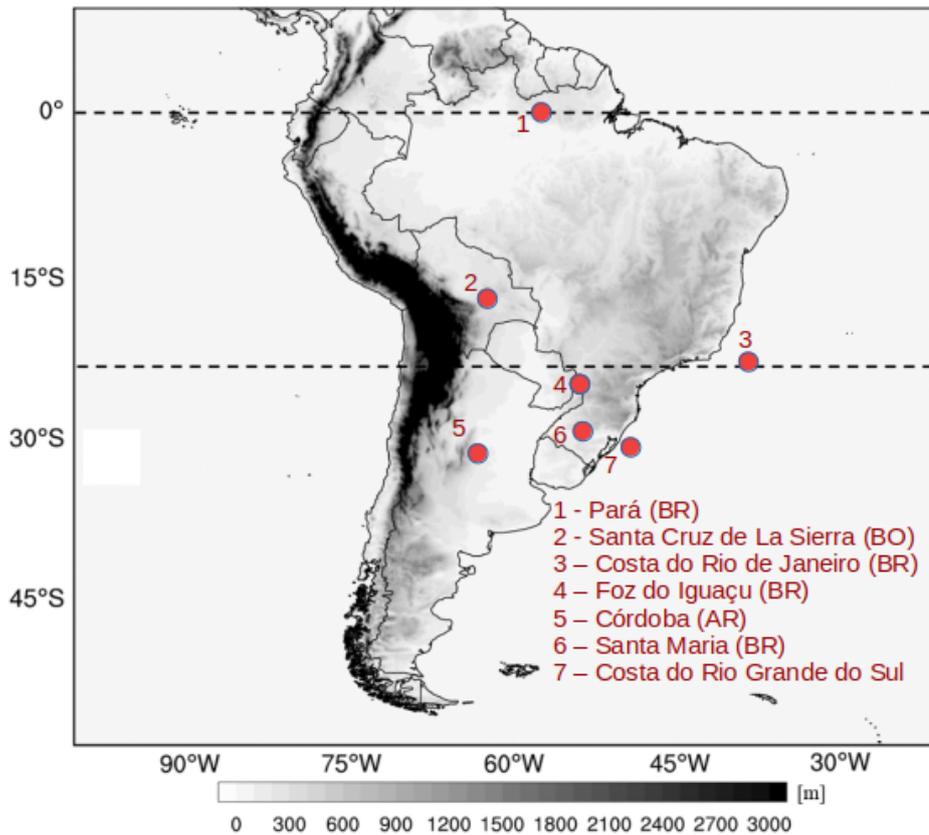
Tabela 3.2 – Exemplo de tabela de contingência, a qual é utilizada para a comparação entre as observações das radiossondagens e os dados de reanálise em detectar JBNs. As letras a, b, c e d são explicadas no texto.

Reanálise	Observado	
	Sim	Não
Sim	a	b
Não	c	d

Fonte: Adaptada de Wilks (2011)

A partir da tabela, calcula-se os seguintes parâmetros de desempenho: (i) *Probabi-*

Figura 3.2 – Mapa geográfico da área de estudo, o qual informa a distribuição espacial das localidades-chaves analisadas aqui (círculos vermelhos enumerados)



Fonte: Adaptado de ONK18

lity of detection (PD, Probabilidade de detecção), mostrado na equação 3.1, em que para um modelo ideal o valor deve ser 1; (ii) *Critical Success Index* (Índice de Sucesso Crítico, ISC), mostrado na equação 3.2, em que para um modelo ideal o valor deve ser 1; (iii) *Bias* (Viés, V), mostrado na equação 3.3, em que para um modelo ideal o valor é 1; e (iv) *False Alarm Ratio* (Razão de Alarme Falso, RAF), mostrado na equação 3.4, em que para um modelo ideal o valor é 0 (WILKS, 2011).

$$PD = \frac{a}{a + c} \quad (3.1)$$

$$ISC = \frac{a}{a + b + c} \quad (3.2)$$

$$V = \frac{a + b}{a + c} \quad (3.3)$$

$$RAF = \frac{b}{a + b} \quad (3.4)$$

Avalia-se também a velocidade e nível de pressão e direção do núcleo dos JBNS

detectados pelas radiossondagens e pelos dados de reanálise através da geração de histogramas e cálculos de índices estatísticos. Utiliza-se o viés relativo (diferente do descrito anteriormente) e o erro médio absoluto (EMA) (ZAMBRANO-BIGIARINI, 2014). O viés relativo, descrito pela equação 3.5, fornece a tendência de subestimativa (valores negativos) ou superestimativa (valores positivos) do modelo e é expresso em porcentagem (%), variando de -100 a 100%. Um modelo ideal apresenta viés igual a 0. Já o EMA consiste no valor absoluto da diferença entre o simulado e observado (equação 3.6), fornecendo uma estimativa da acurácia do modelo. O EMA é expresso na mesma unidade da variável avaliada.

$$VIES = \frac{\sum_{i=1}^n (A_i^{sim} - A_i^{obs}) 100}{\sum_{i=1}^n A_i^{obs}} \quad (3.5)$$

$$EMA = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (|A_i^{sim} - A_i^{obs}|) \quad (3.6)$$

Nas equações 3.5 e 3.6, para um dado horário de JBN detectado A_i^{sim} e A_i^{obs} são, respectivamente, a variável simulada pelos modelos numéricos e a variável observada pelas estações de radiossondagens. As variáveis analisadas aqui são a velocidade e o nível de pressão do núcleo do jato. Já n é o total de eventos de JBNs detectados simultaneamente pelas estações de altitudes e os dados de reanálise.

3.3 PADRÕES SINÓTICOS ASSOCIADOS AOS JBNS

São caracterizados os padrões de escala sinótica associados a ocorrências de JBNs identificados pelo uso do critério ONK18. Esta análise é conduzida através da geração de composições sinóticas médias para os dias em que JBNs foram detectados em uma dada localidade-chave em pelo menos um dos quatro horários sinóticos. Para cada localidade seleciona-se apenas os JBNs mais intensos, isto é, que a velocidade do JBN, em um dado horário, foi acima do percentil de 75%. As cinco localidades selecionadas para este fim são: Santa Cruz de La Sierra, Córdoba, Santa Maria, Foz do Iguaçu e costa do Rio de Janeiro (posição geográfica mostrado na figura 3.2). Já as variáveis meteorológicas empregadas são o vento em 250 e 850hPa; altura geopotencial em 500 e 850 hPa; umidade específica em 850 hPa; pressão ao nível do mar; espessura da camada entre 1000 hPa-500 hPa. Calcula-se as anomalias destas variáveis em relação à climatologia de cada estação do ano. Neste trabalho são mostrados apenas as composições para a estação do ano que o jato foi mais frequente na localidade. Os campos sinóticos médios de cada estação do ano podem ser visualizados no apêndice. O domínio espacial dos campos sinóticos compreendeu o setor de 10°N-60°S e de 30°O-100°O.

4 RESULTADOS

4.1 CLIMATOLOGIA DOS JBNS DE NORTE NA AMÉRICA DO SUL

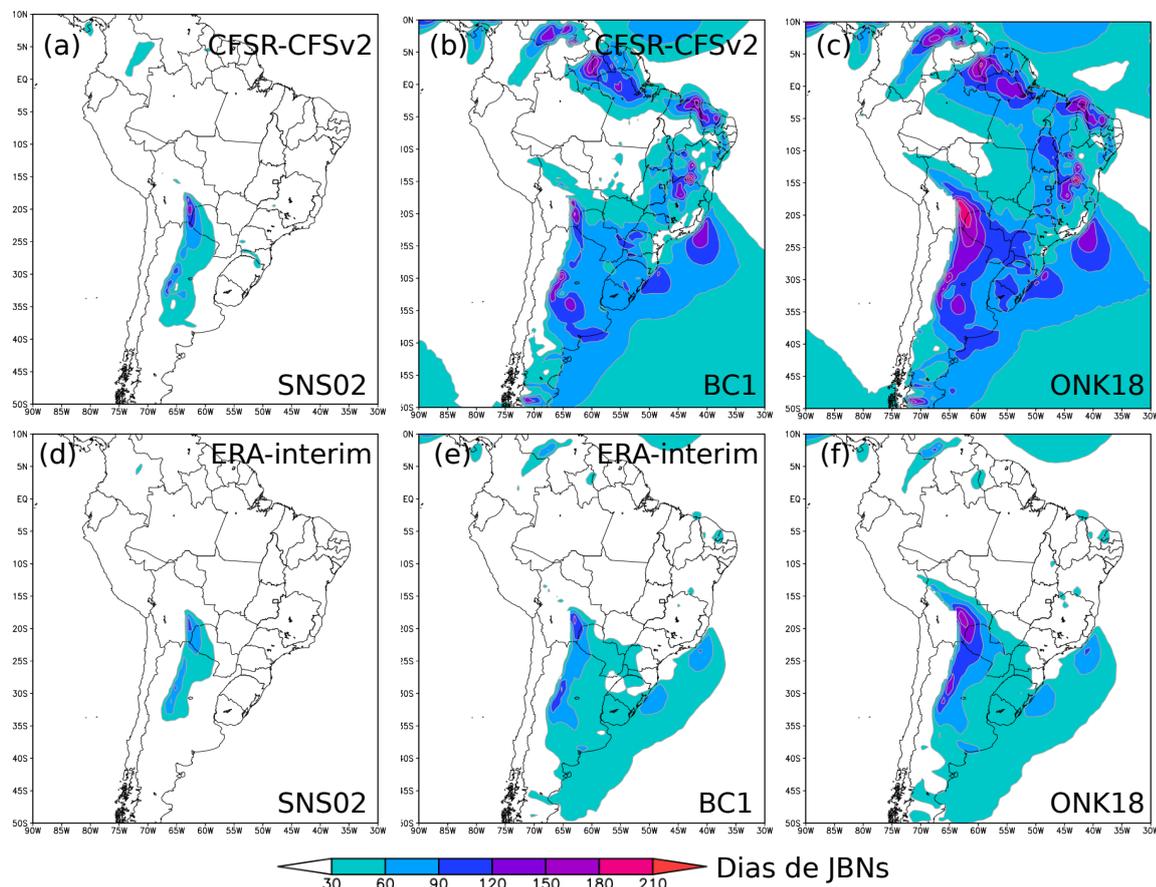
Neste capítulo são discutidos os resultados da climatologia das ocorrências de JBN (de norte) na América do Sul entre 10°N e 50°S utilizando-se a abordagem proposta em ONK18. As sensibilidades de alguns dos resultados a diferentes critérios (SNS02 versus BC1 versus ONK18) e a diferentes fontes de dados (reanálise CFSR-CFSv2 versus reanálise ERA-interim) também são apresentadas, assim como a comparação entre os resultados obtidos com as reanálises e com os dados de radiossondagens para o período entre 1996 e 2015.

4.1.1 Dias com detecção de JBNS: análise anual e intercomparação de reanálises

Nesta etapa analisa-se o número médio de dias por ano com a detecção de JBNS na América do Sul no período de 1980-2017 comparando-se os critérios SNS02, BC1 e ONK18 aplicados a duas bases de dados distintas: reanálises CFSR-CFSv2 e ERA-interim. A figura (4.1) mostra os resultados obtidos revelando as áreas com 30 ou mais dias por ano com a identificação de JBNS. Os critérios SNS02 e ONK18 ressaltam, para as duas reanálises, que a máxima atividade de JBNS de norte se dá em um setor meridionalmente orientado localizado ao longo da encosta leste dos Andes, entre o centro-sul da Bolívia e o oeste da Argentina, região esta que inclui a posição central climatológica do JBNAS no Altiplano Boliviano (VERA et al., 2006) e as Sierras de Córdoba. Para BC1, contudo, este destaque geográfico só fica melhor evidenciado quando os dados do ERA-interim são empregados (figura 4.1e); com os dados dos CFSR-CFSv2, os critérios BC1 mostram diversos outros setores da América do Sul com mesma frequência de JBNS que no setor JBNAS (figura 4.1b)). De uma forma geral, estes resultados são semelhantes aos encontrados por ONK18 para os subtropicais e as latitudes médias da América do Sul para um período de análise mais curto (1996-2010) (vide a Figura 3 daquele trabalho). Porém, a aparente falta de destaque do setor do JBNAS quando comparado com as outras regiões da América do Sul ao aplicar-se os critérios BC1 nos dados do CFSR-CFSv2 só fica evidenciado, naturalmente, pela análise em escala continental mostrada aqui.

Semelhante ao discutido em ONK18, nota-se, para ambas as reanálises, uma frequência relativamente baixa (i.e., abaixo de 30 dias por ano) de JBNS no setor leste da Bacia do Prata e na área oceânica do Atlântico Sul quando utilizamos os critérios de SNS02. Com BC1 e ONK18 estes setores surgem com mais de 30 dias por ano em média, especial-

Figura 4.1 – Número médio de dias por ano com JBNs na América do Sul para o período de 1980-2017 utilizando-se os dados da reanálse CFSR-CFSv2 (primeira linha) e da reanálse ERA-interim (segunda linha), considerando-se os três diferentes conjuntos de critérios: (a,d) SNS02; (b,e) BC1; (c,f) ONK18. O sombreado colorido delimita as áreas com 30 ou mais dias por ano com JBN (vide convenção de cores).



Fonte: Própria autora

mente com a reanálse CFSR-CFSv2, indicando que a ocorrência de JBNs nestas regiões não é rara. Além disto, com a ampliação da área de estudo (comparada com o trabalho de ONK18), identifica-se agora, principalmente com os dados do CFSR-CFSv2, diversos máximos secundários de ocorrências de JBNs na América do Sul quando os critérios BC1 e ONK18 são empregados (figura 4.1b,c).

Uma atividade máxima secundária de JBNs surge no Oceano Atlântico próximo à costa do Rio de Janeiro, com mais de 120 (60) dias em média por ano quando usando a base de dados do CFSR-CFSv2 (ERA-interim). Santos e Reboita (2018) também encontraram um resultado semelhante nos dados do ERA-interim ao analisarem o período entre 2001 e 2015 (vide a Figura 3 daquele artigo) apesar de não ressaltarem este detalhe já que a atenção naquele trabalho era voltada para o setor do JBNAS. Assim como no outro setor marítimo de JBN próximo ao litoral sul do Brasil, este sistema pode ser a manifestação de um JBN costeiro. Na climatologia global de Ranjha et al. (2013) enfatizando JBNs

costeiros, os autores também encontraram perfis de vento tipo JBN no litoral sudeste e sul do Brasil, porém foram descartados da amostra de JBNs costeiros uma vez que o perfil de temperatura nestes sistemas não satisfizeram os critérios propostos por eles (vide a revisão bibliográfica no capítulo anterior). Este setor de JBNs na costa do Rio de Janeiro será analisado com mais detalhes neste trabalho dada sua potencial importância para as atividades do setor petrolífero na Bacia de Campos.

Nos resultados obtidos com a reanálise CFSR-CFSv2, nota-se que JBNs são relativamente frequentes também entre o sul da Bahia e o estado de Minas Gerais (figura 4.1b,c). Sugahara e Rocha (1996), ao estudarem a relação entre os JBNs e a ZCAS durante 7 verões (1980-1987) com os dados da primeira reanálise do NCAR-NCEP, também identificaram um máximo secundário de ocorrência de JBNs no sudeste do Brasil estendendo-se até o Atlântico (ou seja, agrupando os setores continental e costeiro dentro de um único máximo). Os autores ainda indicaram que os JBNs sobre esta região ocorrem nos dias em que não é detectada a ocorrência do JBNAS. Saulo, Nicolini e Chou (2000) e Rife et al. (2010) também identificaram JBNs próximos a esta região, porém apenas no setor continental. Com os dados do CFSR-CFSv2 (figura 4.1b,c) também foi revelada uma frequência relativamente alta dos JBNs no setor norte da Região Nordeste do Brasil e no norte do estado do Pará e em Roraima. JBNs nestas regiões já foram alvo de alguns estudos, como por exemplo Vasconcelos (2010) para o interior do Ceará, e Alcântara et al. (2011) para o nordeste do Pará. O parâmetro de detecção de JBNs noturnos por Rife et al. (2010) também reportou eventos em uma ampla faixa que engloba os dois setores citados acima (vide sua Figura 4b). Outra região de alta atividade dos JBNs foi identificada pelos critérios BC1 e ONK18 aproximadamente ao longo do Vale do Rio Orinoco no centro-norte da Venezuela em ambas as reanálises. O algoritmo de detecção de JBNs empregado por Saulo, Nicolini e Chou (2000) também identificou JBNs naquela região, e o trabalho de Jimenez-Sanchez e Markowski (2017) também abordam as ocorrências de JBN naquele setor.

A boa concordância que existe entre os setores de JBNs identificados pelos critérios de ONK18 (particularmente nos dados da reanálise CFSR-CFSv2) e a documentação na literatura científica aumenta a confiança na robustez dos resultados descritos acima. Ainda quanto à delimitação destas áreas, o uso dos critérios propostos por ONK18 não resulta em uma diferença muito grande quando comparado com BC1; porém, em alguns setores, como sobre o Altiplano Boliviano e a tríplice fronteira Argentina-Brasil-Paraguai, há um aumento substancial de dias por ano com JBNs ao usar ONK18 (figura 4.1), o que se deve portanto à maior profundidade da camada nos quais eles são rastreados.

De uma maneira geral, as duas reanálises apontam resultados semelhantes quanto à localização das regiões com atividade mais frequente de JBNs na Bacia do Prata, apesar do menor número de dias obtido com o ERA-interim. Fora da Bacia do Prata, porém, as diferenças ficaram mais aparentes (figura 4.1) porque o resultado obtido com o ERA-interim

apresentou bem menos setores onde superou-se os 30 dias por ano com JBNs. Neste contexto, Montini, Jones e Carvalho (2018) compararam a caracterização do JBNAS entre cinco reanálises distintas e as observações de radiossondagens na região durante o experimento SALLJEX. Apesar do bom desempenho da reanálise CFSR-CFSv2 em representar os perfis de vento observados nos JBNs detectados por eles, os autores encontraram que o ERA-interim foi a reanálise de melhor performance neste sentido.

Seguindo uma mesma abordagem crítica dos dados, investiga-se aqui qual reanálise (CFSR-CFSv2 ou ERA-interim) melhor replica as estatísticas de ocorrências dos JBNs nos perfis de vento observados nas estações de radiossondagens da Bacia do Prata para o período entre 1996 e 2015. Para este fim em particular, apenas os critérios de ONK18 foram empregados. Os perfis de vento extraídos das duas reanálises referiram-se ao ponto de grade mais próximo de cada estação de radiossondagem (vide tabela 3.1) e selecionando apenas os dados dos dias e horários em que havia observações disponíveis com as radiossondagens. Considerando-se todas as localidades, identificou-se um total de 7.032 eventos de JBNs pelas radiossondagens, representando 10,1% do total de perfis analisados. Dos respectivos perfis de vento da reanálise CFSR-CFSv2, 9,2% deles caracterizaram um JBN, enquanto que para o ERA-interim apenas 5,5% dos perfis de vento exibiram um JBN, representando uma subestimativa considerável. Estes números porém não fornecem uma avaliação completa uma vez que, isoladamente, não informam o grau de correspondência entre os JBNs observados e os JBNs detectados pelas reanálises.

Para melhor avaliar e comparar o desempenho das reanálises, analisa-se as tabelas de contingência na 4.1 que relacionam a detecção e não-detecção de JBNs entre os perfis observados de vento e os extraídos das duas reanálises. A reanálise CFSR-CFSv2 indicou a presença de JBNs simultaneamente com a respectiva observação em 2709 perfis de vento, o que resulta em uma probabilidade de detecção de 0,385. Para o ERA-interim o desempenho foi pior, de 0,297. Como já esperado pelo resultado descrito anteriormente, a reanálise CFSR-CFSv2 apresentou o melhor índice de viés: 0,914, contra 0,547 para ERA-interim. Em contrapartida, CFSR-CFSv2 foi a que apresentou a maior razão de alarme falso: 0,578, versus 0,458 para a reanálise ERA-interim. Finalmente, o índice de sucesso crítico para CFSR-CFSv2 foi de 0,252, sendo ligeiramente melhor do que para ERA-interim (0,237). Os parâmetros de desempenho são mostrados de maneira resumida na tabela 4.1. A probabilidade de detecção variou bastante em função da estação de radiossondagem, como ilustrado na figura 4.2. Por exemplo, em Córdoba a reanálise CFSR-CFSv2 (ERA-interim) detectou um JBN simultaneamente com a observação em aproximadamente 41% (43%) dos casos de JBNs observados; entretanto, em Curitiba a probabilidade de detecção foi de apenas 16% (22%). Em quase todas as localidades analisadas a reanálise CFSR-CFSv2 apresentou um índice melhor do que (ou semelhante ao) de ERA-interim, com a exceção sendo Curitiba. Chama-se atenção para a diferença maior entre as duas reanálises em Foz do Iguaçu e em Londrina, onde o CFSR-CFSv2

apresentou uma vantagem mais acentuada.

Tabela 4.1 – Tabela de contingência relacionando os eventos de JBNs detectados nos perfis de vento observados na Bacia do Prata (vide tabela 3.1) e os identificados pelas reanálises CFSR-CFSv2 (tabela da esquerda) e ERA-interim (tabela da direita) para o período entre 1996-2015. Foram usados os critérios de ONK18 para a detecção de JBNs.

CFSR- CFSv2	Observado		ERA- interim	Observado	
	Sim	Não		Sim	Não
Sim	2709	3715	Sim	2087	1763
Não	4323	59090	Não	4945	61042

Fonte: Própria autora

Tabela 4.2 – Parâmetros de desempenho (Probabilidade de detecção [PD], Índice de Sucesso Crítico [ISC], Viés [V] e Razão de Alarme Falso [RAF]) encontrados a partir da tabela de contingência 4.1 relacionando os eventos de JBNs detectados nos perfis de vento observados na Bacia do Prata e os identificados pelas reanálises CFSR-CFSv2 e ERA-interim para o período entre 1996-2015.

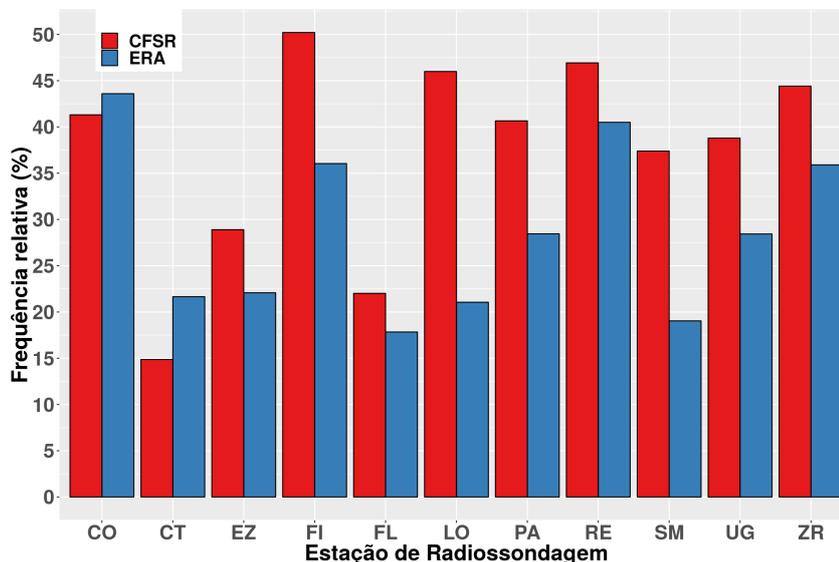
	PD	ISC	V	RAF
CFSR-CFSv2	0,385	0,252	0,914	0,578
ERA-interim	0,2914	0,237	0,547	0,458

Fonte: Própria autora

Prosseguindo na intercomparação das reanálises, a figura 4.3 mostra os histogramas da distribuição da velocidade (intervalo de classe de 2 m s^{-1}) e do nível de pressão (intervalo de classe de 25 hPa) do núcleo dos JBNs detectados pelo critério ONK18, comparando-se os resultados entre as observações (RAOBS) e as duas reanálises. Deve-se lembrar mais uma vez que, para esta análise, foram extraídos das reanálises apenas os perfis de vento nos pontos de grade mais próximos dos sítios de radiossondagens e apenas para os dias e horários em que havia observações disponíveis. No que diz respeito à velocidade máxima (figura 4.3a), os três conjuntos de dados apresentam uma distribuição semelhante, com o pico de velocidade na classe de $14\text{-}15 \text{ m s}^{-1}$. Entretanto, para algumas classes de velocidades mais altas há um número maior de eventos de JBNs nas observações do que nos perfis de vento das reanálises. De fato, o viés relativo informou que CFSR-CFSv2 e ERA-interim subestimaram a velocidade dos JBNs quando considera-se todas as classes de velocidade; para o ERA-interim este viés foi de -14% , enquanto que para o CFSR-CFSR foi de -8% . O EMA apontou uma acurácia um pouco melhor para a reanálise CFSR-CFSv2, sendo este de $2,5 \text{ m s}^{-1}$, contra $2,9 \text{ m s}^{-1}$ para a ERA-interim.

Os histogramas na figura 4.3b informam, para os três conjuntos de dados, que o intervalo de classe de nível de pressão mais frequente para o núcleo dos JBNs é aquele

Figura 4.2 – Frequência relativa de episódios de JBNs na Bacia do Prata detectados pelas reanálises CFSR-CFS2 e ERA-interim simultaneamente com a observação em relação ao total de JBNs identificados nos perfis de vento (i.e., probabilidade de detecção) para cada estação de radiossondagem analisada (vide tabela 3.1 para rever as abreviaturas)



Fonte: Própria autora

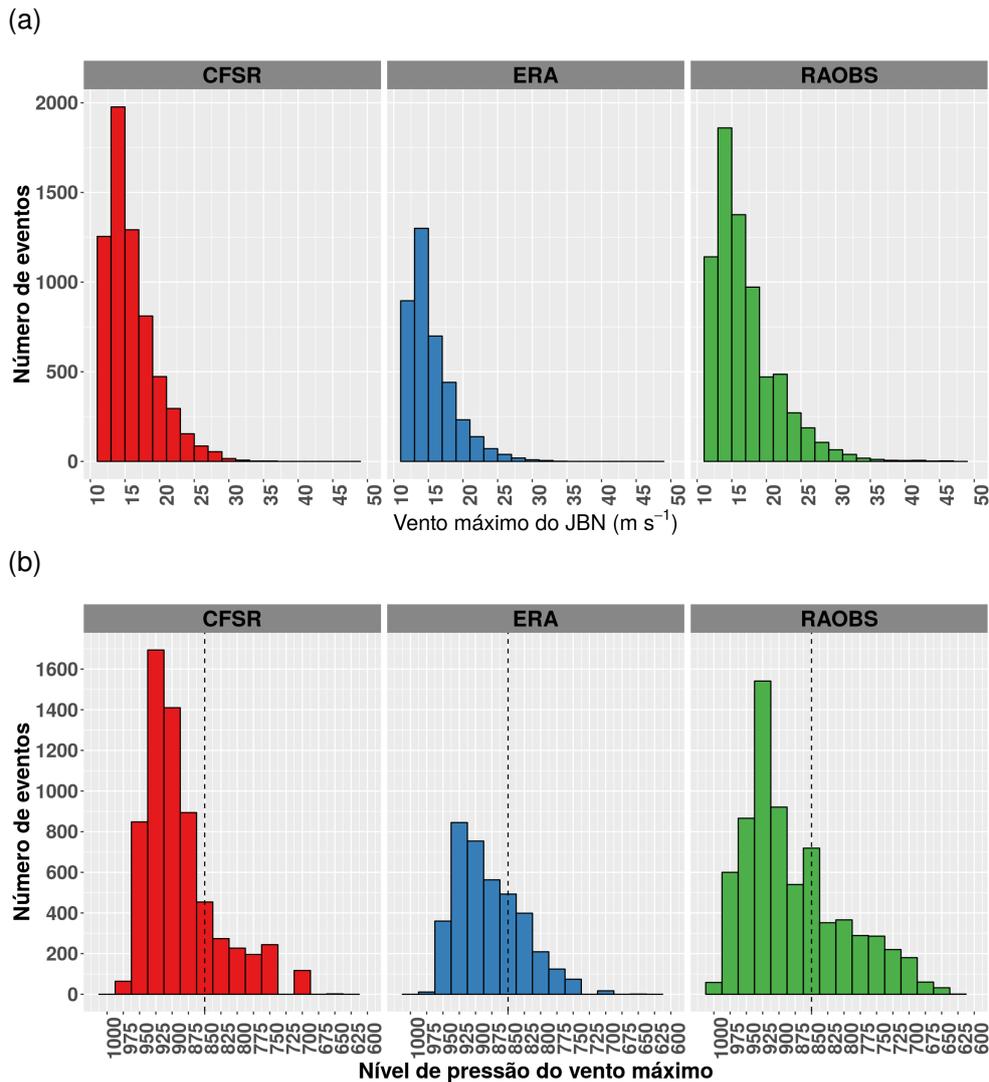
centrado em 925 hPa, ficando então (geometricamente) abaixo do nível isobárico empregado por SNS02 e diversos outros autores para a detecção de JBNs na América do Sul (850 hPa; destacado pelas linhas tracejadas na figura 4.3b). O espectro de níveis de pressão é relativamente largo nas três amostras, sendo, contudo, mais disperso nas observações do que nas duas reanálises. De fato, a figura 4.3b revela que a cauda da distribuição nas pressões mais baixas (i.e., JBNs mais altos) é mais extensa na amostra das observações. No caso da reanálise CFSR-CFSv2 a probabilidade de detecção de JBNs acima dos 1.500 m foi de apenas 0,108 e na ERA-interim foi de 0,068, indicando uma dificuldade maior das reanálises em detectar os JBNs mais altos simultaneamente com as observações. Apesar disto, quando se consideram as amostras completas de **todos** os JBNs que foram detectados nas reanálises e nas observações simultaneamente, encontrou-se, para o nível de pressão dos JBNs, um pequeno viés de -0,60 % para CFSR-CFSv2 e de -1,40 % para ERA-interim, mostrando que as reanálises subestimaram ligeiramente o nível isobárico (ou, equivalentemente, superestimaram ligeiramente a altura) do núcleo dos JBNs. Além disto, em ambas as reanálises o EMA para o nível de pressão do JBN foi de aproximadamente 30 hPa, o que equivale aproximadamente a 1 intervalo de classe usado na construção dos histogramas da figura 4.3b.

Quando analisados conjuntamente, os resultados acima consolidam a discussão realizada em ONK18 de que não é adequado buscar detectar JBNs utilizando-se níveis verticais fixos ou faixas muito estreitas de alturas, exceto que haja uma motivação muito particular para isto. Além disto, deve-se frisar que, como o nível de 850 hPa fica, em média,

em torno dos 1.500 m acima da superfície, a grande maioria dos JBNs identificados acima deste nível não foi detectada pelo algoritmo original de BC1 que limita a busca pelo JBN nos primeiros 1.500 m. É importante também ressaltar que a figura 4.3 confirma, visualmente, o resultado anterior de que a amostra de JBNs obtidas da reanálise ERA-interim é menor do que aquelas da CFSR-CFSv2 e das observações.

Finalmente, os resultados acima, obtidos para a Bacia do Prata, indicam que as duas reanálises mostraram algumas deficiências na identificação dos JBNs e na caracterização de sua estrutura. No entanto, entre as duas reanálises, a do CFSR-CFSv2 apresentou resultados melhores no contexto geral, o que pode ser atribuído a uma maior resolução horizontal em relação ao ERA-interim. Por este motivo, as análises realizadas daqui em diante utilizarão somente os dados da reanálise CFSR-CFSv2.

Figura 4.3 – Histogramas mostrando a distribuição de eventos de JBNs detectados pelas estações de radiossondagens na Bacia do Prata (vide tabela 3.1) e pelos perfis de vento extraídos das reanálises CFSR-CFSv2 e ERA-interim para os respectivos pontos de grade mais próximos das estações e para os dias e horários em que as radiossondagens eram disponíveis; (a) como função da velocidade máxima do vento no JBN (intervalo de classe de 2 m s^{-1}); (b) como função do nível de pressão do núcleo JBN (intervalo de classe de 25 hPa); em (b) atente para as abscissas com escala invertida para os níveis de pressão.



Fonte: Própria autora

4.1.2 Variabilidade sazonal dos JBNs na América do Sul.

A figura 4.4 ilustra a distribuição espacial do número médio de dias com JBNs por estação do ano comparando-se os diferentes conjuntos de critérios aplicados aos dados do CFSR-CFSv2 no período 1980-2017. Independentemente do algoritmo utilizado, observa-se permanentemente ao longo do ano a ocorrência de eventos de JBNs em uma faixa

meridionalmente alongada a leste dos Andes, o que é um resultado esperado porque inclui o setor típico de atividade do JBNAS (i.e., o Altiplano Boliviano). Confirmando os resultados do trabalho de ONK18, mesmo na região do JBNAS a detecção de JBNs utilizando o algoritmo de SNS02 acusou menos dias do que empregando BC1 e ONK18.

Quando compara-se BC1 com ONK18 (segunda e terceira colunas da figura 4.4) nota-se um aumento considerável de dias com JBNs na fronteira Bolívia-Paraguai em todas as estações do ano, indicando que a ocorrência JBNs elevados naquela importante região é frequente. Isto é confirmado pela figura 4.5 que mostra a distribuição do número total de eventos de JBNs identificados com o algoritmo ONK18 como função do nível de pressão da velocidade máxima do JBN para sete localidades selecionadas (indicadas na figura 3.2). SCLS na Bolívia foi a única localidade onde o nível de pressão mais frequente ficou (geometricamente) acima dos 850 hPa. A figura 4.6, a qual compara os totais **mensais** de episódios de JBNs identificados com os três diferentes algoritmos para as sete localidades, também confirma que SCLS foi o local que exibiu a maior diferença entre BC1 e ONK18 (figura 3.2a), com esta diferença sendo mais expressiva entre maio e outubro. De qualquer forma, os três critérios informam que a maior frequência de JBNs em SCLS foi durante o inverno, o que está de acordo com os resultados de Santos e Reboita (2018). Deve-se ter em mente que o fato de o JBNAS ser mais frequente no inverno não implica que o transporte meridional de umidade efetuado por ele seja mais importante nesta estação; na verdade o estudo de Montini, Jones e Carvalho (2018) confirmou os diversos resultados anteriores de que é na estação quente que este transporte é mais intenso.

Ao contrastarmos os resultados obtidos com os critérios de ONK18 entre inverno (figura 4.4f) e verão (figura 4.4l) nas latitudes médias e subtropicais, nota-se uma tendência de maior frequência de dias com JBNs em latitudes mais baixas no inverno (sul do Brasil e Bolívia-Paraguai) e em latitudes mais altas no verão (entre Mendoza e o litoral da Argentina). Por exemplo, o histograma da frequência mensal de JBNs para a cidade de Foz do Iguaçu (figura 4.6), localizada no sul do Brasil, mostra um máximo relativo de JBNs no inverno e início da primavera, enquanto que em Córdoba, localizada em uma latitude mais alta, este máximo desloca-se para a primavera e início de verão. Esta marcha sazonal coincide com a variação latitudinal da baroclinia na América do Sul ao longo do ano e, portanto, parece confirmar a relação importante entre a atividade de JBNs no continente sulamericano e o deslocamento de sistemas baroclínicos migratórios (CAMPETELLA; VERA, 2002; SAULO; SELUCHI; NICOLINI, 2004; WANG; FU, 2004).

As figuras 4.4 e 4.6 analisadas para os critérios de ONK18 também mostram que a ocorrência de JBNs nas regiões costeiras do Rio de Janeiro e do sul do Brasil é mais frequente na estação quente. No setor marítimo do Rio de Janeiro observa-se uma máxima frequência entre os meses de outubro e janeiro e um mínimo nos meses de abril e maio. Já na costa do Rio Grande do Sul, os meses de primavera são aqueles em que se identifica uma maior frequência de JBNs. Nota-se também a pouca adequação dos critérios de

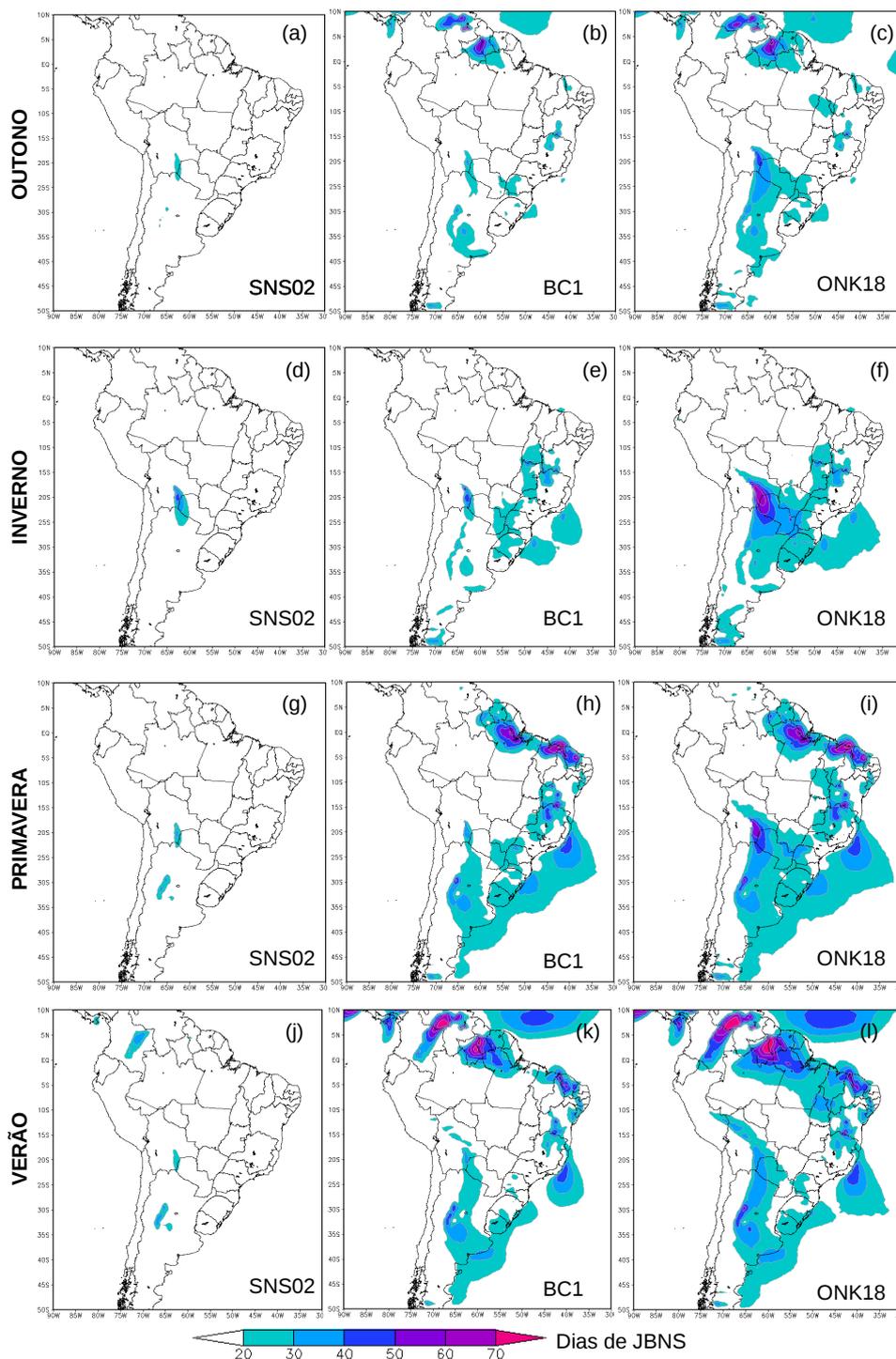
SNS02 para detectar JBNs nestas duas regiões costeiras (figura 4.6), lembrando sempre que este algoritmo foi concebido para detectar o JBNAS; não há nenhuma afirmação em SNS02 sugerindo que este algoritmo seria aplicável também para outros JBNs da América do Sul. Por outro lado, BC1 e ONK18 apresentam aproximadamente o mesmo número de episódios de JBNs em todas as estações do ano nestas duas localidades, o que indica a ocorrência de jatos mais rasos nestes dois setores. Isto é confirmado pela figura 4.5 que mostra para as regiões costeiras do Rio de Janeiro e do Rio Grande do Sul a baixa frequência de JBNs acima (geometricamente) de 850 hPa.

Em Roraima e norte do Pará é frequente a ocorrência dos JBNs na maior parte do ano, com a maior frequência (superando 70 dias por estação do ano) se dando no verão austral e ficando abaixo de 20 dias por estação apenas no inverno austral (figura 4.4). Este regime também é indicado na figura 4.6 para o norte do Pará, onde o número de eventos de JBNs reduz-se drasticamente durante o inverno austral. O estudo climatológico de Rife et al. (2010) para JBNs noturnos também encontrou para esta região uma frequência de eventos maior em Janeiro do que em Julho; Saulo, Nicolini e Chou (2000) associaram a ocorrência de JBNs nesta região aos ventos alísios durante a primavera-verão de 1997-1998, mas este assunto não foi foco de pesquisa naquele trabalho. Por outro lado, o resultado encontrado aqui parece contradizer aquele discutido em Alcântara et al. (2011) para o leste do Pará (Belém, mais especificamente) quando os autores obtiveram um maior número de ocorrências de JBNs no outono austral. Contudo, a amostra investigada por eles, extraída de uma reanálise do ECMWF anterior à ERA-interim, apenas incluía JBNs que precederam as ocorrências de linhas de instabilidade. Com isto gerou-se um viés sazonal na amostra uma vez que o outono é o período úmido (i.e., de maior frequência de linhas de instabilidade) naquela região; vide a figura 5 de Alcântara et al. (2011). Além disto, o ponto de grade analisado neste presente estudo fica situado no norte do Pará e não no leste daquele estado. Estes aspectos combinados podem ajudar a explicar a aparente discrepância de resultados. Os JBNs no norte do Pará na sua maioria são rasos como evidenciado pela diferença não muito grande entre os critérios ONK18 e BC1 na figura 4.4 e pelo respectivo histograma indicado na figura 4.5. Este resultado também parece consistente com o de Rife et al. (2010) uma vez que naquele trabalho apenas JBNs de CLA foram investigados. Pela figura 4.6 fica evidente também a pouca destreza do algoritmo SNS02 em detectar os JBNs no norte do Pará. O motivo disto está associado à direção predominante do vento nos JBNs naquele setor, a ser discutido mais adiante.

Ainda no norte da América do Sul, o setor central da Venezuela exibiu uma frequência acima de 40 dias com eventos de JBNs detectados com BC1 e ONK18 no verão e no outono austrais (figura 4.4), com uma redução para abaixo de 20 dias no inverno e primavera austrais. Jiménez-Sánchez (2018) encontrou uma maior frequência de JBNs no setor central da Venezuela (designado como "JBN do Orinoco") na estação fria do Hemisfério Norte (i.e., no verão austral) o que parece indicar uma concordância com o resultado

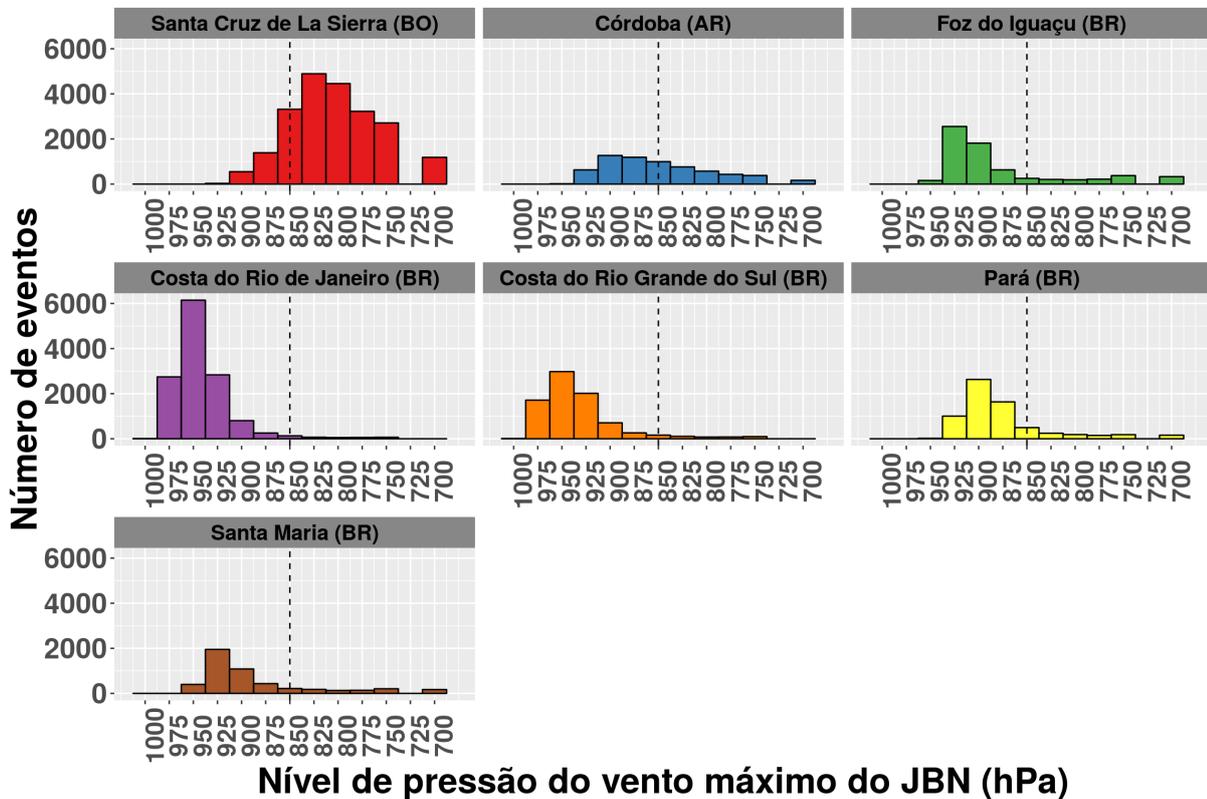
encontrado aqui.

Figura 4.4 – Como na figura 4.1 mas para o número médio de dias com JBNs por estação do ano (austral) e utilizando apenas os dados do CFSR-CFSv2 (1980-2017). Primeira linha: outono; segunda linha: inverno; terceira linha: primavera; quarta linha: verão. Critérios de detecção dos JBNs: SNS02 (primeira coluna), BC1 (segunda coluna), e ONK18 (terceira coluna). O sombreado colorido delimita as áreas com 20 ou mais dias com JBN por estação do ano (vide convenção de cores).



Fonte: Própria autora

Figura 4.5 – Histograma do número total de eventos de JBNs detectados nos perfis de vento da reanálise CFSR-CFSv2 em função do nível de pressão do núcleo do JBN (intervalo de classe de 25 hPa) para os pontos de grade mais próximos de cada localidade indicada (vide figura 3.2). Utilizou-se o algoritmo de ONK18; a linha vertical preta pontilhada indica o nível de 850 hPa.



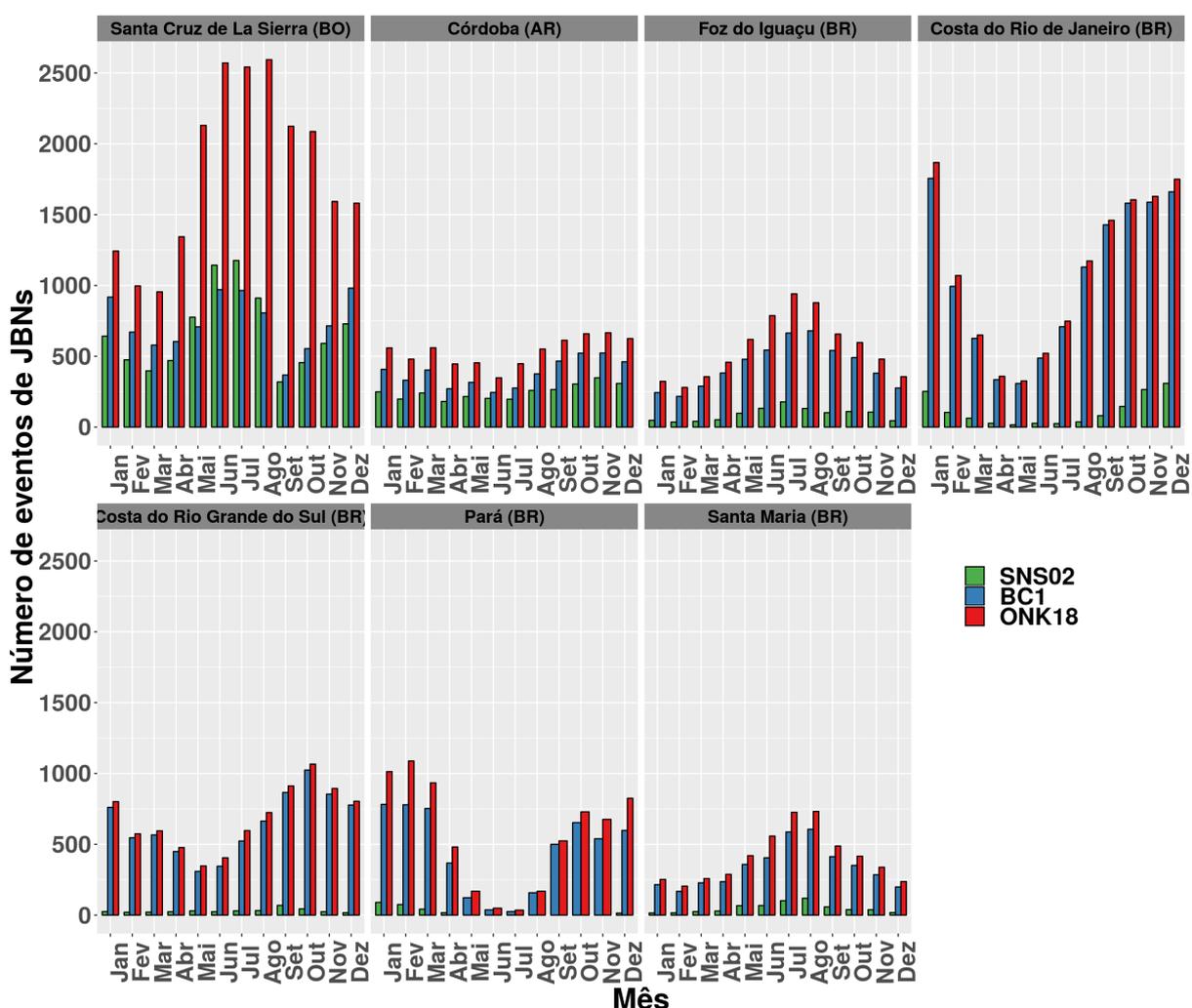
Fonte: Própria autora

4.1.3 Variabilidade diurna dos JBNs na América do Sul

A figura 4.7 mostra a distribuição espacial do número médio de episódios por ano com JBNs em função do horário utilizando-se os três diferentes critérios aplicados aos dados do CFSR-CFSv2 no período de 1980 a 2017. A sensibilidade dos resultados aos algoritmos empregados segue o mesmo padrão descrito anteriormente para a distribuição anual e variabilidade sazonal. Apesar desta sensibilidade, os três algoritmos concordam em indicar a maior frequência de JBNs no horário das 06 UTC e menor frequência às 18 UTC, sendo consistente com o regime diurno da CLA (i.e., menor mistura turbulenta no período noturno favorecendo a formação de JBNs). Para a região do JBNAS, ao longo dos Andes, apenas os critérios de ONK18 resultaram em uma média superior a 30 eventos de JBN por ano no horário das 18 UTC (comparar figuras 4.7j, 4.7k e 4.7l). Para melhor avaliar o ciclo diurno dos JBNs nesta região, analisa-se o respectivo histograma na figura 4.8 a qual mostra, para as sete localidades selecionadas, a distribuição das detecções de JBNs como função do horário sinótico e do algoritmo utilizado. Com os critérios de ONK18 a variabilidade diurna dos JBNs em SCLS, apesar de existente, foi mais fraca do que a

exibida com os outros dois algoritmos. Fica evidente a grande diferença no número de episódios de JBNs detectados entre ONK18 e BC1 e SNS02 em todos os horários, sendo mais expressiva às 18 UTC; isto sugere uma ocorrência relativamente frequente de JBNs mais elevados mesmo com a intensificação da mistura vertical turbulenta na CLP à tarde (18 UTC).

Figura 4.6 – Frequência mensal de ocorrência de episódios de JBNs detectados com os três algoritmos diferentes para os pontos de grade mais próximos de cada localidade indicada: SNS02 (em verde), BC1 (em azul) e ONK18 (em vermelho). Os algoritmos foram executados na reanálise CFSR-CFS2 no período de 1980-2017; o mapa com as localidades é fornecido na figura 3.2

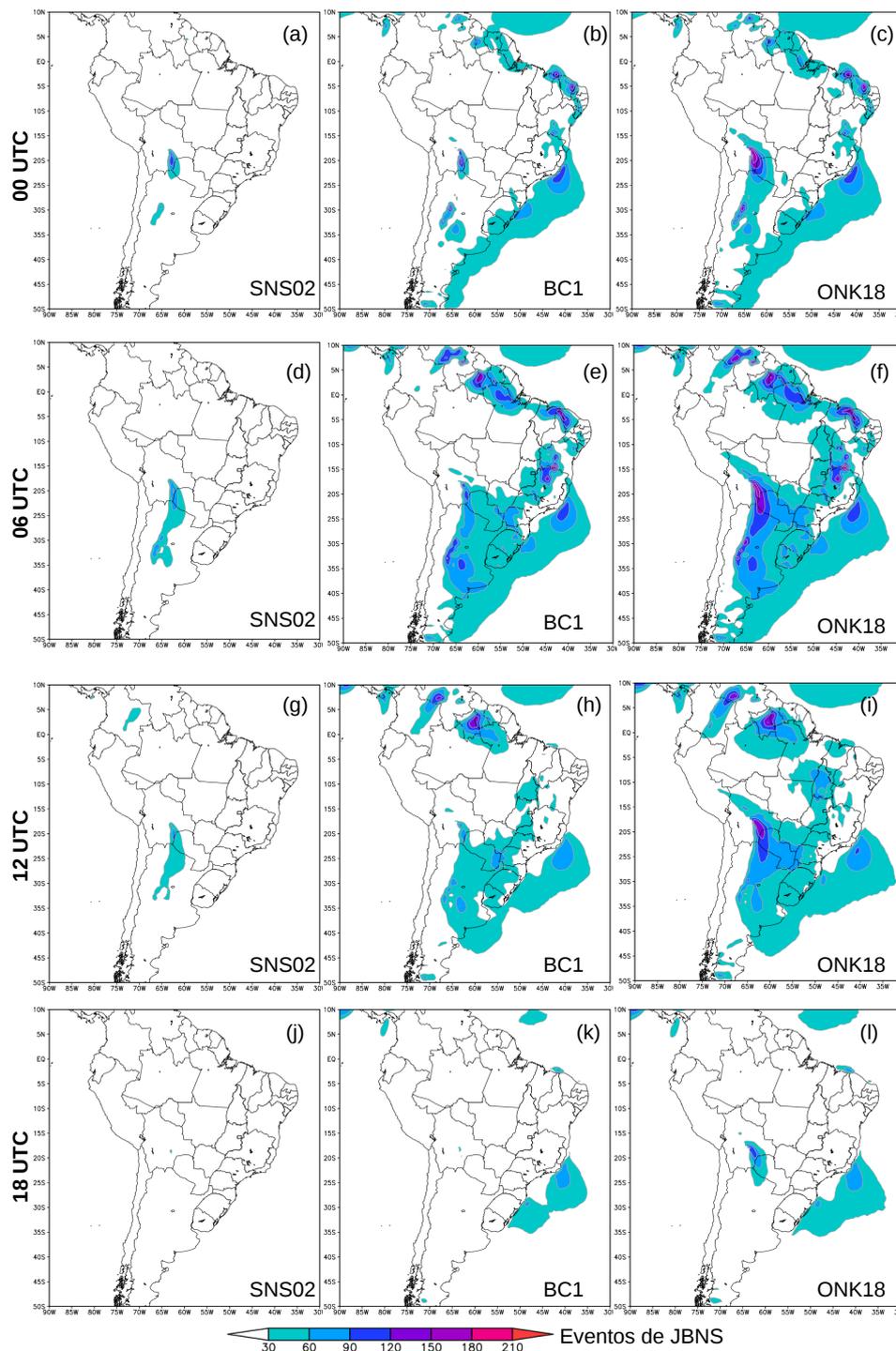


Fonte: Própria autora

A distribuição horária dos JBNs detectados em Foz do Iguaçu (figura 4.8) mostra, pelos três critérios, que a frequência destes sistemas é maior às 06 e às 12 UTC, sendo semelhante ao resultado encontrado por Marengo et al. 2004 para esta localidade. Um regime diurno similar a este também é exibido em Córdoba, norte do Pará e Santa Maria (figura 4.8). Em todas estas localidades o mínimo de detecção de JBNs foi às 18 UTC,

mesmo quando utilizando-se o algoritmo de ONK18.

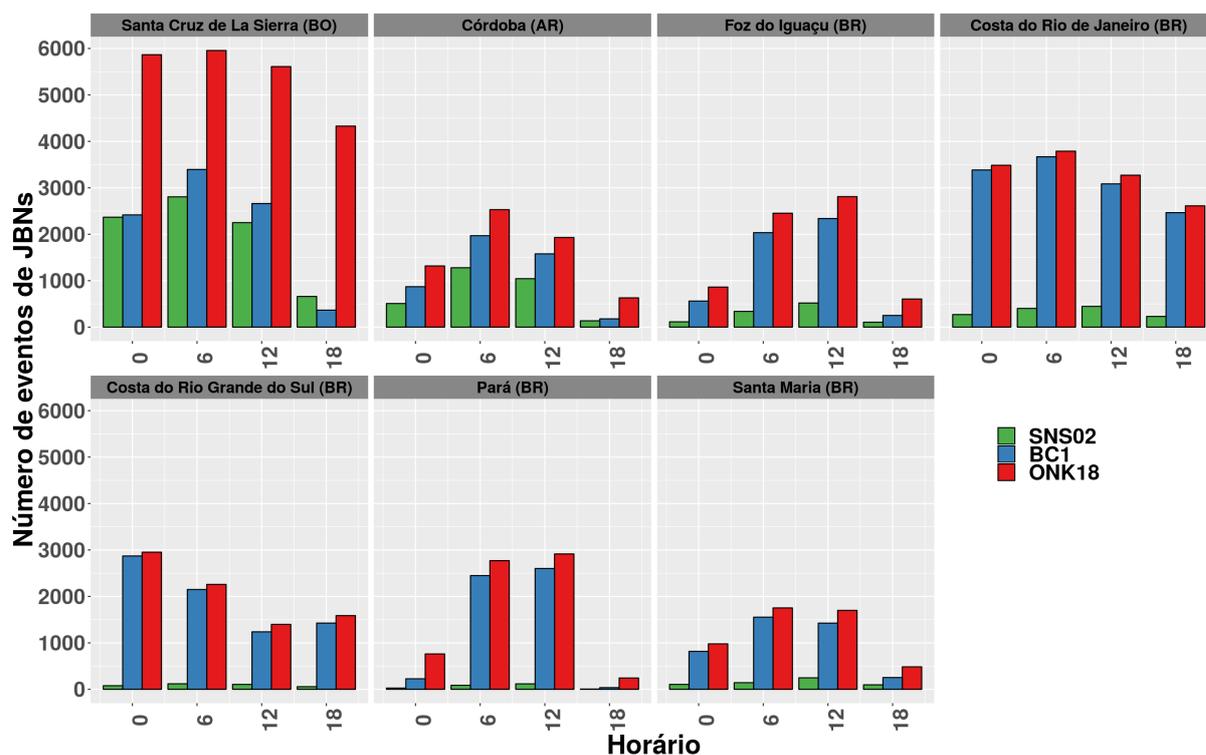
Figura 4.7 – Como na figura 4.1 mas como função do horário sinótico e utilizando apenas os dados do CFSR-CFSv2 (1980-2017). Primeira linha: 00 UTC; segunda linha: 06 UTC; terceira linha: 12 UTC; quarta linha: 18 UTC. Critérios de detecção dos JBNs: SNS02 (primeira coluna), BC1 (segunda coluna), e ONK18 (terceira coluna). O sombreado colorido delimita as áreas com 30 ou mais dias por ano com JBN (vide convenção de cores)



Fonte: Própria autora

Para a costa sul e sudeste do Brasil o regime diurno difere um pouco daquele descrito no parágrafo anterior, mostrando uma variabilidade mais fraca. A aplicação dos algoritmos BC1 e ONK18 resultaram em uma média de mais de 60 eventos de JBNs em cada um dos quatro horários sinóticos para estas regiões (figura 4.7), principalmente para o litoral do Rio de Janeiro. O ciclo diurno menos pronunciado nos dois setores costeiros fica evidente também pelos respectivos histogramas na figura 4.8; novamente, para a costa do Rio de Janeiro o ciclo diurno é o mais fraco dos dois. É possível especular que o ciclo diurno mais fraco da mistura turbulenta tipicamente observado nas CLAs marítimas seja o principal fator influenciando o regime encontrado para estas duas regiões.

Figura 4.8 – Frequência de ocorrência de episódios de JBNs como função do horário sinótico detectados com os três algoritmos diferentes para os pontos de grade mais próximos de cada localidade indicada: SNS02 (em verde), BC1 (em azul) e ONK18 (em vermelho). Os algoritmos foram executados na reanálise CFSR-CFS2 no período de 1980-2017; o mapa com as localidades é fornecido na figura 3.2



Fonte: Própria autora

4.1.4 Aspectos relevantes quanto à direção dos JBNs na América do Sul

Nesta sub-seção são discutidos alguns resultados referentes à climatologia da direção dos JBNs detectados em algumas localidades selecionadas utilizando os critérios de ONK18 aplicados aos dados da reanálise CFSR-CFSv2 entre 1980 e 2017. Neste sentido

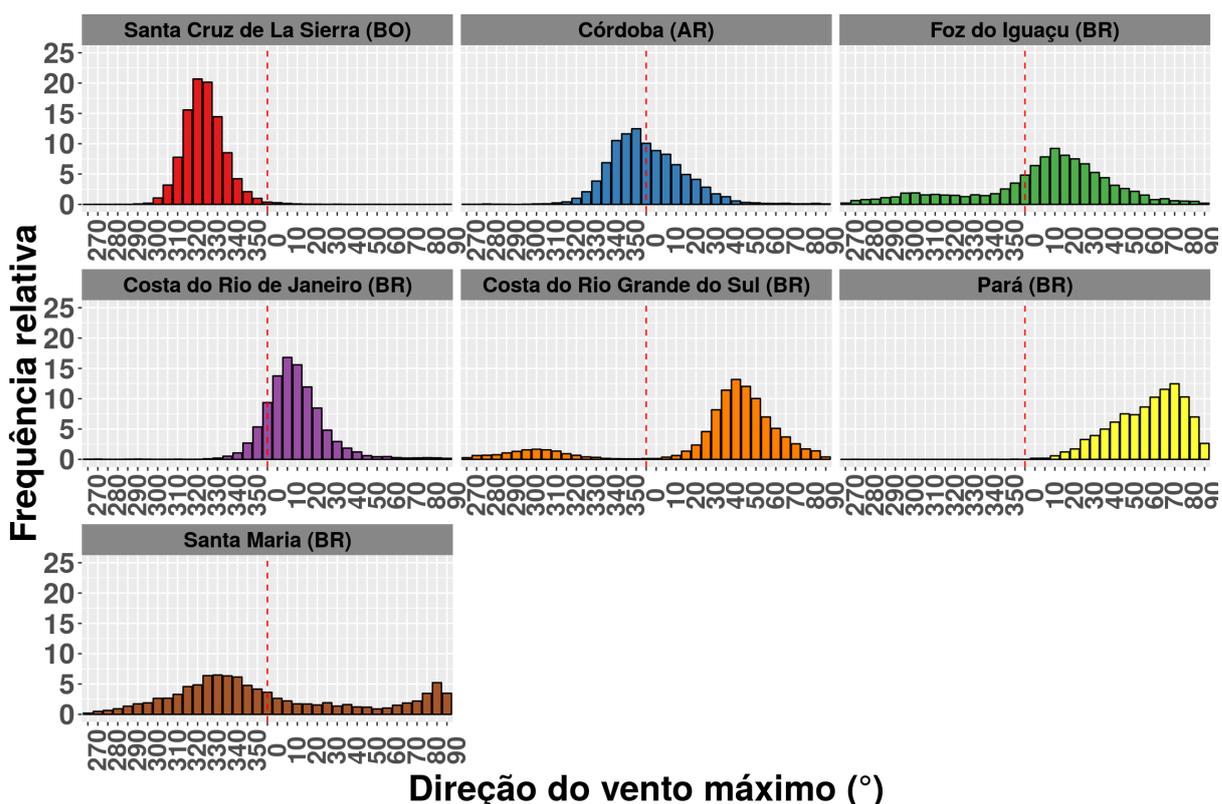
vale lembrar que neste trabalho não foram incluídos os JBNs de sul (estes foram brevemente analisados no artigo de ONK18), apenas aqueles detectados entre as direções 90° (de leste) e 270° (de oeste) com componente meridional negativa ou nula. Muitos dos resultados abaixo consolidam o que já foi discutido em ONK18, agora empregando uma amostra bem maior e com representatividade climatológica.

Os histogramas da figura 4.9 mostram, na forma de frequência percentual relativa, as distribuições de **todos** os eventos de JBNs como função da direção do vento no núcleo dos mesmos para cada localidade-chave mostrada na figura 3.2. Primeiramente é interessante perceber as diferenças nos regimes modais e de simetria entre os histogramas. Para SCLS e região costeira do Rio de Janeiro a distribuição é relativamente simétrica e essencialmente unimodal, centrada em torno da direção norte-noroeste em SCLS e direção norte-nordeste para o litoral fluminense. Para Córdoba e norte do Pará as distribuições, apesar de mais largas, são também predominantemente unimodais, porém mais assimétricas do que em SCLS e Pará; a direção predominante é aproximadamente de norte na localidade argentina e de leste-nordeste no norte paraense. É interessante frisar a diferença perceptível de direção predominante entre SCLS e Córdoba, com a primeira localidade sendo representativa do JBNAS típico e a segunda sendo afetada por um subconjunto do JBNAS com maior penetração meridional, que são os “jatos do Chaco”. Também é importante ressaltar que a distribuição encontrada para Córdoba se assemelha bem com aquela obtida em ONK18 para esta mesma localidade mas usando dados de radiossondas do período entre 1996 e 2015 (vide a Figura 14b daquele trabalho).

Para Santa Maria e o setor costeiro do Rio Grande do Sul o regime é bimodal (figura 4.9). No caso marítimo a bimodalidade é muito bem definida, com um máximo predominante na direção nordeste e um máximo secundário (e mais difuso) centrado em torno de noroeste. Em Santa Maria existem duas direções igualmente predominantes: de leste e de norte-noroeste. Porém não existe uma separação tão evidente entre estas duas “modas” como a encontrada para a costa gaúcha; a distribuição de direções dos JBNs em Santa Maria é bem mais difusa, sugerindo uma maior diversidade de mecanismos influenciando o comportamento dos JBNs neste local. O trabalho de ONK18 também encontrou para Santa Maria resultado semelhante mas com dados de radiossondas (ver a Figura 14a daquele trabalho). Campos e Santos (2007) estudaram os JBNs em Porto Alegre (i.e., aproximadamente a meio caminho entre as duas localidades analisadas neste parágrafo) com dados de radiossondagens entre 1989 e 2003 e obtiveram leste como sendo a direção predominante dos JBNs às 00UTC, e entre norte e oeste às 12UTC. Durante o desenvolvimento do artigo ONK18 também foram analisadas as radiossondagens das cidades de Uruguaiana e Porto Alegre (cujos resultados não constam naquele artigo) para as quais também obteve-se uma distribuição bi-modal muito parecida com aquela de Santa Maria. É possível especular que muitos dos JBNs de leste observados no estado do Rio Grande do Sul são influenciados por uma forçante topográfica associada à canalização dos ventos

em baixos níveis ao longo da Depressão Central do Rio Grande do Sul, cuja orientação é zonal. Posteriormente neste trabalho serão analisados os padrões sinóticos associados a estes JBNs de leste em Santa Maria.

Figura 4.9 – Frequência percentual relativa de JBNs detectados com o algoritmo ONK18 para os perfis de vento da reanálise CFSR-CFSv2 como função da direção do núcleo dos JBNs (em intervalos de classe de 5 graus); período: 1980-2017. Da esquerda para a direita em cada histograma a direção varia de oeste (270°) para leste (90°), com a linha vermelha vertical indicando o norte (0°). O mapa com as localidades é fornecido na figura 3.2.



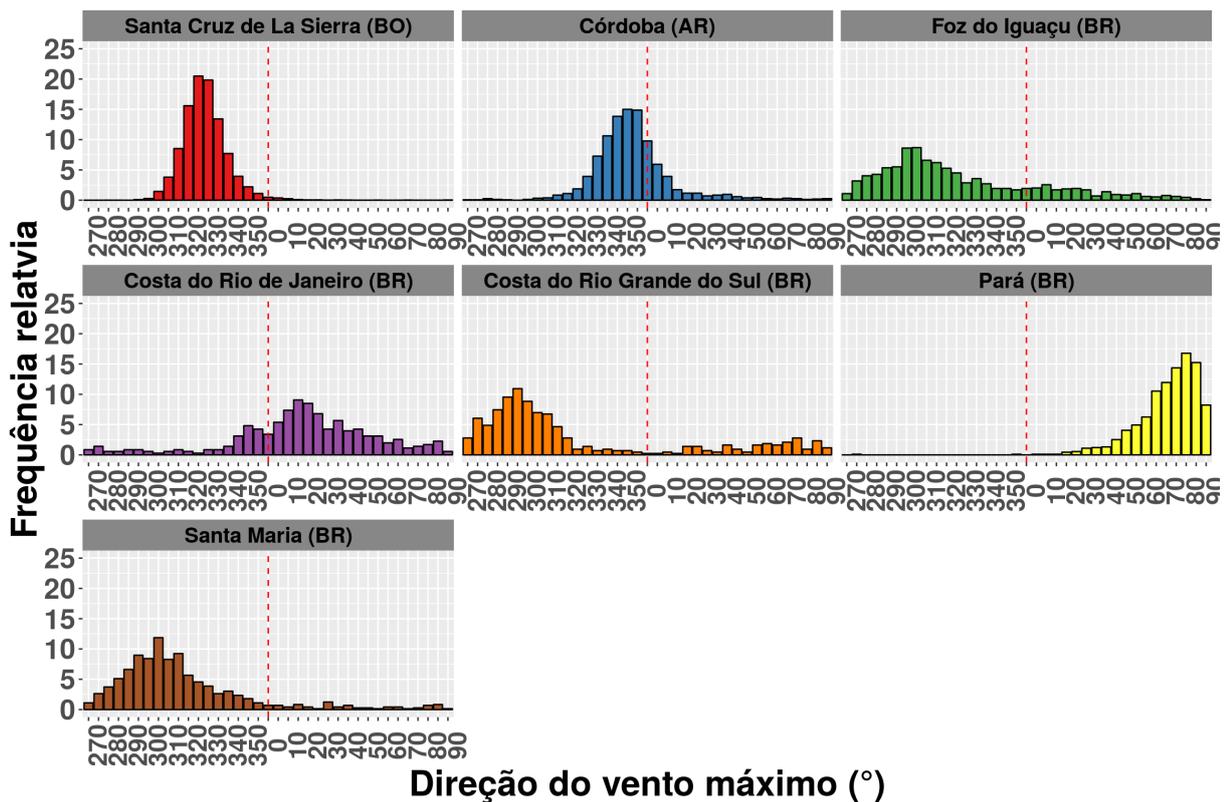
Fonte: Própria autora

Finalmente, para Foz Iguaçu a direção predominante foi de norte-nordeste, concordando com o obtido por Stivari e Oliveira (2000) com dados de radiossondagens daquela cidade para os anos de 1994 e 1995. Porém, a distribuição de direções mostrada para Foz do Iguaçu na figura 4.9 é muito mais difusa do que a encontrada para as distribuições unimodais mencionadas acima. Assim como para Santa Maria, este resultado possivelmente indica uma ampla diversidade de mecanismos que geram/influenciam os JBNs de Foz de Iguaçu. A discussão que segue abaixo fornece algumas informações relevantes neste sentido.

A figura 4.10 revela os histogramas das distribuições percentuais relativas das direções do vento máximo apenas para os JBNs detectados com núcleos acima dos 1.500 m (i.e., os JBNs elevados). Estes histogramas devem ser comparados com seus correspondentes na figura 4.9, ressaltando que as frequências percentuais são relativas às res-

pectivas amostras. As distribuições para SCLS e norte do Pará modificam-se muito pouco quando apenas os JBNS elevados são considerados, indicando que o comportamento da direção predominante dos jatos pouco depende de sua altura nestas duas localidades. Para Córdoba há uma ligeira alteração, com a distribuição se tornando mais simétrica em torno da direção predominante que continua sendo aproximadamente de norte. Os JBNS de norte-nordeste se tornam menos frequentes em Córdoba quando são mais elevados. Os resultados obtidos no trabalho de ONK18 também mostram esta ligeira tendência (vide a Figura 14d daquele trabalho). Mesmo com esta ligeira alteração para Córdoba, é possível dizer que, para as três localidades mencionadas até aqui, caso existam mecanismos distintos para a formação dos JBNS eles não parecem alterar substancialmente a direção dos jatos em função da altura dos mesmos. No caso do norte do Pará, por exemplo, parece haver a indicação de que são os ventos alísios que alimentam os JBNS em todos os níveis detectados.

Figura 4.10 – Mesmo que na figura 4.9, porém para as amostras contendo apenas JBNS com núcleos acima de 1.500 m.



Fonte: Própria autora

Para Foz do Iguaçu, Santa Maria e o setor costeiro do Rio Grande do Sul, os JBNS elevados tendem a ser mais frequentes de noroeste (figura 4.10), promovendo uma alteração severa no formato das distribuições. Em ONK18 também foi encontrado este mesmo comportamento para Santa Maria com base em dados de radiossondagens (vide a Figura 14c daquele trabalho). Como também discutido em ONK18, isto indica que os jatos de

leste em Santa Maria são mais frequentes quando estão **abaixo** de 1.500 m o que parece fortalecer a hipótese da forçante topográfica para estes jatos. Mais adiante neste trabalho serão contrastados os padrões atmosféricos entre os casos de JBNs de leste e de norte-noroeste em Santa Maria. Os resultados obtidos para estas três localidades do leste da Bacia do Prata sugerem que a maioria dos JBNs elevados nesta região está intimamente associada ao ciclo de vida de sistemas baroclínicos migratórios, ou seja, representam JBNs pré-frontais. Como discutido, por exemplo, em Vera, Vigliarolo e Berbery (2002) e Campetella e Vera (2002), à medida que sistemas de baixa pressão deslocam-se corrente a baixo na Bacia da Prata, os ventos de norte em baixos níveis no setor quente gradualmente adquirem uma componente zonal mais intensa, dando aos JBNs pré-frontais uma direção predominante de noroeste ou até mesmo de oeste-noroeste.

Finalmente, para o setor costeiro do Rio de Janeiro, a distribuição obtida para os JBNs elevados (figura 4.10) é bem mais difusa apesar de manter o quadrante nordeste como o mais frequente. Na próxima seção são analisados os padrões sinóticos médios para os casos de JBNs mais intensos para algumas destas localidades-chave.

4.2 PADRÕES SINÓTICOS MÉDIOS ASSOCIADOS A JBNS DE NORTE NA AMÉRICA DO SUL

4.2.1 Algumas considerações preliminares

Nesta sub-seção são discutidos os padrões sinóticos médios associados a JBNs (de norte) na América do Sul detectados com os critérios de ONK18 e aplicados aos dados da reanálise CFSR-CFSv2 entre 1980 e 2017. Para este fim, selecionou-se cinco das sete localidades de ocorrências de JBNs investigadas nas sub-seções anteriores, quais sejam: Córdoba, Foz do Iguaçu, região costeira do Rio de Janeiro, Santa Maria e Santa Cruz de la Sierra (SCLS). A localidade do norte do Pará não foi selecionada porque a ênfase foi avaliar o papel desempenhado por sistemas baroclínicos migratórios (ausentes no Pará) sobre o condicionamento dos JBNs. O setor costeiro do Rio de Grande do Sul não foi incluído pois optou-se por manter uma certa dispersão geográfica entre as diferentes localidades; deste modo selecionou-se Santa Maria, no interior do Rio Grande do Sul, porque nesta localidade observa-se um interessante padrão bi-modal na direção predominante do JBN em um setor continental. Contudo, trabalhos futuros deverão necessariamente estudar os padrões atmosféricos de JBNs para as demais localidades não incluídas nesta análise.

Outro aspecto a ser lembrado é que, para fins desta análise sinótica, os eventos de jatos que compuseram as amostras de JBNs para cada localidade foram apenas aqueles em que as velocidades máximas igualaram ou superaram os respectivos percentis anuais

de 75% para o local correspondente. No caso específico de Santa Maria os percentis e as amostras foram separadas em duas classes: JBNs de leste e JBNs de norte. A Tabela 4.3 informa as velocidades correspondentes aos percentis de 75% para cada localidade (e direção, no caso de Santa Maria). Esta escolha foi feita para salientar aqueles padrões sinóticos médios que favoreceram aos episódios mais intensos de JBNs em cada local. O percentil 75% obtido para SCLS ($22,3 \text{ m s}^{-1}$) superou todos os percentis sazonais de 75% encontrados por Montini, Jones e Carvalho (2018) para os ventos em 850 hPa na mesma localidade; naquele trabalho o percentil de 75% mais alto obtido com a reanálise CFSR foi de $17,9 \text{ m s}^{-1}$, encontrado para o inverno. Deve-se lembrar, contudo, que em Montini, Jones e Carvalho (2018) os percentis de 75% referem-se às amostras **completas** dos perfis de vento **em** 850 hPa sobre SCLS em cada estação do ano, enquanto que aqui este percentil refere-se à amostra de perfis de ventos que satisfizeram os critérios de ONK18 para um JBN e considerando-se o ano inteiro. A figura 4.11 mostra as respectivas distribuições de velocidade dos JBNs em cada localidade avaliada aqui para fornecer uma ideia de onde se situam os respectivos percentis 75% dentro das distribuições. Além disto, para evitar-se uma discussão muito extensa (e possivelmente repetitiva em alguns casos), optou-se por analisar os padrões sinóticos apenas para a estação do ano de maior frequência do JBN para cada localidade; exceção é feita apenas para SCLS onde a análise é realizada para verão e inverno dada a importância maior do JBNAS. Para cada situação será informado o tamanho da amostra que resultou das diversas considerações acima.

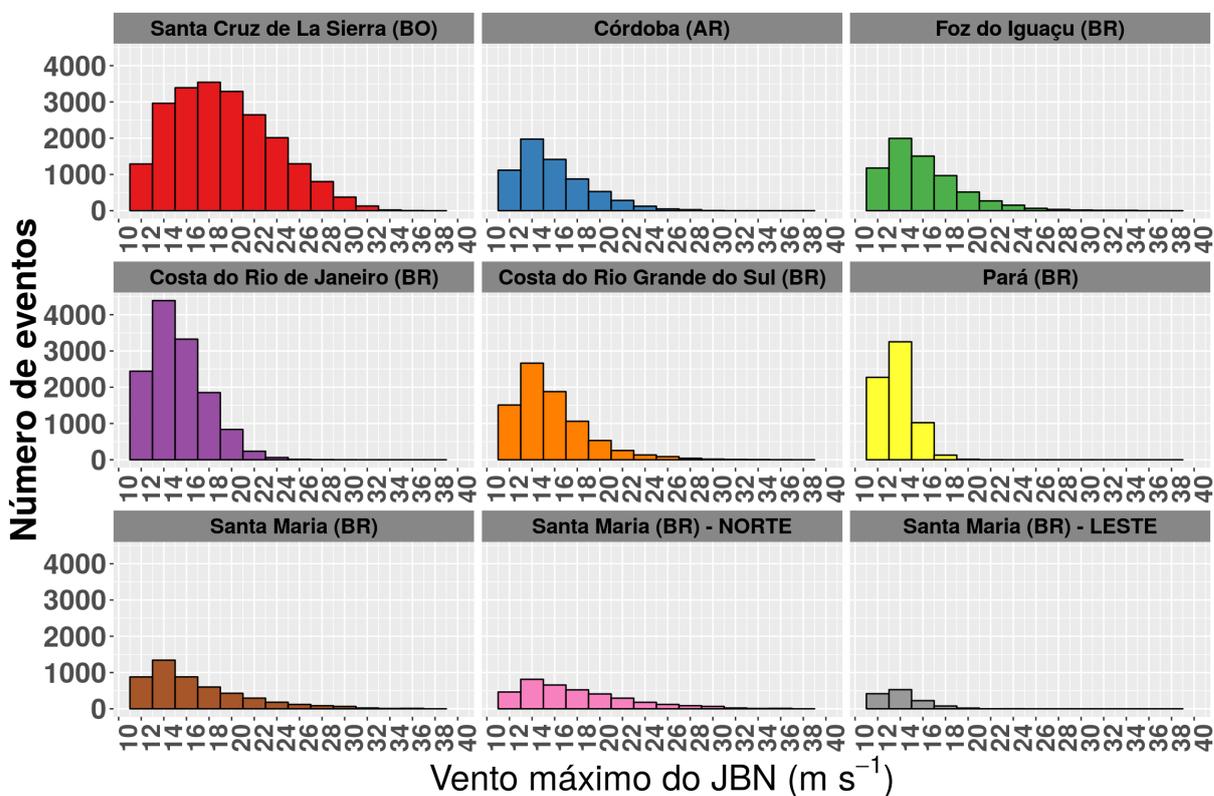
Tabela 4.3 – Percentis anuais de 75% para a velocidade do vento (em m s^{-1}) no núcleo dos JBNs identificados com os critérios de ONK18 e aplicados aos dados do CFSR-CFSv2 entre 1980 e 2017 nos pontos de grade referentes às localidades selecionadas: SCLS, Costa do Rio de Janeiro, Córdoba, Foz do Iguaçu e Santa Maria. Para Santa Maria separou-se os percentis em jatos com direção predominante de norte e predominante de leste.

Localidade	Velocidade - percentil 75%
Santa Cruz de La Sierra (BO)	$22,3 \text{ m s}^{-1}$
Costa do Rio de Janeiro (BR)	$16,8 \text{ m s}^{-1}$
Córdoba (AR)	$17,6 \text{ m s}^{-1}$
Foz do Iguaçu (BR)	$17,7 \text{ m s}^{-1}$
Santa Maria - NORTE (BR)	$20,3 \text{ m s}^{-1}$
Santa Maria - LESTE (BR)	$15,0 \text{ m s}^{-1}$

4.2.2 JBNs intensos em SCLS: inverno e verão

A figura 4.12 mostra os campos de anomalias médias compostas para os 1230 dias com ocorrência de JBNs intensos detectados em SCLS durante o inverno. Em 500 hPa (figura 4.12b), identifica-se uma anomalia negativa de altura geopotencial centrada no

Figura 4.11 – Histogramas da distribuição do número total de eventos de JBNs identificados com os critérios de ONK18 (e aplicados aos dados do CFSR-CFSv2 entre 1980 e 2017) como função da velocidade do vento no núcleo do JBN; os intervalos de classe são de 2 m s^{-1} . Em cada histograma a linha vertical situa o respectivo percentil de 75%. O mapa com as localidades é fornecido na figura 3.2.



Fonte: Própria autora

centro-sul da Argentina que é associada a um cavado migratório, como pode ser inferido pelo padrão ondulatório das anomalias em torno de 40°S . Nesta configuração, os ventos mais intensos de oeste em 500 hPa (sombreado vermelho) estão, em média, localizados no norte-noroeste da Argentina. Combinado com as anomalias de leste na Patagônia (sombreado azul) isto reflete o fato de que a aproximação do cavado em 500 hPa desloca o eixo de escoamento de oeste para as latitudes mais baixas; isto também fica comprovado pelas anomalias positivas de magnitude do vento mostradas na figura 4.12a para o nível de 200 hPa.

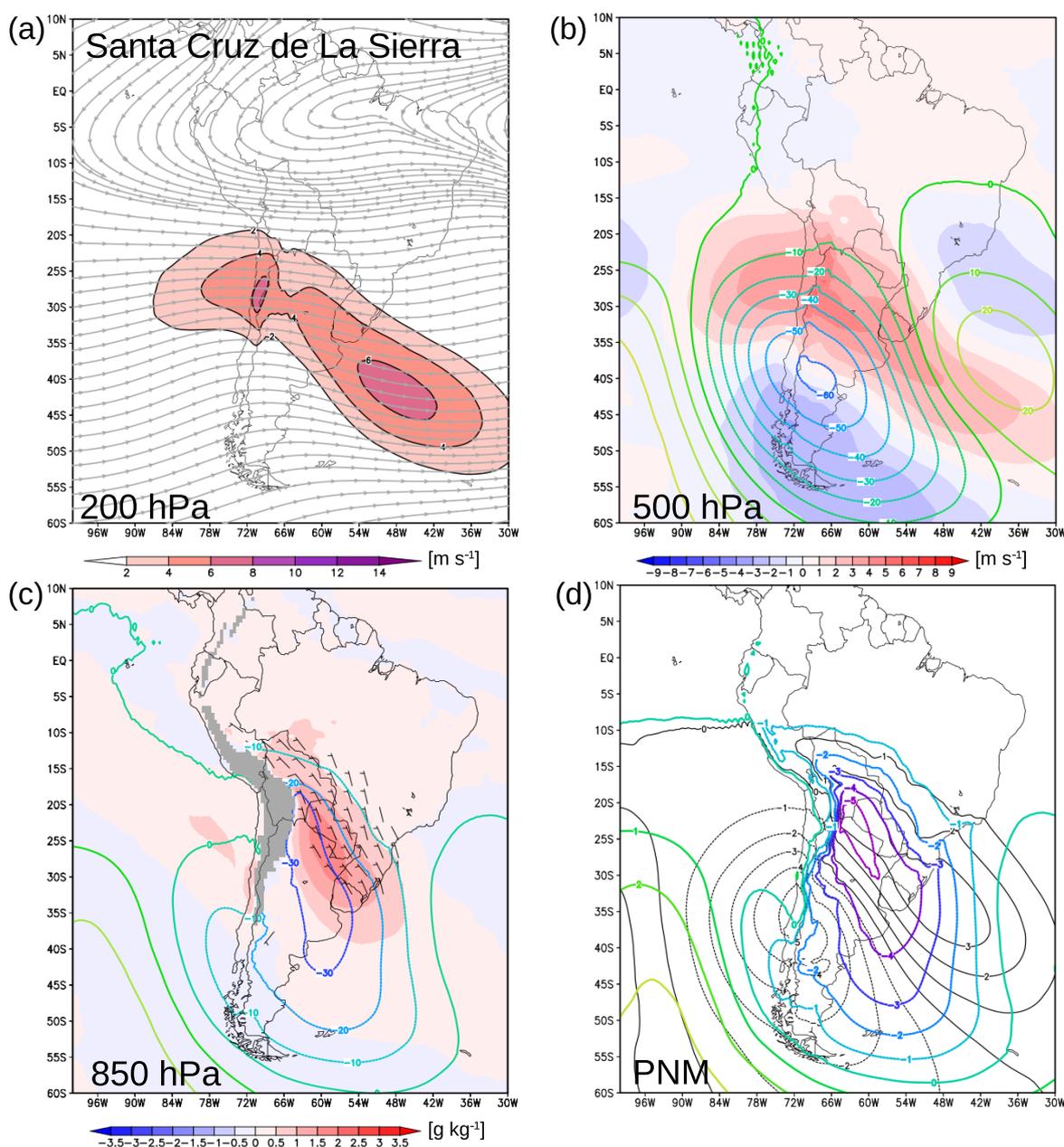
Em superfície (figura 4.12d) há uma ampla anomalia negativa de PNM sobre a Bacia do Prata; as anomalias mais negativas (abaixo de -4 hPa) estendem-se de noroeste para sudeste desde a região do Gran Chaco até a saída do Rio da Prata. O flanco norte desta anomalia mais intensa coincide aproximadamente com a posição intermitente da BNA no inverno em situações pré-frontais (vide, por exemplo, a figura 4 de Seluchi et al. (2003)), enquanto que o flanco sul da anomalia situa-se no litoral do Uruguai, setor conhecido pela formação de ciclones extratropicais no inverno (GAN; RAO, 1991; REBOITA et al.,

2009). De fato, deve-se notar que o flanco sul da anomalia negativa de PNM está a leste do eixo do cavado em 500 hPa, indicando uma estrutura baroclínica. Isto é confirmado pela existência, no mesmo setor, de um gradiente horizontal de anomalia de espessura (figura 4.12d) e pela anomalia positiva de magnitude do vento em 200 hPa (figura 4.12a) indicando a presença frequente de uma corrente de jato de altos níveis que é consistente com a relação de vento térmico (i.e., uma corrente de jato polar).

No nível de 850 hPa (figura 4.12c) observa-se uma anomalia positiva de umidade específica na região que se estende desde a Bolívia até o extremo sul do Brasil, estando ligeiramente corrente abaixo da anomalia negativa de PNM discutida acima e coincidindo com a anomalia positiva de espessura entre 1000 e 500 hPa indicada na figura 4.12d. Neste mesmo setor encontram-se anomalias de norte em 850 hPa (vide barbelas) que, portanto, estão posicionadas bem no setor quente e úmido da onda baroclínica. O padrão médio de anomalias de umidade específica e vento em 850 hPa mostrado na figura 4.12c é bem semelhante com aquele discutido em Marengo et al. (2004) para o JBNAS em SCLS no inverno. Esta configuração média sugere fortemente que os JBNs observados em SCLS no inverno estão comumente embebidos em uma intrusão meridional de ventos de norte que se estende até latitudes mais altas dentro de um ambiente pré-frontal. Combinado com a discussão realizada no parágrafo anterior, isto sugere que não apenas a BNA está frequentemente presente em situações de JBNAS no inverno mas também ciclogênese na saída do Rio da Prata. Além disto, é importante perceber que a configuração sinótica média **não** aponta para um acoplamento entre o JBN e a saída polar do jato de altos níveis.

As linhas de corrente na figura 4.13b mostram a circulação média em 850 hPa para os dias de JBNs intensos em SCLS; é possível notar a contribuição do ramo oeste do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul para o escoamento meridional direcionado para a Bacia do Prata. Assim, a anomalia positiva de altura geopotencial em 500 hPa sobre o Oceano Atlântico Subtropical mostrada na figura 4.12b pode também estar sendo influenciada (ao menos parcialmente) por uma presença mais continental do Anticiclone Subtropical em comparação com a climatologia de inverno. Ainda na figura 4.13b também fica evidenciado, através do sombreado colorido, que a maior anomalia positiva da magnitude do vento está localizada em SCLS (como esperado para esta amostra), porém com a faixa de anomalia positiva também se estendendo até o sul do Brasil. Também pelas linhas de corrente é possível notar a circulação ciclônica na encosta leste dos Andes na fronteira Argentina-Bolívia, indicando a presença do sistema de baixa pressão topográfico (BNA). A presença desta baixa junto com o cavado frontal mais ao sul gera, na média, um escoamento típico de colo (ou sela) no centro da Argentina. Se combinarmos este campo cinemático com o campo de espessura da figura 4.12d nota-se que a deformação induzida pela sela é extremamente favorável à frontogênese na Bacia do Prata (como discutido em Barbosa e Arraut (2009)).

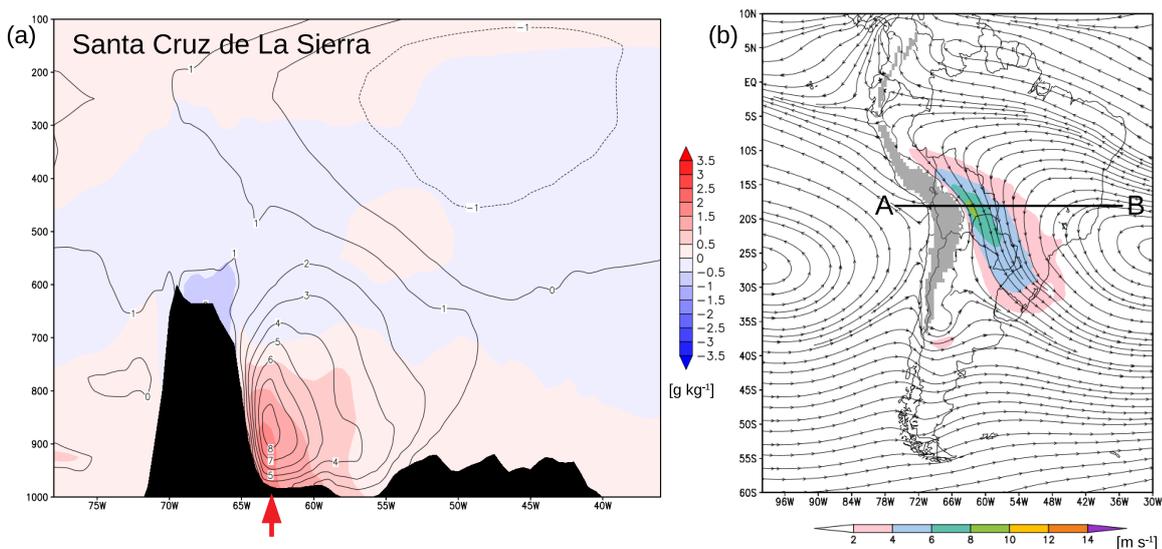
Figura 4.12 – Composição média das **anomalias** das variáveis meteorológicas para os dias com JBNs intensos detectados em SCLS no inverno com os critérios de ONK18 no período entre 1980 e 2017. A base de dados é a reanálise CFSR-CFSv2 e as anomalias são em relação à média climatológica de junho-julho-agosto (ilustrada na figura A.1); para os campos sombreados vide as convenções de cores fornecidas abaixo dos respectivos painéis. (a) 200 hPa: linhas de corrente (**média** para dias com JBNs) e magnitude do vento [sombreado, somente anomalias positivas, em m s^{-1}]; (b) 500 hPa: altura geopotencial [isoípsas a cada 10 dam] e magnitude do vento [sombreado, em m s^{-1}]; (c) 850 hPa: altura geopotencial [isoípsas a cada 10 dam], umidade específica do ar [sombreado, em g kg^{-1}], e vento [barbelas, a partir de 2 m s^{-1}]; (d) pressão atmosférica reduzida ao nível do mar [PNM; isobáras, a cada 1 hPa] e espessura entre 1000 e 500 hPa [isolinhas, a cada 1 dam]. Tamanho da amostra: 1230 eventos.



Fonte: Própria autora

Uma seção transversal das anomalias médias da magnitude do vento e da umidade específica ao longo da latitude 18°S (próximo a SCLS) durante o inverno é fornecida na figura 4.13a. Obteve-se uma anomalia positiva de 8 m s^{-1} próximo ao nível de 850 hPa imediatamente a leste dos Andes; uma anomalia positiva de umidade específica centrada na mesma região também é evidente na figura. A posição deste máximo de anomalia do vento é semelhante ao documentado por Marengo et al. (2004) para a estação fria em SCLS.

Figura 4.13 – (a) Seção transversal longitude-altura da anomalia média da magnitude do vento [isolinhas em m s^{-1}] e da umidade específica [sombreado, em g kg^{-1}] ao longo da latitude 18°S (linha A-B ilustrada em (b)); (b) nível de 850 hPa: circulação média [linhas de corrente] e anomalia da magnitude do vento [sombreado, somente acima de 2 m s^{-1}]. As anomalias são em relação à climatologia de junho-julho-agosto e referem-se à amostra de JBNs intensos detectados em SCLS no inverno com os criterios de ONK18 para o período entre 1980 e 2017 com base nos dados da reanálise do CFSR-CFSv2. Para os campos sombreados vide as convenções de cores fornecidas nos respectivos painéis. A seta vermelha em (a) indica a longitude de SCLS (63°O). Tamanho da amostra: 1230 eventos.



Fonte: Própria autora

Os campos de anomalias médias obtidas a partir de 195 dias com ocorrência de JBNs intensos no verão em SCLS são mostradas na figura 4.14. A grande diferença no tamanho da amostra em relação ao inverno faz com que a análise a seguir seja feita com ressalvas. O número de dias com JBNs intensos (i.e., com velocidades iguais ou acima de $22,3\text{ m s}^{-1}$ em SCLS; Tabela 4.3) foi bem menor no verão, o que interferirá nas magnitudes das anomalias médias e resultará em uma diferença de representatividade dos resultados em comparação com o inverno. De certa forma pode-se dizer que ao utilizarmos um limiar inferior de $22,3\text{ m s}^{-1}$ para a velocidade dos JBNs em SCLS no verão estamos selecionando eventos de JBN de intensidade **extrema** para aquela localidade e estação do ano.

Tendo-se isto em mente, segue a análise abaixo.

No campo de 500 hPa (figura 4.14b) observa-se uma anomalia negativa de altura geopotencial centralizada em 45°S - 60°O . Existem também anomalias positivas de altura geopotencial a sudoeste e a nordeste deste cavado, caracterizando, portanto, um trem de ondas. Esta composição média é bem parecida com aquela encontrada por SNS02 em 300 hPa para eventos de “jato do Chaco” de verão com base nos dados da reanálise do ECMWF para o período entre 1979 e 1993 (figura 2.9a da revisão bibliográfica). Comparando-se com o inverno (figura 4.12b), o cavado migratório e as anomalias da magnitude do vento em 500 hPa no verão apresentaram-se, em média, deslocados para uma latitude mais alta a sul/sudeste, o que concorda com a variação latitudinal da baroclinia ao longo do ano na América do Sul (GARREAUD, 2000). A leste do cavado em 500 hPa, sobre o Atlântico Sudoeste, surgiram anomalias negativas de altura geopotencial em 850 hPa (figura 4.14c) e de PNM (figura 4.14d); estas anomalias foram acompanhadas de um gradiente térmico, como mostrado na figura 4.14d, confirmando novamente o caráter baroclínico do distúrbio sinótico. Além disto, estas anomalias negativas de pressão ficaram situadas em um setor oceânico mais distante da foz do Rio da Prata sugerindo a presença, em média, de ciclones extratropicais mais afastados do continente em comparação com a situação média discutida para o inverno.

Em 200 hPa (figura 4.14a) uma anomalia positiva de magnitude do vento com orientação noroeste-sudeste no setor oceânico e coincidente com o gradiente horizontal de espessura entre 1000 e 500 hPa também revela a condição baroclínica no litoral sudeste da América do Sul. Ainda na circulação média em altos níveis é possível observar, sobre o centro da América do Sul, a presença da Alta da Bolívia. O padrão médio mostrado na figura 4.14a assemelha-se bastante com aquele obtido por SNS02 (figura 11a daquele artigo), e com o obtido por Salio, Nicolini e Zipser (2007) no nível de 200 hPa para dias da estação quente com sistemas convectivos de mesoescala na Bacia do Prata na presença de JBNs (painel central da figura 12 daquele artigo).

Retornando a atenção ao campo de superfície na figura 4.14d, é importante ressaltar um outro centro de anomalia negativa de PNM presente entre o extremo norte da Argentina e a encosta leste dos Andes, próximo ao Altiplano Boliviano. Ao contrário da anomalia negativa no oceano, este sistema de baixa pressão esteve (na média) em fase com um anomalia positiva de espessura; além disto, também esteve situado praticamente embaixo da posição média da Alta da Bolívia nos eventos de JBNs. Estes aspectos caracterizam a natureza predominantemente térmica desta anomalia de baixa pressão, sendo mais típico da Baixa do Chaco do que da BNA (SELUCHI; SAULO, 2012). O gradiente zonal de pressão induzido por este sistema é que mais influenciou o JBN em SCLS no verão. Isto fica evidente pela maior magnitude das barbelas de anomalia do vento em 850 hPa encontrada no mesmo setor (figura 4.14c) e também pela maior magnitude da anomalia de vento em 850hPa naquela região, como mostrado na figura 4.15b.

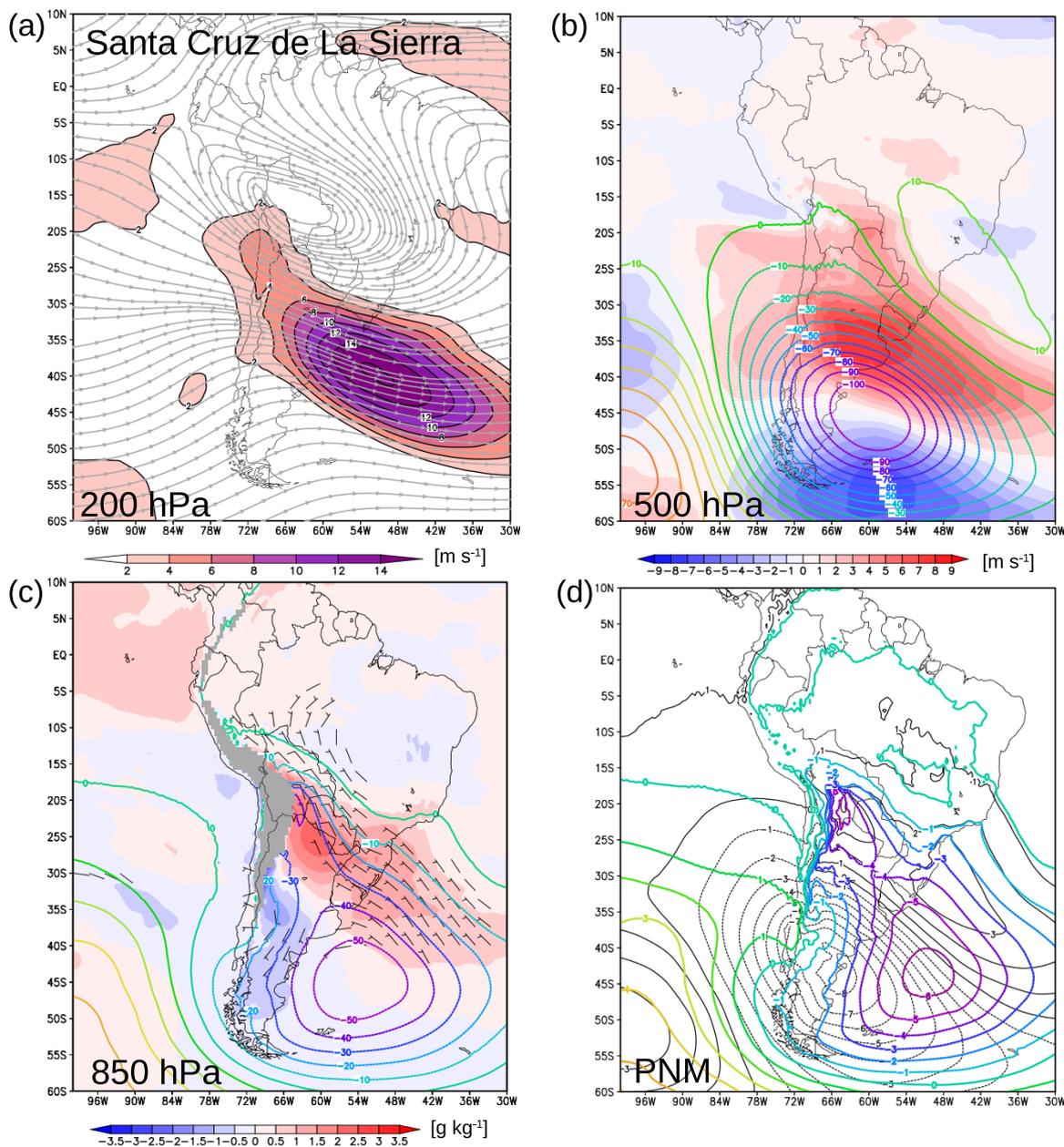
É interessante comparar as anomalias médias da intensidade do vento em 850 hPa informadas na figura 4.15b com as respectivas anomalias mostradas na figura 8b de SNS02 para eventos de “jato do Chaco” de verão. Em termos de intensidade, naquele trabalho as anomalias encontradas foram menores, o que parece consistente com o fato de que os JBNs amostrados aqui pertencem a um conjunto bem menor de jatos muito intensos para o verão. Em termos da distribuição espacial das anomalias médias, existe forte semelhança entre os dois resultados, porém com as anomalias estendendo-se até latitudes mais altas neste presente estudo. Em termos de umidade específica em 850 hPa (figura 4.14c), a anomalia média mais positiva no verão esteve situada na região da fronteira entre Argentina e Paraguai (i.e., ao sul de SCLS), próxima à baixa térmica mencionada acima. Na média, as anomalias positivas de umidade específica também estenderam-se para o oceano Atlântico em dias de JBNs em SCLS, compondo o setor quente dos ciclones extratropicais mais oceânicos.

Assim como nos casos de inverno, as linhas de corrente na figura 4.15b também revelam, sobre a Argentina, um ponto de colo no escoamento médio em 850 hPa para a amostra de JBNs intensos de verão em SCLS; porém agora a sela é centrada em uma latitude um pouco mais alta, o que é condizente com a posição média mais ao sul dos cavados frontais no verão. Ou seja, um padrão frontogenético também fica evidente sobre a Bacia do Prata na composição média de verão, porém com a baroclinia mais distante da posição dos JBNs em SCLS, como também encontrado em Marengo et al (2004). Vale ressaltar que SNS02 também obtiveram uma sela no campo de anomalia média de altura geopotencial em 1000 hPa no centro-leste da Argentina para dias com “jatos do Chaco” no verão (figura 10b daquele artigo), sendo este um padrão baroclínico recorrente. Apesar de não ser o foco desta pesquisa, é interessante notar, a sudoeste do ponto de colo na figura 4.15b), uma circulação anticiclônica associada a anomalias positivas (acima de 6 m s^{-1}) da magnitude do vento **de sul** na Patagônia; isto é acompanhado por anomalias negativas de umidade específica (4.14c), sugerindo a entrada de massas de ar frio e seco (GARREAUD, 2000). É interessante observar isto acontecendo, em média, simultaneamente com os intensos JBNs de norte em SCLS, indicando um acentuado contraste de massas de ar na Bacia do Prata. Como mostrado no artigo de ONK18, estes escoamentos intensos de sul na Patagônia podem também se manifestar na forma de JBNs e merecem maior atenção em trabalhos futuros.

A seção transversal longitude-altura da figura 4.15a mostra anomalias médias de até 12 m s^{-1} da magnitude do vento durante o verão, com um máximo entre 850 e 700 hPa logo a leste dos Andes. A grande diferença entre os valores destas anomalias em comparação com o obtido para o inverno 4.13a) reflete o fato de que a amostra de verão é composta por um número bem menor de JBNs e que são de intensidade **extrema** para a climatologia correspondente ao verão. Neste contexto, deve-se perceber também que o núcleo das anomalias da magnitude do vento a leste dos Andes ficou mais elevado no

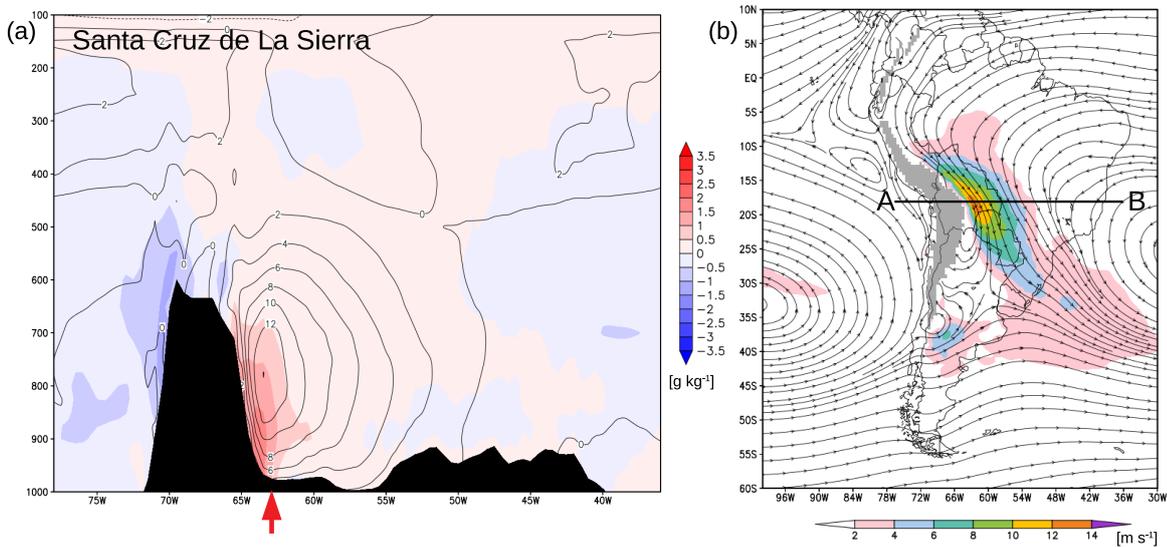
verão, indicando que estes eventos extremos de JBNs em SCLS tendem a ser, em média, mais elevados (p.ex., comparar com o perfil médio descrito na figura 9a de SNS02 para “jatos do Chaco”). As anomalias mais positivas de umidade específica na encosta leste dos Andes também tiveram profundidade maior nesta amostra de verão.

Figura 4.14 – Como na figura 4.12, mas para dias de JBNs intensos detectados no verão em SCLS. Tamanho da amostra: 195.



Fonte: Própria autora

Figura 4.15 – (a) Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos detectados no verão em SCLS. Tamanho da amostra: 195



Fonte: Própria autora

4.2.3 JBNs intensos em Córdoba: primavera

A figura 4.16 mostra padrões sinóticos médios de primavera associados a uma amostra de 334 dias com JBNs intensos em Córdoba. De maneira semelhante ao encontrado para os eventos de SCLS, as anomalias médias de altura geopotencial em 500 hPa (figura 4.16b) informam a presença de um cavado migratório embebido em um trem de onda, porém com o centro da anomalia negativa a oeste dos Andes, próximo ao litoral sul do Chile. Uma anomalia positiva de altura geopotencial estende-se do norte da Argentina ao Oceano Atlântico seguida de uma anomalia negativa a nordeste. Quanto à magnitude do vento em 500 hPa as anomalias de oeste (indicadas em vermelho) situaram-se, em média, sobre o centro do Chile e da Argentina, cruzando os Andes em torno de 40°S. Ficam evidentes também o enfraquecimento do escoamento de oeste (vide tons de azul) nas latitudes subtropicais da América do Sul e a sua intensificação no Atlântico Tropical, sendo consistente com o trem de ondas. Este padrão médio de anomalia de velocidade também se reflete na alta troposfera (figura 4.16a) onde há uma ampla faixa de anomalia positiva orientada de noroeste para sudeste centrada no litoral da Patagônia e outra faixa de anomalia positiva, mas menos intensa, no litoral tropical do Brasil. Estas anomalias de oeste indicam, respectivamente, a localização do jato polar e do jato subtropical fora de suas posições climatológicas de primavera, o que é uma resposta aos distúrbios transientes descritos em 500 hPa. É também interessante notar a alta da Bolívia nas linhas de corrente do escoamento médio na figura 4.16a, situando-se mais ao norte, o que é explicado (ao menos em parte) por ser um período de primavera.

Ainda em que pese a grande diferença de tamanhos das amostras, fica claro nas

ocorrências de JBNs intensos em Córdoba que os sistemas baroclínicos migratórios situaram-se, em média, bem mais ao sul [a oeste] do que o encontrado para as situações de JBNs em SCLS no inverno [no verão], como comprovado pela discussão abaixo. A figura 4.16d indica uma ampla região com anomalia negativa de PNM contornando o sul dos Andes e outro centro de anomalia negativa com orientação meridional no extremo oeste argentino. Esta configuração geral apresenta algumas semelhanças com aquela encontrada para os JBNs intensos de verão em SCLS (figura 4.14d), exceto que com uma **acentuada** diferença de fase, onde os dois núcleos principais de anomalias negativas de PNM encontram-se bem mais a sul e a oeste no caso dos JBNs de Córdoba. Em média, a anomalia barométrica mais ao sul localiza-se a leste da perturbação ciclônica em 500 hPa indicando o papel da forçante quase-geostrófica em promover a ciclogênese no sul da Patagônia. Ao mesmo tempo os campos médios de espessura (figura 4.16d) indicam um intenso gradiente térmico situado no litoral da Patagônia Argentina, informando que a baroclinia frequentemente se concentra bem mais ao sul do que nos casos de JBNs em SCLS. Os trabalhos de Gan e Rao (1991) e Reboita et al. (2018) confirmam que ciclogênese em superfície é frequente durante a primavera no litoral da Patagônia em torno de 50°S.

É importante notar as anomalias positivas de espessura centradas agora sobre o centro da Argentina (incluindo Córdoba) ao invés do sul do Brasil. A presença combinada de uma anomalia positiva de PNM sobre o litoral do Brasil e a anomalia negativa de PNM no oeste da Argentina induz um acentuado gradiente de (anomalia de) pressão em todo o nordeste da Argentina que é consistente com a presença de intenso escoamento de norte em baixos níveis na região de Córdoba. Ao mesmo tempo, é interessante que sobre o litoral sudeste do Brasil tem-se, em média, anomalias negativas de espessura coincidindo com a anomalia de alta pressão mencionada anteriormente. Isto sugere fortemente que os JBNs intensos de primavera em Córdoba se desenvolvem frequentemente em situações de "retorno de umidade"(ou "*moisture return flow*"; Espíndola (2015)), sendo, assim, parte integrante do flanco oeste de uma anticiclone móvel que desloca-se corrente abaixo pelo Atlântico Sul. Esta hipótese é fortalecida quando se analisa as anomalias médias de umidade específica em 850 hPa com o auxílio da figura 4.16c. Nela percebe-se a presença de uma faixa meridional de anomalias positivas de umidade sobre o centro da Argentina (em vermelho) coincidentes com as anomalias de vento de norte (barbelas), enquanto que sobre o litoral sul-sudeste do Brasil prevalecem anomalias negativas de umidade que parecem, então, integrar o setor frio e seco de um distúrbio sinótico migratório antecedente. Assim, existem evidências de que a amostra de JBNs estudada aqui é composta de diversos casos em que Córdoba encontra-se no setor ciclônico, quente e úmido que separa duas perturbações baroclínicas consecutivas, como indicado também pelo segundo setor de intenso gradiente térmico situado, em média, sobre o sul do Brasil (figura 4.16d).

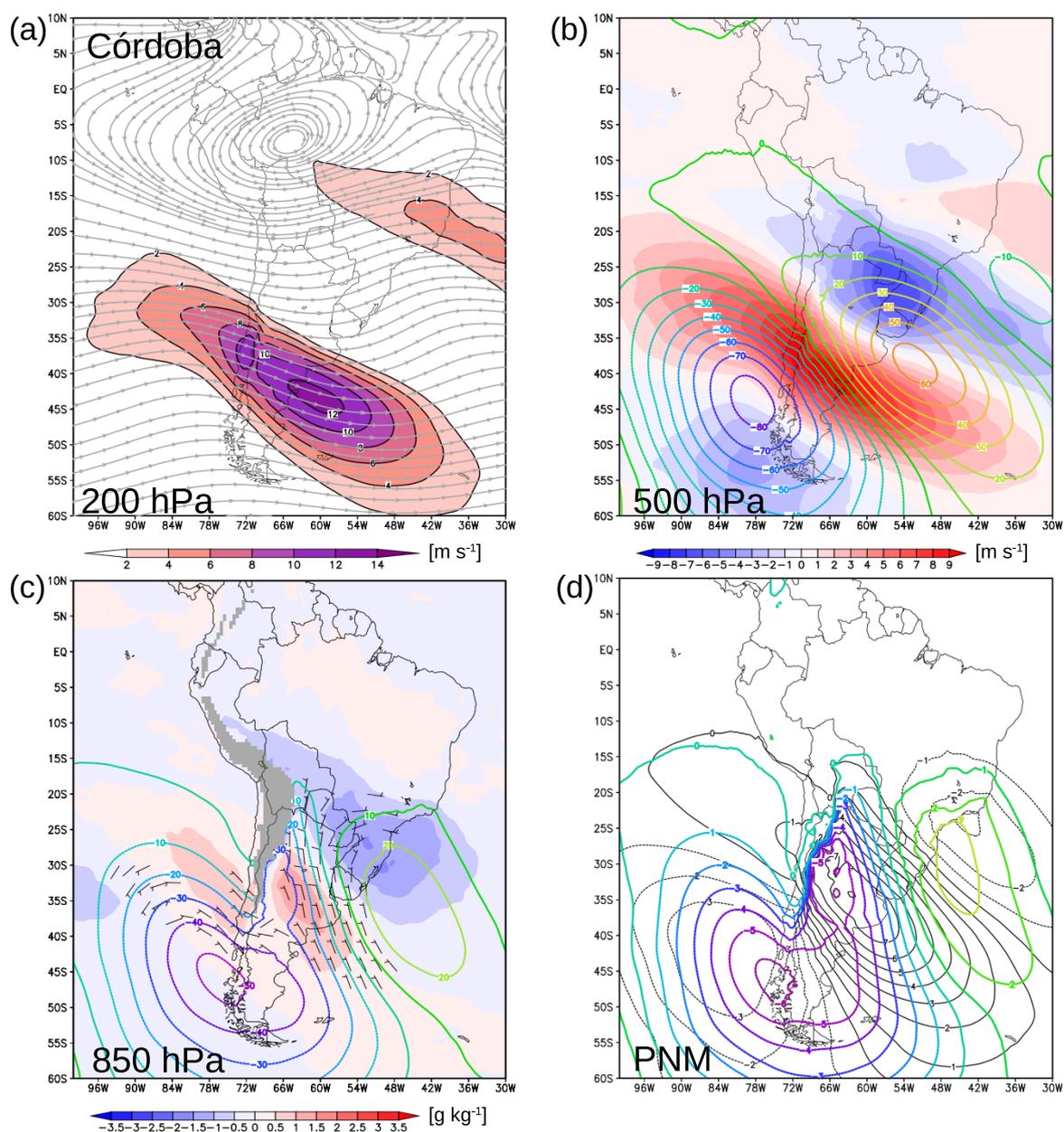
Outro aspecto muito importante informado pela figura 4.16d é a manifestação da BNA, representada pela anomalia negativa de PNM ao longo da encosta leste dos Andes

no centro da Argentina. Seluchi et al. (2003) mostraram, via estudos de casos com modelagem numérica, que a BNA é influenciada pelo ciclo diurno de aquecimento da superfície na encosta dos Andes e pela aproximação de cavados baroclínicos migratórios na média troposfera, especialmente na estação fria. A composição média das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa 4.16b comprovam a frequente aproximação de um cavado nos casos estudados aqui. Desde os trabalhos pioneiros, como o de Lichtenstein (1980), até estudos mais recentes, como os de SNS02, Saulo, Seluchi e Nicolini (2004) e Vidal (2014), é sabido que a BNA é crucial no condicionamento dos escoamentos de norte em baixos níveis no centro e norte da Argentina. O resultado encontrado para as situações de JBNS intensos em Córdoba ratificam esta importância.

As linhas de corrente do escoamento médio em 850 hPa nos dias de JBN intensos em Córdoba são mostradas na figura 4.17b; elas mostram a intrusão meridional do escoamento de norte até a região central da Argentina, assemelhando-se, de certa forma, ao que é comumente chamado de "jato do Chaco" (SN02). O escoamento médio sobre Córdoba apresenta uma orientação meridional bastante acentuada, sendo consistente com a direção predominante de norte para os JBNS detectados para aquela localidade (figura 4.9). Também é interessante notar, na figura 4.17b, a circulação anticiclônica situada próximo ao litoral sul do Brasil. Este padrão difere muito do escoamento médio encontrado naquela região para os eventos de JBNS intensos em SCLS no inverno e no verão, e é, ao mesmo tempo, consistente com a discussão realizada anteriormente sobre os JBNS intensos de Córdoba serem parte integrante de um "retorno de umidade" na Bacia do Prata. Como esperado, a maior anomalia positiva de velocidade do vento em 850 hPa mostrada na figura 4.17b situou-se sobre Córdoba, mas mostrando também uma ligeira extensão até o Oceano Atlântico (provavelmente em resposta ao estabelecimento do setor quente durante aos episódios de ciclogênese mais ao sul).

A seção vertical mostrada pela figura 4.17a para a latitude de Córdoba revela, na baixa troposfera, anomalias médias positivas de magnitude do vento que estendem-se por uma ampla faixa zonal até pelo menos 50 °O, coincidindo com o amplo setor com ventos de norte no flanco oeste da circulação média anticiclônica situada no litoral sul do Brasil (vide figura 4.17b). Indo para oeste, percebe-se que a camada com anomalias positivas aprofunda-se até atingir um núcleo principal com valores maiores que $+10 \text{ m s}^{-1}$ posicionado na longitude de Córdoba (como esperado), logo a leste das Sierras de Córdoba. O centro deste núcleo ficou, em média, em torno dos 850 hPa, e com as anomalias médias de $+8 \text{ m s}^{-1}$ estendendo-se até 750 hPa. Ao comparar esta estrutura vertical com a distribuição dos níveis de pressão dos núcleos de todos os JBNS detectados em Córdoba (figura 4.5) tem-se a percepção que a amostra de JBNS intensos de primavera apresentou episódios mais elevados, porque a distribuição para Córdoba na figura 4.5 mostrou uma frequência maior de eventos abaixo (geometricamente) de 850 hPa.

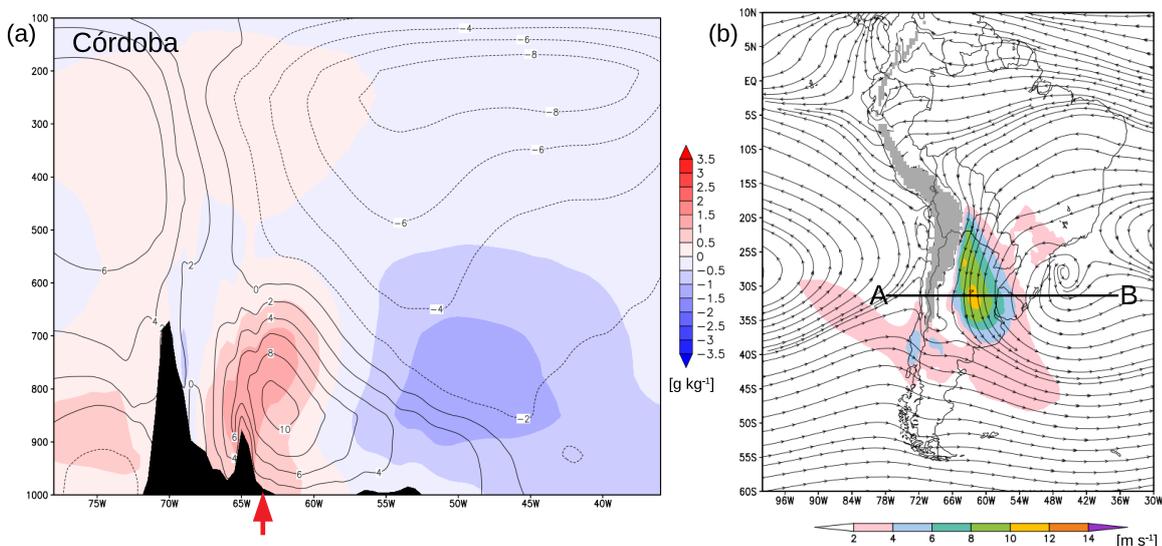
Figura 4.16 – Como na figura 4.12, mas para dias de JBNs intensos detectados na primavera na região de Córdoba. Tamanho da amostra: 334.



Fonte: Própria autora

A seção vertical de anomalia média de umidade específica na figura 4.17a exibe, nas Sierras de Córdoba, um setor de valores positivos que estende-se até 700 hPa, sendo então mais profundo do que as anomalias positivas de umidade encontradas para os JBNs intensos de verão em SCLS. Este resultado ratifica a importante modificação no perfil de umidade causada pelo JBN na região de Córdoba. Outro aspecto interessante mostrado pela figura 4.17a, e que não surgiu de maneira tão evidente nas seções verticais de verão e inverno para SCLS, é a extensa anomalia negativa de umidade específica centrada sobre o litoral sul do Brasil, gerando um importante gradiente zonal de anomalia de umidade. Esta anomalia negativa no lado leste do domínio coincide com a posição da circulação anticiclônica média em 850 hPa citada anteriormente, e condiz com uma presença frequente de massas de ar seco deslocando-se corrente abaixo sobre o Atlântico Sul simultaneamente com a presença dos JBNs intensos em Córdoba. Mais uma vez, este resultado fortalece a noção de que os JBNs mais intensos em Córdoba na primavera fazem parte de um importante escoamento de "retorno de umidade".

Figura 4.17 – Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos detectados na primavera na região de Córdoba e ao longo da latitude 31°S. A seta vermelha em (a) indica a longitude de Córdoba (64°O). Tamanho da amostra: 334.



Fonte: Própria autora

4.2.4 JBNs intensos no setor costeiro do Rio de Janeiro: verão

Nesta sub-seção analisa-se os padrões sinóticos médios de verão associados a uma amostra de 578 dias com JBNs intensos na região costeira do Rio de Janeiro. A figura 4.18b mostra que existe, em média, uma anomalia negativa de altura geopotencial em 500 hPa sobre o Atlântico Sudoeste, centrada em 40°S-44°O. Ao norte e nordeste (Ao sul)

desta perturbação tem-se um fortalecimento (enfraquecimento) do escoamento de oeste, como indicado pelas anomalias positivas (negativas) da magnitude do vento nestes setores (figura 4.18b). Em 200 hPa as anomalias positivas de intensidade do vento ressaltam um primeiro setor de velocidade mais alta estendendo-se de noroeste para sudeste sobre o Oceano Atlântico com núcleo em torno de 35 °S (figura 4.18a). Isto representa a manifestação frequente de uma corrente jato de altos níveis com características baroclínicas dada a boa concordância geográfica entre esta anomalia em 200 hPa e o gradiente horizontal de anomalia de espessura mostrada na figura 4.18d. O segundo setor com anomalias positivas de velocidade do vento em 200 hPa ficou situado em uma latitude mais baixa, sobre o litoral do nordeste do Brasil (figura 4.18a). Este sistema não tem a presença simultânea de um gradiente horizontal térmico, indicando uma manifestação do jato subtropical em uma latitude mais baixa do que a sua posição climatológica. Ainda em 200 hPa é possível notar, pelas linhas de corrente do escoamento médio, a Alta da Bolívia, o cavado do nordeste do Brasil, e um ligeiro sinal de um cavado sobre o Atlântico Sudoeste.

O campo de anomalia média de PNM (figura 4.18d) exhibe uma perturbação de baixa pressão no Atlântico Subtropical, posicionado ligeiramente a nordeste da queda de altura geopotencial em 500 hPa. Combinado com o gradiente horizontal de anomalia de espessura, esta configuração confirma a natureza baroclínica do distúrbio sinótico apesar da latitude relativamente baixa. Anomalias de PNM fracamente negativas ou bem próximas de zero prevalecem sobre a Bacia do Prata durante as ocorrências de JBNs intensos no litoral do Rio de Janeiro; percebe-se também a presença, em média, de anomalias negativas de espessura (figura 4.18d) e de umidade específica em 850 hPa (figura 4.18c) naquela região. Este resultado é condizente com a **ausência** de escoamento de norte em baixos níveis na Bacia do Prata.

Sobre o Atlântico Subtropical próximo à costa do Rio de Janeiro, tem-se em média anomalias positivas de umidade específica em 850 hPa (figura 4.18c) assim como anomalias positivas de espessura (figura 4.18d). Logo, as barbelas que mostram anomalias de ventos de noroeste na figura 4.18c situam-se sobre um setor quente e úmido a nordeste do distúrbio de baixa pressão em superfície. Isto indica que os JBNs intensos neste setor surgem frequentemente como uma resposta à intensificação do gradiente horizontal de pressão na baixa troposfera quando da aproximação/presença de uma perturbação ciclônica (e de predominância baroclínica) próxima ao litoral do Sudeste Brasileiro. A configuração sinótica descrita acima promove a deflexão no transporte meridional de umidade em baixos níveis para a região Sudeste do Brasil, gerando secamento na Bacia do Prata. Isto fica mais evidente na figura 4.15a; a seção vertical ao longo da latitude do Rio de Janeiro mostra claramente um dipolo zonal de anomalia de umidade específica, com anomalias negativas no norte do Paraguai e fronteira Argentina-Bolívia, e anomalias positivas em uma camada profunda a leste do Planalto Brasileiro. Esta anomalia de umidade com grande extensão vertical sobre o litoral do Brasil certamente não é resultado direto da pre-

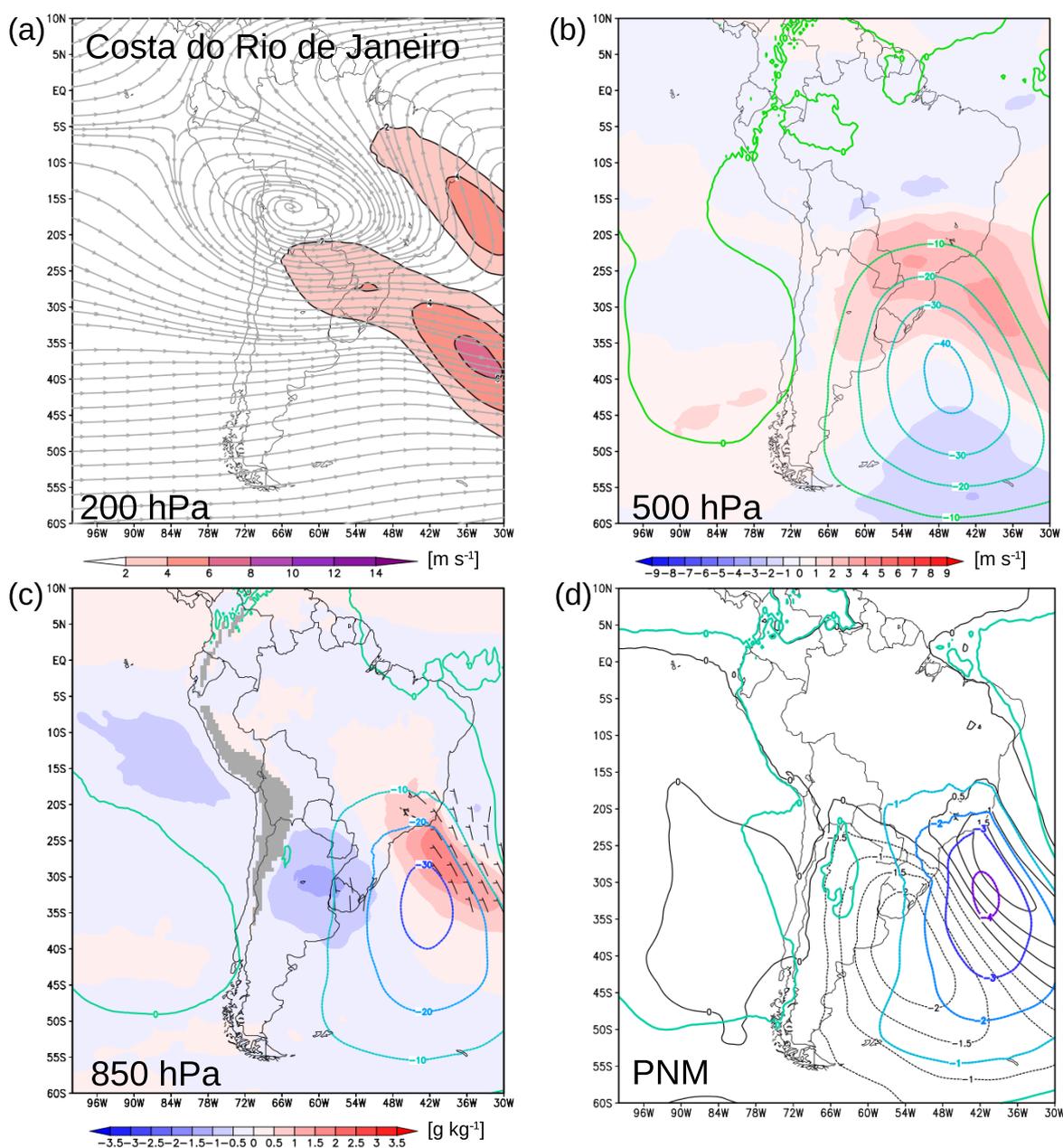
sença de um JBN naquele setor, mas provavelmente surge em decorrência de um maior afastamento para o oceano do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul nos dias com os JBNs, reduzindo o secamento na média troposfera.

Ainda na figura 4.15a, uma extensa faixa de anomalias negativas de magnitude do vento é evidente na baixa troposfera em praticamente todo o setor continental central da América do Sul (a leste dos Andes), associado ao enfraquecimento do escoamento de norte em baixos níveis. Ao mesmo tempo, anomalias positivas acima de $+6 \text{ m s}^{-1}$ estão presentes no setor costeiro do Rio de Janeiro, como esperado. É importante notar que estas anomalias positivas de velocidade são rasas, com núcleo abaixo (geometricamente) de 850 hPa, o que é consistente com o resultado discutido anteriormente com a figura 4.5. As linhas de corrente na figura 4.15b ilustram o escoamento médio em 850 hPa durante os eventos de JBN intensos na costa do Rio de Janeiro. Alguns aspectos são claros nesta figura: (i) os alísios no litoral norte do Brasil, (ii) uma banda de convergência com orientação noroeste-sudeste sobre o Brasil Central e litoral do Sudeste do Brasil, (iii) um cavado a leste do litoral sul brasileiro, e (iv) uma circulação anticiclônica na Bacia do Prata. As anomalias positivas da magnitude do vento em 850 hPa (indicadas pelo sombreado colorido na 4.15b) ressaltam bem a posição dos JBNs intensos no Oceano Atlântico. Neste contexto deve-se ressaltar que os JBNs detectados na costa do Rio de Janeiro são predominantemente de nordeste (vide figura 4.9) e ocorrem em níveis geometricamente abaixo de 850 hPa. Entretanto, nota-se que no nível de 850 hPa mostrado nas figuras 4.18c e 4.15b) o escoamento mais intenso surge de noroeste, em média. Isto indica a presença de um cisalhamento direcional do vento com a altura na CLA marítima.

Para finalizar a análise, é importante notar que as configurações sinóticas médias obtidas para os dias com JBNs intensos de verão no setor costeiro do Rio de Janeiro são coincidentes com os padrões médios sinóticos quando da presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), especialmente quando esta apresenta um setor oceânico bem definido (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004). Estes padrões incluem também a “gangorra de umidade” entre o sudeste do Brasil e a Bacia do Prata no verão (p.ex., Nogués-Paegle e Mo (1997)), o enfraquecimento dos ventos de norte em baixos níveis na Bacia do Prata, e até mesmo a configuração baroclínica na região da ZCAS (p.ex., Liebmann et al. (1999)). É interessante que Marengo et al. (2004) encontraram que durante eventos de JBNs em SCLS e Mariscal Estigarribia na estação quente há uma diminuição da convecção no setor da ZCAS. Na figura 4.14c ficou evidente o transporte de umidade desde o norte da Argentina ao sul do Brasil durante eventos de JBNs intensos observados no verão em SCLS. Sugahara e Rocha (1996) compararam dias com e sem JBNs na região do Atlântico Sul (i.e., englobando o setor analisado nesta sub-seção) e encontraram que durante a **ausência** destes JBNs há uma circulação ciclônica sobre a fronteira Bolívia-Paraguai que favorece o escoamento de norte-noroeste para a Bacia do Prata. Assim, os JBNs de verão do setor costeiro do Rio de Janeiro parecem representar uma amostra de

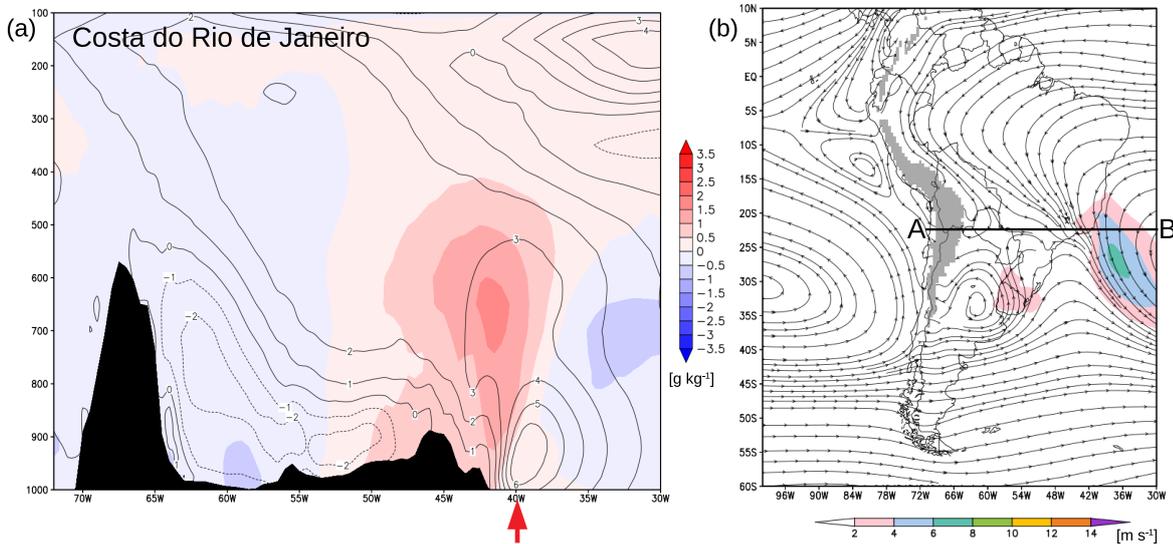
eventos que faz oposição à amostra dos JBNs de verão em SCLS (e possivelmente em Córdoba também). Contudo, **não** é possível afirmar taxativamente que todos os eventos de JBNs na zona costeira do Rio de Janeiro estão necessariamente atrelados a ZCAS bem definidas e (portanto) a um secamento intenso na Bacia do Prata; sistemas frontais **migratórios** de verão que chegam ao sudeste do Brasil podem ser também os responsáveis por estes JBNs. Os campos médios analisados aqui não são suficientes para uma discriminação definitiva. Trabalhos futuros abordando este sistema costeiro de JBN precisam abordar este tema com mais profundidade.

Figura 4.18 – Como na figura 4.12, mas para dias de JBNs intensos detectados no verão na costa do Rio do Janeiro. Tamanho da amostra: 578.



Fonte: Própria autora

Figura 4.19 – (a) Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos detectados no verão na costa do Rio de Janeiro e ao longo da latitude 22.5°S. A seta vermelha em (a) indica a longitude da Costa do Rio de Janeiro (40°O). Tamanho da amostra: 578.



Fonte: Própria autora

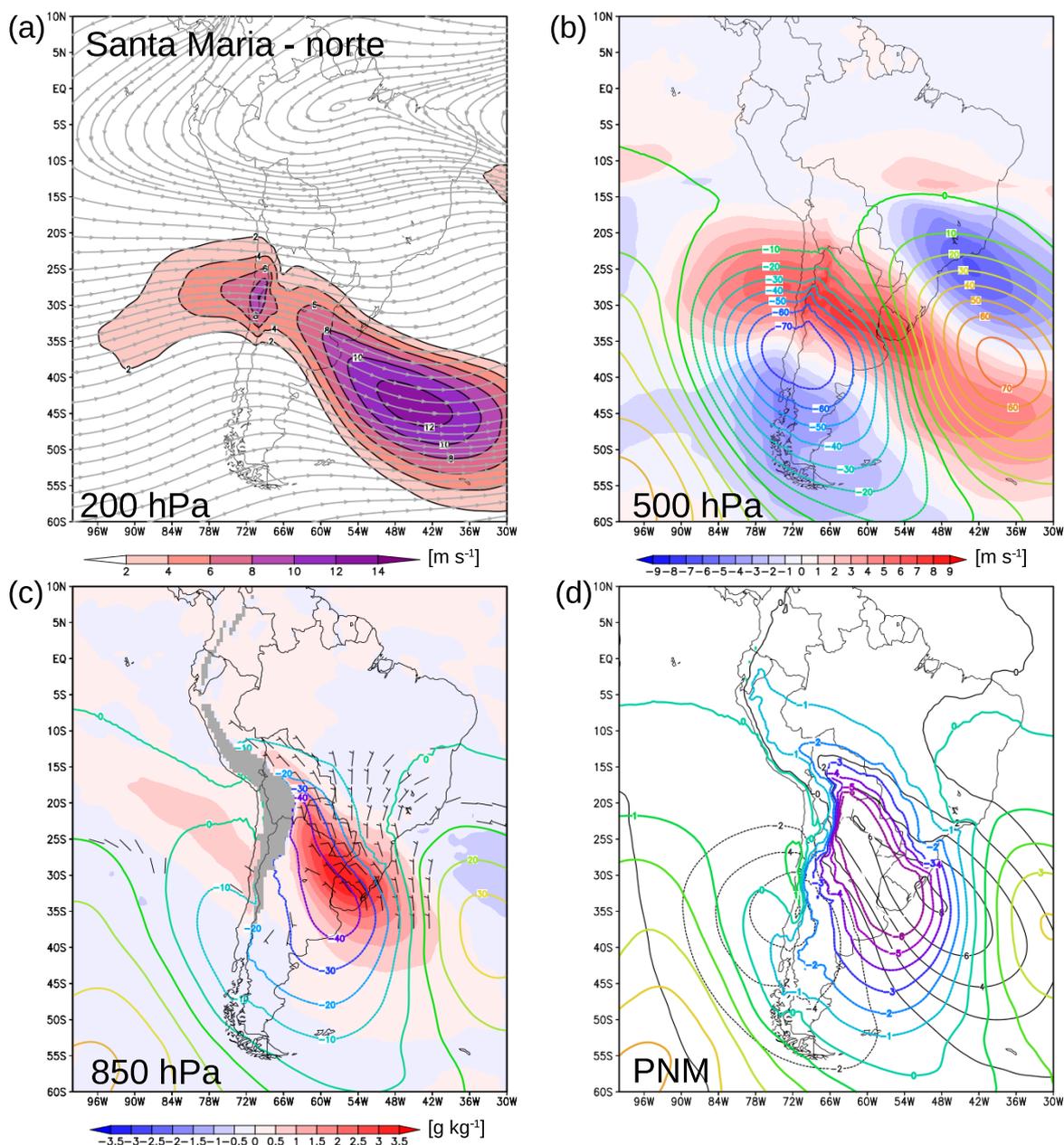
4.2.5 JBNs intensos em Santa Maria: inverno e primavera

Dado o comportamento bi-modal da direção predominante dos JBNs em Santa Maria, os padrões sinóticos associados aos JBNs intensos desta localidade são analisados separando-os em dois grupos de acordo com a direção do seu vento máximo. Aqui estes dois grupos são chamados simplesmente de “JBNs de norte”, para episódios cuja direção foi entre 270° e 30° (intervalo avaliado no sentido horário), e de “JBNs de leste” para aqueles cuja direção foi entre 30° e 90° (i.e., também no sentido horário). O primeiro (segundo) grupo é mais frequente no inverno (na primavera).

A figura 4.20 mostra os campos sinóticos médios obtidos para os 393 dias de inverno com JBNs intensos de norte em Santa Maria. Os padrões médios são muito parecidos com aqueles obtidos para os JBNs de SCLS no inverno. As diferenças mais evidentes estão nas magnitudes das anomalias, que são mais intensas nos campos correspondentes para Santa Maria. Isto era esperado uma vez que o tamanho da amostra para SCLS é maior, o que dá origem a compostos médios mais suavizados para aquela amostra. Os quatro painéis da figura 4.20 indicam, em média, a presença de forçante baroclínica sobre a Bacia do Prata e também sugerem a frequente presença simultânea da BNA e de ciclogênese em superfície na saída o Rio da Prata (figura 4.20d). A composição média em 850 hPa para JBNs intensos de norte em Santa Maria (figura 4.20c) mostra uma incursão meridional úmida que, em média, parece atingir latitudes mais altas do que a respectiva intrusão meridional obtida na amostra dos JBNs de inverno em SCLS. Mas em ambos os casos há forte evidência de que a incursão de ar quente e úmido no litoral do Uruguai

faz parte do frequente estabelecimento do setor quente dos ciclones extratropicais que se formam naquela região no inverno.

Figura 4.20 – Como na figura 4.12, mas para dias de JBNs intensos com direção entre 270 e 30° detectados no inverno em Santa Maria. Tamanho da amostra: 393.



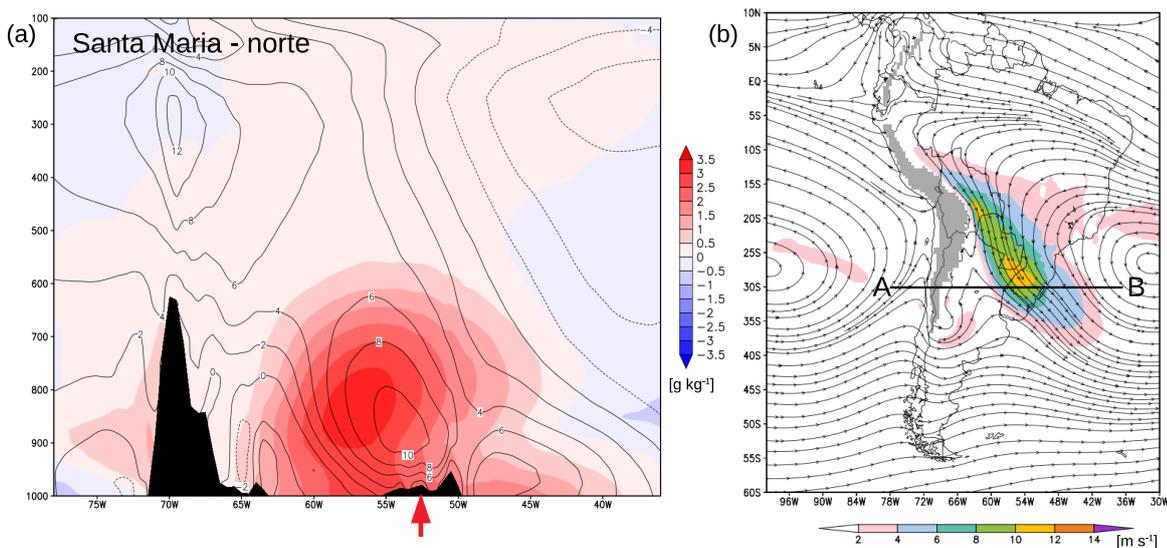
Fonte: Própria autora

A grande semelhança com as composições médias encontradas para as situações de JBNs de inverno em SCLS provavelmente pode ser explicada com o auxílio da figura 4.21b. Observa-se que existem, ao mesmo tempo, dois máximos de anomalia da magnitude do vento em 850 hPa: um sobre o centro-norte do Rio Grande do Sul (com orientação média de noroeste, consistente com o informado pela figura 4.10) e um segundo sobre o Altiplano Boliviano, que é a região “clássica” do JBNAS que inclui SCLS. Assim, dado o

grande tamanho da amostra dos JBNs intensos de inverno em SCLS, aquele conjunto de eventos provavelmente inclui **simultaneamente** muitos, senão a grande maioria, dos JBNs de norte de Santa Maria. Deve-se frisar que as anomalias médias de altura geopotencial em 500 hPa e de PNM obtidas para os JBNs de inverno de SCLS (figura 4.14) mostraram indícios de ocorrência frequente de ciclogênese na saída do Rio da Prata, o que aponta para uma situação que também é favorável à extensão meridional de escoamentos do tipo JBN até o Rio Grande do Sul. Em outras palavras, uma mesma condição sinótica de inverno pode estar presente nos dias de JBNs nas duas localidades, possivelmente com o JBN de SCLS sendo induzido pelo aprofundamento da BNA e o JBN de norte em SM sendo favorecido pela ciclogênese no Uruguai. Estudos adicionais devem avaliar melhor esta hipótese que pode ter implicação importante na própria definição do que é o JBNAS.

Quanto à seção vertical mostrada na figura 4.21a, ela informa as anomalias médias de magnitude do vento e de umidade específica ao longo da latitude de 30°S nos dias de JBNs intensos de norte em Santa Maria. O núcleo de anomalias mais positivas de velocidade em baixos níveis (maiores que $+10 \text{ m s}^{-1}$) situa-se sobre o Rio Grande do Sul em torno de 850 hPa, mas estende-se para níveis superiores; por exemplo, o setor de anomalia maior que $+8 \text{ m s}^{-1}$ atinge os 700 hPa. A seção vertical também mostra um núcleo bem definido de anomalias positivas de umidade posicionado mais a oeste do núcleo de velocidade. Pela média da amostra estudada, toda a metade inferior da troposfera entre 55°O e 60°O experimenta uma umidificação, ratificando a importante perturbação causada pelos JBNs de norte no inverno naquele setor.

Figura 4.21 – Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos com direção entre 270 ° e 30 ° detectados no inverno em Santa Maria e ao longo da latitude 30°S. A seta vermelha em (a) indica a longitude de Santa Maria (53°O). Tamanho da amostra: 393.



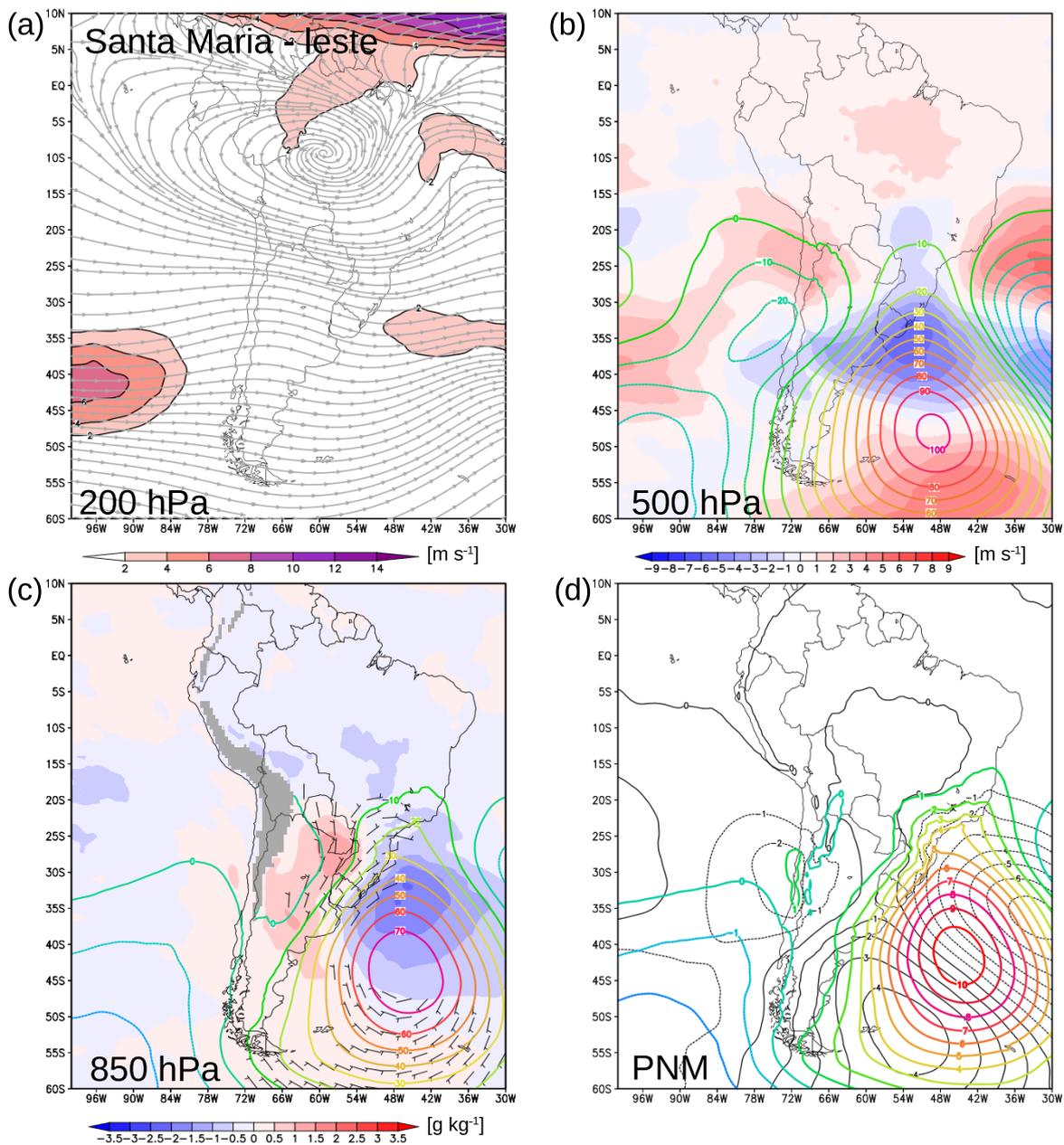
Fonte: Própria autora

As composições sinóticas médias correspondentes aos JBNs intensos de leste em

SM durante a primavera são apresentadas na figura 4.22; as médias são referentes a uma amostra de 124 dias, e mostram padrões bem distintos daqueles obtidos para os JBNs intensos de norte. Em 500 hPa (figura 4.22b) há uma anomalia positiva de altura geopotencial centrada nas latitudes médias do Atlântico Sul e uma crista anômala que se estende até o sul do Brasil. Este padrão médio faz parte de um trem de onda identificável nas latitudes médias e subtropicais. A oeste dos Andes, sobre o Pacífico Sudeste, prevalecem anomalias negativas de altura geopotencial; em especial, surge um cavado anômalo com centro destacado próximo ao litoral do Chile, setor conhecido pela frequente presença na primavera de vórtices ciclônicos de altos níveis (ou "baixas desprendidas") subtropicais (p.ex., Fuenzalida, Sánchez e Garreaud (2005)). Neste aspecto, é possível especular que a presença frequente das cristas anômalas sobre o litoral leste da América do Sul funcione como uma espécie de mecanismo de bloqueio atmosférico que induza o desprendimento dos cavados corrente acima. A anomalia negativa da magnitude dos ventos em 500 hPa (i.e., ventos de oeste mais fracos; vide cores azuis) coincidindo com a crista anômala no leste da América da Sul parece reforçar esta noção do escoamento tipo-bloqueio em 500 hPa durante os eventos de JBNs de leste no Rio Grande do Sul. Neste sentido, deve-se reparar também que, em média, há uma **ausência** de anomalias positivas na magnitude do vento em 200 hPa sobre a Bacia do Prata (figura 4.22a), e as respectivas linhas de corrente médias sobre a Argentina assemelham-se um pouco a um escoamento bloqueado.

Ligeiramente corrente abaixo da crista anômala em 500 hPa surgem anomalias positivas de altura geopotencial em 850 hPa (figura 4.22c) e de PNM (figura 4.22d). Percebe-se que o aumento de pressão no Atlântico Sul é geralmente acompanhado de um gradiente horizontal de espessura, indicando o caráter baroclínico do distúrbio sinótico. Isto também mostra que as anomalias positivas de PNM naquele setor não são a manifestação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul situado fora de sua posição climatológica, mas sim de anticiclones migratórios associados a intrusões oceânicas de massas de ar frio e seco, como indicado pelas anomalias negativas de espessura (figura 4.22d) e de umidade específica em 850 hPa (figura 4.22c) na costa sul do Brasil. Mais importante para o entendimento dos JBNs de leste em Santa Maria é o fato do anticiclone anômalo influenciar o litoral do Rio Grande do Sul, induzindo um gradiente horizontal de (anomalia de) pressão que favorece à geração dos ventos de leste e nordeste em baixos níveis sobre este estado. Isto é confirmado pelas barbelas de anomalias do vento em 850 hPa sobre o Rio Grande do Sul (figura 4.22c). Naturalmente, este padrão, que é nitidamente pós-frontal, é completamente distinto daquele obtido para os JBNs de norte (pré-frontal).

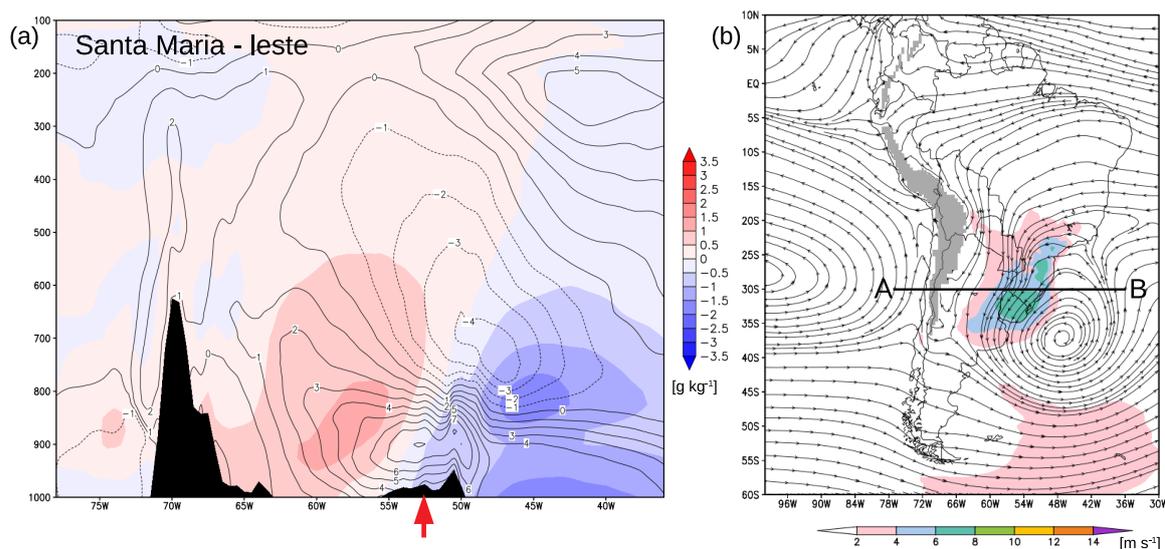
Figura 4.22 – Como na figura 4.12, mas para dias com JBNs intensos com direção entre 30° e 90° detectados na primavera em Santa Maria e ao longo da latitude 30°S . A seta vermelha em (a) indica a longitude de Santa Maria (53°O). Tamanho da amostra: 124.



Fonte: Própria autora

Além disto, há pequenas anomalias negativas de PNM imediatamente a leste dos Andes (no oeste e noroeste da Argentina). A existência destas perturbações parece condizer com a proximidade dos cavados em níveis médios no centro-norte Chile. Assim, existe, em média, um gradiente zonal de (anomalia de) PNM sobre a Bacia do Prata, sendo mais intenso no setor leste da Bacia dada a maior proximidade da anomalia anticlônica no oceano. Esta configuração induz ventos com maior componente de norte sobre a Argentina que podem promover o “retorno de umidade” para a região, como fortemente sugerido pela figura 4.22c. O gradiente leste-oeste de (anomalia de) umidade específica presente na baixa troposfera em torno de 30°S também fica bastante evidente na seção transversal feita ao longo desta latitude para os dias com JBNs intensos de leste em Santa Maria e mostrada na figura 4.23a. Nesta mesma figura nota-se uma anomalia positiva da magnitude do vento de cerca de 7 m s^{-1} posicionada sobre o estado do Rio Grande do Sul abaixo (geometricamente) do nível de 850 hPa; isto é, confinada em uma camada bem mais rasa do que o respectivo núcleo analisado para os JBNs intensos de norte no inverno. É interessante ressaltar que, sobre o Rio Grande do Sul, a latitude de 30°S coincide aproximadamente com a Depressão Central Gaúcha cuja orientação é leste-oeste e que pode ser um mecanismo relevante na canalização de ventos de leste em baixos níveis sobre Santa Maria quando da presença de anticlones no setor oceânico. Trabalhos adicionais devem ser realizados para estudar melhor este mecanismo topográfico.

Figura 4.23 – Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos com direção entre 30° e 90° detectados na primavera em Santa Maria e ao longo da latitude 30°S . A seta vermelha em (a) indica a longitude de Santa Maria (53°O). Tamanho da amostra: 124.



Fonte: Própria autora

A figura 4.23a também mostra que na média troposfera surgem anomalias negativas da magnitude do vento, o que é consistente com a noção da presença simultânea de um escoamento bloqueado sobre a Bacia do Prata reduzindo o escoamento zonal onde

climatologicamente se encontra um jato subtropical. As linhas de corrente do escoamento médio em 850 hPa mostram a circulação anticiclônica próxima ao litoral do Rio Grande do Sul (figura 4.23b). As anomalias de velocidade são mais intensas no setor de ventos de nordeste no sul do Brasil. Sobre o nordeste da Argentina prevalecem, em média, ventos com maior componente de norte. Este padrão se assemelha ao identificado por Espíndola (2015) em situações de retorno de umidade em direção a Bacia do Prata, conforme um sistema de alta pressão se desloca para o oceano.

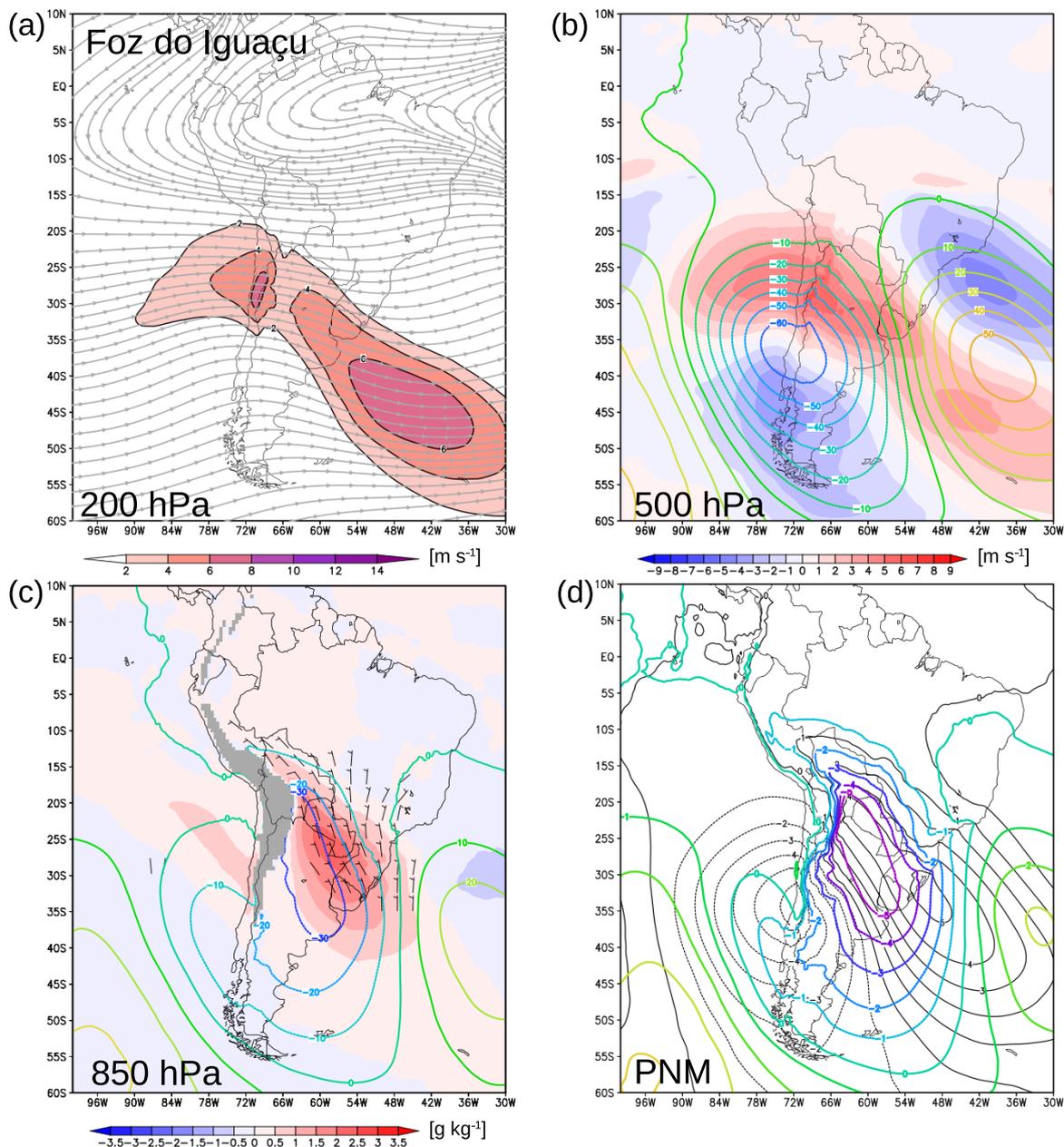
4.2.6 JBNs intensos em Foz do Iguaçu: inverno

A figura 4.24 mostra os campos sinóticos médios obtidos para os 653 dias com JBNs intensos de inverno detectados em Foz do Iguaçu. De maneira semelhante ao encontrado para JBNs de norte em Santa Maria no inverno, os padrões sinóticos médios são muito parecidos com os obtidos para a amostra de JBNs de inverno em SCLS. Um trem de onda é presente em 500 hPa, com anomalias negativas de altura geopotencial prevalecendo na maior parte da Bacia do Prata e com a intensificação do jato de altos níveis sobre um setor baroclínico. Em baixos níveis surge, novamente, uma anomalia de baixa pressão estendendo-se de noroeste para sudeste englobando tanto a região da BNA quanto o setor ciclogênico no litoral do Uruguai, indicando a formação de colos (selas) no campo de PNM. As anomalias de magnitude do vento e de umidade em 850 hPa mostram ventos úmidos com orientação de norte-noroeste sobre o sul do Brasil, no setor quente da onda baroclínica, ou seja, caracterizando uma configuração de JBNs pré-frontais.

É importante ressaltar, nos casos de inverno em Santa Maria e Foz do Iguaçu, a orientação mais zonal das anomalias do escoamento de norte em baixos níveis quando comparado com Córdoba e SCLS. Isto fica evidente também pelo escoamento médio em 850 hPa sobre o sul do Brasil mostrado na figura 4.25b. Um dos argumentos empregados por ONK18 para se alterar os critérios de detecção de JBNs e, com isto, incluir a identificação dos JBNs em outros setores da América do Sul foi justamente a eliminação da necessidade da componente zonal do JBN ser menor (em módulo) do que sua componente meridional. Porém, da mesma forma como discutido no caso dos JBNs de inverno em Santa Maria, os padrões atmosféricos médios obtidos para Foz do Iguaçu são muito semelhantes àqueles para SCLS no inverno. Além disto, as figuras 4.24c e 4.25b informam que as anomalias de magnitude do vento no setor de JBN se estendem **desde** o Altiplano Boliviano até o sul do Brasil. Estes resultados sugerem que situações de JBNs (de componente norte) sobre o sul brasileiro podem frequentemente representar uma extensão do JBNAS para sudeste na Bacia do Prata, da mesma maneira como o "Jato do Chaco" é considerado uma extensão do JBNAS para sul de 25 °S. A principal diferença ficaria por conta da maior componente zonal do JBN no caso do sul do Brasil, especialmente no caso dos

JBNs mais elevados (figura 4.10).

Figura 4.24 – Como na figura 4.12, mas para dias com JBNs intensos detectados no inverno em Foz do Iguaçu. Tamanho da amostra: 653.

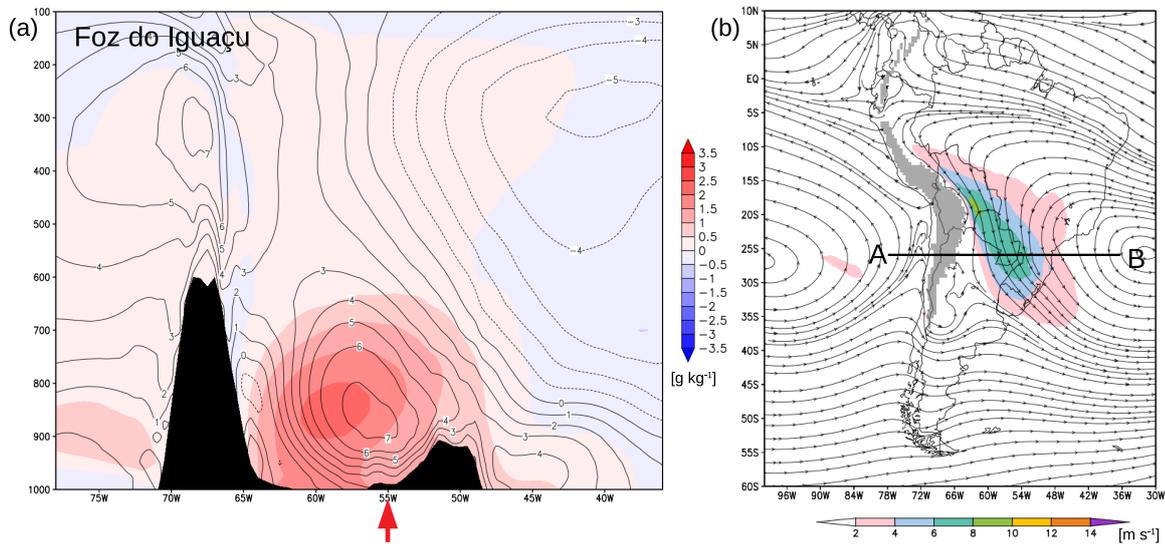


Fonte: Própria autora

A seção transversal mostrada na figura 4.25a mostra as anomalias médias da magnitude vento e da umidade específica ao longo da latitude 25°S em dias de JBNs em Foz do Iguaçu no inverno. Na baixa troposfera, os núcleos de máximas anomalias positivas para as duas variáveis são parecidos com os obtidos para a amostra de JBNs de norte em Santa Maria, porém com um ligeiro deslocamento para oeste. É interessante perceber também as anomalias positivas, porém bem mais rasas, sobre o setor do Atlântico (em torno de 45°O). É no setor continental que a maior perturbação no campo de umidade é

observada, ressaltando a importância do fluxo de norte acompanhando os JBNs.

Figura 4.25 – Como na figura 4.13, mas para os dias de JBNs intensos detectados no inverno em Foz do Iguaçu e ao longo da latitude 25.5°S . A seta vermelha em (a) indica a longitude de Foz do Iguaçu (55°O). Tamanho da amostra: 653.



Fonte: Própria autora

5 SUMÁRIO E CONCLUSÕES

A pesquisa aqui apresentada representou um prosseguimento do trabalho de ONK18 que propuseram e testaram um algoritmo para a identificação de JBNs na América do Sul elaborado a partir de uma modificação nos critérios originalmente propostos por Bonner (1968). Essencialmente, este algoritmo admite a detecção de JBNs cujos núcleos encontram-se até 3.000 m de altura. Ao mesmo tempo, os critérios permitem a inclusão de JBNs de norte cujas componentes zonais são maiores, em módulo, do que suas componentes meridionais, desviando-se assim do algoritmo de SNS02 tradicionalmente usado para a detecção específica do “Jato de Baixos Níveis da América do Sul” (ou JBNAS) entre o Altiplano Boliviano e o norte da Argentina. Assim, utilizando-se este algoritmo, **elaborou-se uma nova climatologia de JBNs de norte para a América do Sul fornecendo uma perspectiva mais ampliada que vai além da definição clássica do JBNAS**. Para isto foram usados dados da reanálise CFSR-CFSv2 para o período entre 1980 e 2017 cobrindo todo o setor sulamericano entre 50° S e 10° N. **Para algumas das localidades-chave selecionadas neste estudo para investigação pontual fornece-se, pela primeira vez, uma análise climatológica mais detalhada quanto à (i) variabilidade sazonal e diurna, (ii) atributos como velocidade máxima, altura e direção dos JBNs, e (iii) composições médias dos ambientes sinóticos reinantes**.

Em uma primeira etapa foi investigada a distribuição espacial e anual de dias com JBNs detectados com o algoritmo de ONK18, além da sensibilidade destes resultados quanto aos diferentes critérios de detecção e quanto às diferentes bases de dados. Para esta etapa foram comparados os resultados obtidos com os algoritmos de SNS02, BC1 e ONK18, e com a reanálise ERA-interim. Confirmando os resultados apresentados no trabalho de ONK18, **mostrou-se, com as duas reanálises, que os três algoritmos detectam uma ocorrência frequente de JBNs ao longo da encosta leste dos Andes entre o centro-sul da Bolívia e o oeste da Argentina, região que inclui a posição climatológica do JBNAS**. Entretanto, mesmo neste setor os critérios de ONK18 detectaram uma maior frequência do fenômeno do que com os critérios de SNS02. De fato, **em SCLS, na Bolívia, encontrou-se uma presença frequente de JBNs elevados, isto é, aqueles de núcleo acima de 850 hPa (ou 1.500 m), sendo portanto não detectáveis com os critérios de SNS02 ou de BC1**. Foi possível identificar também outros setores sulamericanos de ocorrência frequente de JBNs (de norte), principalmente com os dados da reanálise CFSR-CFSv2. Entre estes setores incluem-se a região entre o sul da Bahia e o norte de Minas Gerais, o setor norte da Região Nordeste do Brasil, o norte do Pará, o centro-norte da Venezuela, a faixa costeira do estado do Rio de Janeiro, o setor costeiro do Rio Grande do Sul, a região da fronteira tríplice entre Argentina Brasil e Paraguai, e as Sierras de Córdoba. Na verdade, a presença de JBNs na maioria destas regiões adicionais

já era documentada em trabalhos anteriores, o que aumenta a robustez desta climatologia.

No que diz respeito à sensibilidade dos resultados à reanálise empregada, **os resultados indicaram uma detecção menos frequente de JBNs com os dados da reanálise ERA-interim quando comparado com a CFSR-CFSv2.** Foi conduzida uma avaliação da destreza das duas reanálises em capturar episódios de JBNs em comparação com as observações feitas com radiossondagens na Bacia do Prata para o período entre 1996 e 2015. Os perfis de vento extraídos de ambas as reanálises mostraram deficiências em acusar a presença de JBNs simultaneamente com as observações; entretanto, na análise geral **os perfis advindos da reanálise CFSR-CFSv2 foram os que apresentaram a maior destreza em replicar as estatísticas de ocorrências de JBNs (na ERA-interim as ocorrências foram subestimadas), além também de reproduzir bem as distribuições estatísticas observadas de alturas, intensidades e direções dos JBNs.** Com isto optou-se por prosseguir com a climatologia de JBNs utilizando-se os dados da reanálise CFSR-CFSv2.

As variabilidades sazonal e diurna dos JBNs também foram investigadas nesta climatologia. **No setor do Altiplano Boliviano os três algoritmos de detecção indicaram o inverno como sendo a estação com ocorrência mais frequente de JBNs.** Não foi calculado neste trabalho o transporte verticalmente integrado de umidade realizado em dias com JBNs, de modo que o resultado descrito acima não implica necessariamente em haver maior advecção meridional de umidade no inverno. Na verdade, a vasta literatura disponível sobre o assunto confirma que isto se dá no verão. Além disto, como também discutido nos resultados preliminares de ONK18, **a oscilação sazonal da posição geográfica de maior frequência dos JBNs nas latitudes médias e subtropicais da América do Sul relacionou-se com a marcha latitudinal do regime baroclínico em escala sinótica,** com eventos de JBNs ocorrendo com mais frequência nas latitudes mais baixas [mais altas] da Bacia do Prata nos meses de inverno [verão]. Já **nas latitudes tropicais e nas regiões costeiras do Rio de Janeiro e do sul do Brasil, os JBNs foram mais frequentes na estação quente do ano.** No tocante à variabilidade diurna, **a climatologia reafirmou que os JBNs na América do Sul são influenciados pelo ciclo diurno da CLA,** uma vez que a maior [menor] frequência de JBNs deu-se no horário das 06 UTC [18 UTC]. Na região do JBNAS encontrou-se a ocorrência relativamente frequente de JBNs elevados mesmo às 18 UTC, e, diferentemente das regiões continentais, **os JBNs nos setores costeiros apresentaram um ciclo diurno bem menos acentuado.** Ainda para estas duas faixas costeiras, foi encontrado praticamente o mesmo número de episódios de JBNs com os algoritmos BC1 e ONK18 em todas as estações do ano, o que indica a ocorrência de JBNs mais rasos nestes setores.

As direções predominantes dos JBNs detectados em algumas localidades-chave da América do Sul também foram investigadas nesta climatologia, subdividindo esta análise entre a amostra total de JBNs e a amostra de JBNs elevados. Encontrou-se

algumas distinções importantes nos regimes modais e de simetria entre as distribuições de direção dos JBNs das diferentes localidades. Por exemplo, em SCLS a distribuição por classes de direção do JBN foi relativamente simétrica e essencialmente unimodal, em torno de norte-noroeste; para Santa Maria a distribuição encontrada foi mais difusa (i.e., espectro largo de direções) e aproximadamente bimodal, tendo leste e noroeste como direções mais frequentes. Além disto, para as localidades de SCLS, Córdoba e região norte do Pará não encontrou-se uma diferença expressiva da direção predominante dos JBNs entre as respectivas amostras totais e as amostras contendo apenas episódios elevados. Já para Foz do Iguaçu, Santa Maria e o setor costeiro do Rio Grande do Sul a distribuição de direções predominantes dos JBNs elevados foi bem distinta daquela da amostra total. Assim, para estas localidades no leste da Bacia do Prata, os JBNs elevados parecem estar associados a forçantes distintas dos JBNs mais baixos. Os resultados acima sugerem que **a diversidade de mecanismos que geram/influenciam os JBNs varia bastante de localidade para localidade da América do Sul.**

Composições sinóticas médias também foram geradas para os eventos de JBNs em algumas localidades selecionadas (quais sejam: Córdoba, Foz do Iguaçu, Santa Maria, SCLS, e o setor costeiro do Rio de Janeiro). Evidentemente, muitos JBNs são fenômenos locais atrelados exclusivamente à evolução da CLA; porém, ficou claro que os sistemas de JBNs detectados nesta climatologia utilizando dados de reanálise (cuja resolução horizontal e vertical é inadequada para detectar fenômenos de escala muito local) são frequentemente condicionados por processos escala sinótica. Isto porque **um aspecto comum às composições sinóticas obtidas para todas as localidades selecionadas foi a presença, em média, de importantes forçantes de natureza baroclínica na escala sinótica.** De fato, em 4 composições médias obtidas os JBNs mais intensos foram pré-frontais (SCLS, Santa Maria (JBNs de norte), Foz do Iguaçu e Córdoba); em 1 composição os JBNs foram pós-frontais (Santa Maria, JBNs de leste); e em 1 composição os JBNs pareceram associados a ZCAS oceânicas ou sistemas pré-frontais (setor costeiro do Rio de Janeiro).

Para as situações de inverno em Santa Maria (na qual a amostra incluía apenas JBNs de norte e noroeste), SCLS e Foz do Iguaçu os padrões sinóticos médios foram muito semelhantes entre si. Eles indicam que a predominância de um cavado anômalo em 500 hPa sobre a Bacia do Prata e a ocorrência simultânea da BNA e de ciclogênese nas proximidades do litoral do Uruguai (gerando um ponto de sela na região central da Bacia do Prata) é frequente nas ocorrências de JBNs nestas três localidades no inverno. A grande semelhança entre os padrões médios obtidos apontou para **fortes indícios de que a ocorrência dos JBNs de inverno nas amostras para Santa Maria e Foz do Iguaçu foi simultânea com JBNs em SCLS.** Isto sugere que os eventos de JBNs analisados no inverno para as duas localidades brasileiras foram sub-conjuntos da grande amostra de JBNs de inverno para SCLS. Se for este o caso pode-se especular, pelo menos para

a estação fria do ano, que **os JBNs (de norte) observados na região Sul do Brasil são parte integrante de um JBNAS com grande extensão horizontal para sudeste e que apresenta uma importante componente zonal quando situado sobre o Brasil.** Em outras palavras, **assim como o “Jato do Chaco” é considerado um sub-grupo do JBNAS, parece que muitos eventos de JBNs no sul do Brasil também são um sub-grupo do JBNAS, porém tendo a importante distinção de apresentar uma orientação mais zonal, sendo então inadequado o uso dos critérios tradicionais de SNS02 para a detecção de todos estes eventos.** Esta discussão pode ter algum impacto na própria definição do que exatamente é o JBNAS. Alguns autores acusam a presença do JBNAS até mesmo no estado de São Paulo em situações onde o escoamento em 850 hPa é claramente zonal (REHBEIN et al., 2018).

Os padrões descritos para a ocorrência dos JBNAS em SCLS durante o verão foram semelhantes ao encontrado por SNS02 para eventos de "Jato do Chaco". Estes campos apresentaram diferenças em relação aos de inverno, principalmente na posição dos distúrbios baroclínicos. No verão foi observado, em média, um deslocamento para latitudes mais altas do cavado de médios níveis quando comparado ao inverno. Consequentemente, em superfície a ciclogênese também é deslocada, posicionando-se sobre o Oceano Atlântico no verão enquanto situa-se sobre a região de saída do Rio da Prata no inverno. Este comportamento concorda com a variação latitudinal da baroclinia ao longo do ano. Além disto, a anomalia negativa de PNM presente no extremo norte da Argentina apresenta características mais típicas da baixa do Chaco do que da BNA.

Na localidade de Córdoba foi encontrado um padrão sinótico diferente do descrito para SCLS. Os JBNs em Córdoba estiveram, em média, associados a sistemas baroclínicos migratórios situados mais ao sul [a oeste] do que o encontrado para as situações de JBNs em SCLS no inverno [no verão]. Em superfície, observou-se a manifestação da BNA ao longo da encosta leste dos Andes no centro da Argentina, favorecendo o escoamento de norte em baixos níveis no centro e norte da Argentina. Este padrão é semelhante àqueles associados a situações de "retorno de umidade" na Bacia do Prata (Espíndola 2015). Sugere-se que os JBNs intensos que ocorrem na primavera no centro da Argentina apresentam um núcleo da velocidade máxima em níveis mais altos que 850 hPa. Um outro resultado importante é que a perturbação no campo de umidade durante os JBNs em Córdoba é mais profunda.

Finalmente, os resultados encontrados para os JBNs de leste em Santa Maria sugerem que estes são influenciados por uma forçante topográfica associada à canalização dos ventos em baixos níveis ao longo da Depressão Central do Rio Grande do Sul, cuja orientação é zonal.

5.0.1 Sugestões para trabalhos futuros

É vasta a gama de aspectos a serem investigados quanto à caracterização de sistemas de JBNs na América do Sul e um único trabalho não é capaz de abordar todos eles. Abaixo segue uma lista de sugestões de temas para trabalhos futuros motivada por aspectos deixados em aberto neste presente estudo:

(1) Analisar os padrões sinóticos típicos associados aos JBNs que ocorrem nas localidades não abordadas neste estudo, como a faixa costeira do Rio Grande do Sul e o norte do Pará.

(2) Explorar os JBNs de sul na América do Sul e sua relação com a entrada de massas de ar frio e seco. Os resultados encontrado aqui mostram ventos intensos de sul na Patagônia associados a anomalias negativas de umidade e temperatura ocorrendo simultaneamente com os JBNs de norte em SCLS durante o verão. Estes escoamentos intensos de sul na Patagônia podem também se manifestar na forma de JBNs (ONK18).

(3) Investigar a variabilidade interanual (p.ex, relação com El Niño Oscilação Sul) dos JBNs identificados pelo critério ONK18 em diferentes regiões da América do Sul.

(4) Adaptar os critérios de detecção dos JBNs em função do percentil sazonal da velocidade e cisalhamento do vento, como feito por Montini et al. 2018 para a identificação do JBNAS.

(5) Investigar os processos associados os JBNs costeiros que ocorrem no Oceano Atlântico próximo a costa do sul e sudeste do Brasil.

(6) Analisar o impacto da Depressão Central do Rio Grande do Sul sobre os JBNs de leste frequentemente observados neste estado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, C. R. et al. Verification of the role of the low level jets in amazon squall lines. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 100, n. 1, p. 36–44, 2011.
- ARRITT, R. W. et al. The great plains low-level jet during the warm season of 1993. **Monthly weather review**, v. 125, n. 9, p. 2176–2192, 1997.
- BARBOSA, H.; ARRAUT, J. A quantitative evaluation of the role of the argentinean col and the low pressure tongue east of the andes for frontogenesis in the south american subtropics. **Advances in Geosciences**, Copernicus GmbH, v. 22, p. 67–72, 2009.
- BERBERY, E. H.; BARROS, V. R. The hydrologic cycle of the la plata basin in south america. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, n. 6, p. 630–645, 2002.
- BERBERY, E. H.; COLLINI, E. A. Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern south america. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 5, p. 1328–1346, 2000.
- BERRI, G. J.; INZUNZA, J. B. The effect of the low-level jet on the poleward water vapour transport in the central region of south america. **Atmospheric Environment. Part A. General Topics**, Elsevier, v. 27, n. 3, p. 335–341, 1993.
- BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 38, n. 5, p. 283290, 1957.
- BONNER, W. D. Climatology of the low-level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 96, n. 12, p. 833850, 1968.
- BROWNING, K.; PARDOE, C. Structure of low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 99, n. 422, p. 619–638, 1973.
- BUAJITTI, K.; BLACKADAR, A. Theoretical studies of diurnal wind-structure variations in the planetary boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 83, n. 358, p. 486–500, 1957.
- CAMPETELLA, C. M.; VERA, C. The influence of the andes mountains on the south american low-level flow. **Geophys. Res. Lett.**, v. 29, n. 17, p. 1826, 2002.
- CAMPOS, C. R. J. de; SANTOS, J. G. M. dos. Climatologia sazonal dos jatos de baixos níveis na região metropolitana de porto alegre, no período de 1989 a 2003, utilizando dados de radiossondagens. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 30, n. 2, p. 82–91, 2007.
- CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The south atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004.
- CHEN, R.; TOMASSINI, L. The role of moisture in summertime low-level jet formation and associated rainfall over the east asian monsoon region. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, n. 10, p. 3871–3890, 2015.
- CORRÊA, C. S. Estudo estatístico da ocorrência de jatos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera e a sua relação com eventos de intensa precipitação pluvial no rio grande do sul. 2005.

DEE, D. P. et al. The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the royal meteorological society**, Wiley Online Library, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011.

DOSWELL, C. A. A review for forecasters on the application of hodographs to forecasting severe thunderstorms. **Natl. Wea. Dig.**, v. 16, n. 1, p. 2–16, 1991.

DOUBLER, D. L. et al. An narn-derived climatology of southerly and northerly low-level jets over north america and coastal environs. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 54, n. 7, p. 1596–1619, 2015.

DOUGLAS, M.; NICOLINI, M.; SAULO, C. The low-level jet at santa cruz, bolivia during january-march 1998, pilot balloon observations and model comparisons. In: **Extended abstracts of the 10th symposium on global change studies**. [S.l.: s.n.], 1999. p. 10–15.

DU, Y. et al. Numerical simulations of spatial distributions and diurnal variations of low-level jets in china during early summer. **J. Climate**, v. 27, n. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00571.1, p. 57475767, 214.

ESPÍNDOLA, F. D. C. **Escoamento de Retorno de Umidade na Bacia do Prata**. 2015. 75 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2015.

FUENZALIDA, H. A.; SÁNCHEZ, R.; GARREAUD, R. D. A climatology of cutoff lows in the southern hemisphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 110, n. D18, 2005.

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

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations sodel study of the effect of topography on the summer circulations over tropical south america. **J. of the Atm. Sci.**, v. 48, p. 18221836, 1991.

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

GARREAUD, R.; MUÑOZ, R. C. The low-level jet off the west coast of subtropical south america: Structure and variability. **Monthly Weather Review**, v. 133, n. 8, p. 2246–2261, 2005.

GRECO, S. et al. Low-level nocturnal wind maximum over the central amazon basin. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 58, n. 1-2, p. 91–115, 1992.

GUEDES, R. L.; DIAS, M. A. F. d. S. Estudo de tempestades severas associadas com o jato subtropical na américa do sul. **III CBM: Anais 1980-2006**, 1984.

HOECKER, W. H. Three southerly low-level jet systems delineated by the weather bureau special pibal network of 1961. **Mon. Wea. Rev.**, v. 91, p. 573582, 1963.

HOLTON, J. R. The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. **Tellus**, v. 19, p. 200205, 1967.

_____. **An introduction to dynamic meteorology**. [S.l.]: Academic press, 1972. v. 88.

JAMES, I.; ANDERSON, D. The seasonal mean flow and distribution of large-scale weather systems in the southern hemisphere: The effects of moisture transports. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 110, n. 466, p. 943–966, 1984.

JIMENEZ-SANCHEZ, G.; MARKOWSKI, P. The orinoco low-level jet: An investigation of its characteristics and evolution using the wrf model. In: CONFERENCE ON MESOSCALE PROCESSES, 17., 2017, San Diego, CA. American Meteorological Society, 2017. Disponível em: <<https://ams.confex.com/ams/17MESO/webprogram/Paper319031.html>>.

KLEEMAN, R. A modeling study of the effect of the andes on the summertime circulation of tropical south america. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 21, p. 3344–3362, 1989.

LICHTENSTEIN, E.; SCHWARZKOPF, M. Squall-lines in argentina. **Weather**, Wiley Online Library, v. 21, n. 5, p. 181–186, 1966.

LICHTENSTEIN, E. R. **A Baixa do Noroeste da Argentina (em espanhol)**. 1980. 223 p. Tese (Meteorologia) — Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina, 1980.

LIEBMANN, B. et al. Submonthly convective variability over south america and the south atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 1877–1891, 1999.

LIMA, D. C. et al. A global view of coastal low-level wind jets using an ensemble of reanalyses. **Journal of Climate**, v. 31, n. 4, p. 1525–1546, 2018.

LIU, H. et al. Advances in low-level jet research and future prospects. **J. Meteor. Res.**, v. 28, p. 57–75, 2014.

MARENGO, J. A. et al. Climatology of the low-level jet east of the andes as derived from the ncepncar reanalyses: Characteristics and temporal variability. **J. Climate**, v. 17, p. 2261–2280, 2004.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale meteorology in midlatitudes**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2010. v. 2.

MITCHELL, M. J.; ARRITT, R. W.; LABAS, K. A climatology of the warm season great plains low-level jet using wind profiler observations. **Weather and Forecasting**, v. 10, n. 3, p. 576–591, 1995.

MONTINI, T. L.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. The south american low-level jet: A new climatology, variability, and changes. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 124, n. 3, p. 1200–1218, 2018.

MUÑOZ, R. C.; GARREAUD, R. Dynamics of the low-level jet off the west coast of subtropical south america. **Monthly weather review**, v. 133, n. 12, p. 3661–3677, 2005.

NASCIMENTO, E. L. et al. An updated and expanded climatology of severe weather parameters for subtropical south america as derived from upper air observations and cfsr-cfsv2 data. In: CONFERENCE SEVERE LOCAL STORMS, 28., 2016b, Portland, OR. American Meteorological Society, 2016. Disponível em: <<https://ams.confex.com/ams/28SLS/917webprogram/Paper300887.html>>.

NASCIMENTO, M. G.; HERDIES, D. L.; SOUZA, D. O. The south american water balance: The influence of low-level jets. **J. Climate**, v. 29, p. 1429–1449, 2016a.

NICOLINI, M.; NORTE, F. Estudio del comportamiento de algunas tormentas convectivas (mendoza). **Geoacta**, v. 10, p. 205–220, 1979.

NICOLINI, M. et al. Enhanced precipitation over southeastern south america related to strong low-level jet events during austral warm season. **Meteorologica, Special Issue for the South American Monsoon System**, v. 27, n. 1, p. 59–69, 2002.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over south america during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279–291, 1997.

OLIVEIRA, A. de et al. Numerical study of the nocturnal planetary boundary layer at low latitudes. **WIT Transactions on Ecology and the Environment**, WIT Press, v. 9, 1970.

OLIVEIRA, M. I.; NASCIMENTO, E. L.; KANNENBERG, C. A new look at the identification of low-level jets in south america. **Mon. Wea. Rev.**, 2018.

RANJHA, R. et al. Global distribution and seasonal variability of coastal low-level jets derived from era-interim reanalysis. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, Taylor & Francis, v. 65, n. 1, p. 20412, 2013.

RASMUSSEN, K. L.; HOUZE, R. A. Orographic convection in subtropical south america as seen by the trmm satellite. **Mon. Wea. Rev.**, v. 139, p. 23992420, 2011.

_____. Convective initiation near the andes in subtropical south america. **Mon. Wea. Rev.**, v. 144, p. 23512374, 2016.

RASMUSSEN, K. L.; ZULUAGA, M. D.; HOUZE, R. A. Severe convection and lightning in subtropical south america. **Geophys. Res. Lett.**, v. 41, p. 7359–7366, 2014.

REBOITA, M. et al. South atlantic ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (regcm3). **Climate Dynamics**, v. 35, p. 1331–1347, 12 2009.

REHBEIN, A. et al. Severe weather events over southeastern brazil during the 2016 dry season. **Advances in Meteorology**, Hindawi, v. 2018, 2018.

REPINALDO, H. F. B.; NICOLINI, M.; SKABAR, Y. G. Characterizing the diurnal cycle of low-level circulation and convergence using cfsr data in southeastern south america. **J. Appl. Meteor. Climatol.**, v. 54, p. 671690, 2015.

RIFE, D. L. et al. Global distribution and characteristics of diurnally varying low-level jets. **J. Climate**, v. 19, p. 50415064, 2010.

SAHA, S. et al. The ncep climate forecast system reanalysis. **Bull. Am. Meteor. Soc.**, v. 19, p. 10151057, 2010.

_____. The ncep climate forecast system version 2. **J. Climate**, v. 27, p. 21822208, 2014.

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

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern south america and their relationship with the south american low-level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 135, p. 12901309, 2007.

SALUZZI, M. E. Aspectos físicos de la < convección severa > en. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 1983.

SANTOS, D. C.; NASCIMENTO, E. d. L. Numerical simulations of the south american low level jet in two episodes of mcss: sensitivity to pbl and convective parameterization schemes. **Advances in Meteorology**, Hindawi, v. 2016, 2016.

SANTOS, D. F. dos; REBOITA, M. S. Jatos de baixos níveis a leste dos andes: Comparação entre duas reanálises. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 22, 2018.

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 Dyn**, v. 16, p. 867-881, 2000.

SAULO, A. C.; SELUCHI, M. E.; NICOLINI, M. A case study of a chaco low-level jet event. **Mon. Wea. Rev.**, v. 132, p. 2669-2683, 2004.

SAULO, C.; RUIZ, J.; SKABAR, Y. G. Synergism between the low-level jet and organized convection at its exit region. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1310–1326, 2007.

SELUCHI, M. E.; SAULO, C. Baixa do noroeste argentino e baixa do chaco: características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, SciELO Brasil, v. 27, n. 1, 2012.

SELUCHI, M. E. et al. The northwestern argentinean low: A study of two typical events. **Mon. Wea. Rev.**, v. 131, p. 2361-2378, 2003.

SHAPIRO, A.; FEDOROVICH, E.; RAHIMI, S. unified theory for the great plains nocturnal low-level jet. **J. Atmos. Sci.**, v. 73, p. 3037-3057, 2016.

SILVA, G. A.; AMBRIZZI, T.; MARENGO, J. Observational evidences on the modulation of the south american low level jet east of the andes according the enso variability. In: COPERNICUS GMBH. **Annales geophysicae**. [S.l.], 2009. v. 27, n. 2, p. 645–657.

SLÁDKOVIČ, R.; KANTER, H.-J. Low-level jet in the bavarian pre-alpine region. **Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A**, Springer, v. 25, n. 4, p. 343–355, 1977.

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

STIVARI, S. M. S.; OLIVEIRA, A. P. de. Estudo observacional dos jatos de baixos níveis na região do lago de itaipu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. São Paulo: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2009. v. 13.

SUGAHARA, S.; ROCHA, R. Climatologia das correntes de jato de baixos níveis sobre a américa do sul, durante o verão do hemisfério sul. **Anais do IX cong. Bras. de Meteorologia**, p. 1383–1387, 1996.

SUGAHARA, S.; ROCHA, R. d.; RODRIGUES, M. Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na américa do sul. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. [S.l.: s.n.], 1994. v. 8, p. 573–577.

UCCELLINI, L. W. On the role of upper tropospheric jet streaks and leeside cyclogenesis in the development of low-level jets in the great plains. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 10, p. 1689–1696, 1980.

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 6, p. 682–703, 1979.

UCCELLINI, L. W.; KOCIN, P. J. The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the east coast of the united states. **Weather and Forecasting**, v. 2, n. 4, p. 289–308, 1987.

VASCONCELOS, F. D. C. J. **Estudo numérico de jatos de baixos níveis no estado do Ceará**. 2010. 129 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas) — Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2010.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 92, n. D8, p. 9591–9613, 1987.

VERA, C. et al. The south american low-level jet experiment. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 87, p. 6377, 2006.

VERA, C.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold-season synoptic scale waves over subtropical south america. **Mon. Wea. Rev.**, v. 130, p. 684–699, 2002.

VERNEKAR, A. D.; KIRTMAN, B. P.; FENNESSY, M. J. Low-level jets and their effects on the south american summer climate as simulated by the ncep eta model. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 297–311, 2003.

VIDAL, L. **Convección extrema sobre Sudamérica: estructura interna, ciclos de vida e influencia de la topografía en la iniciación**. 2014. Tese (Doutorado) — Tesis de Doctorado. FCEyN. UBA, 2014.

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over south america estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 3, p. 599–610, 1981.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.]: Elsevier, 2006. v. 92.

WALTERS, C. K.; WINKLER, J. A. Airflow configurations of warm season southerly low-level wind maxima in the great plains. part i: Spatial and temporal characteristics and relationship to convection. **Weather and forecasting**, v. 16, n. 5, p. 513–530, 2001.

WANG, H.; FU, R. Influence of cross-andes flow on the south american low-level jet. **Journal of climate**, v. 17, n. 6, p. 1247–1262, 2004.

WEYKAMP, F. V.; AMBRIZZI, T. The role of the low-level jet east of the andes in extreme rainfall events over southern south america. In: CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 6., 2006, Foz do Iguaçu, Brasil,. American Meteorological Society, 2006. Disponível em: <cpfec.inpe.br/admconf/2005/10.31.16.11/doc/12311234.pdf>.

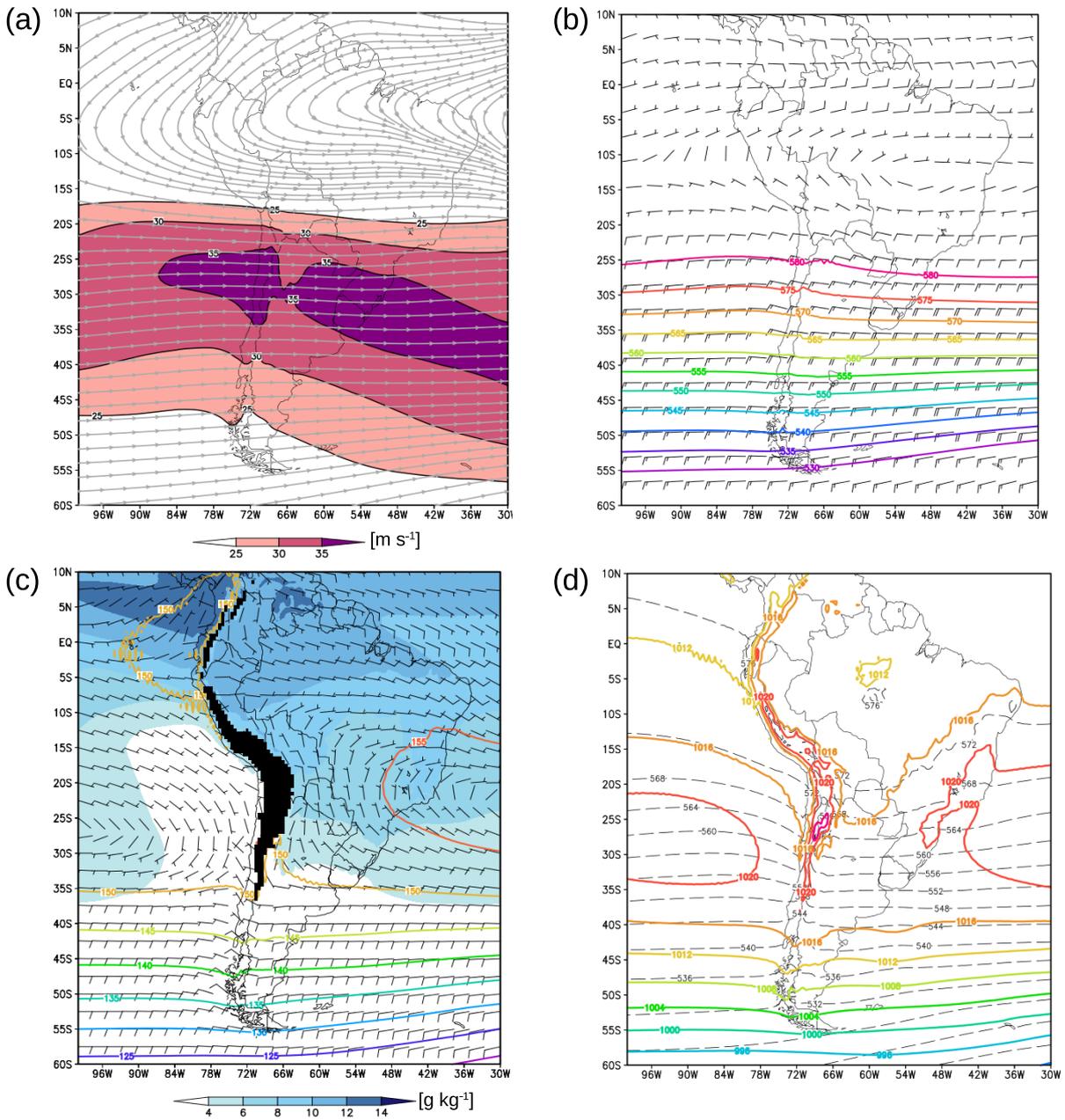
WHITEMAN, C. D.; BIAN, X.; ZHONG, S. Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the southern great plains. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, n. 10, p. 1363–1376, 1997.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.]: Academic press, 2011. v. 100.

ZAMBRANO-BIGIARINI, M. **hydroGOF: Goodness-of-fit functions for comparison of simulated and observed hydrological time series. R package version 0.3-8.** [S.l.], 2014. Acesso em 07 abr. 2019. Disponível em: <<https://CRAN.R-project.org/package=hydroGOF>>.

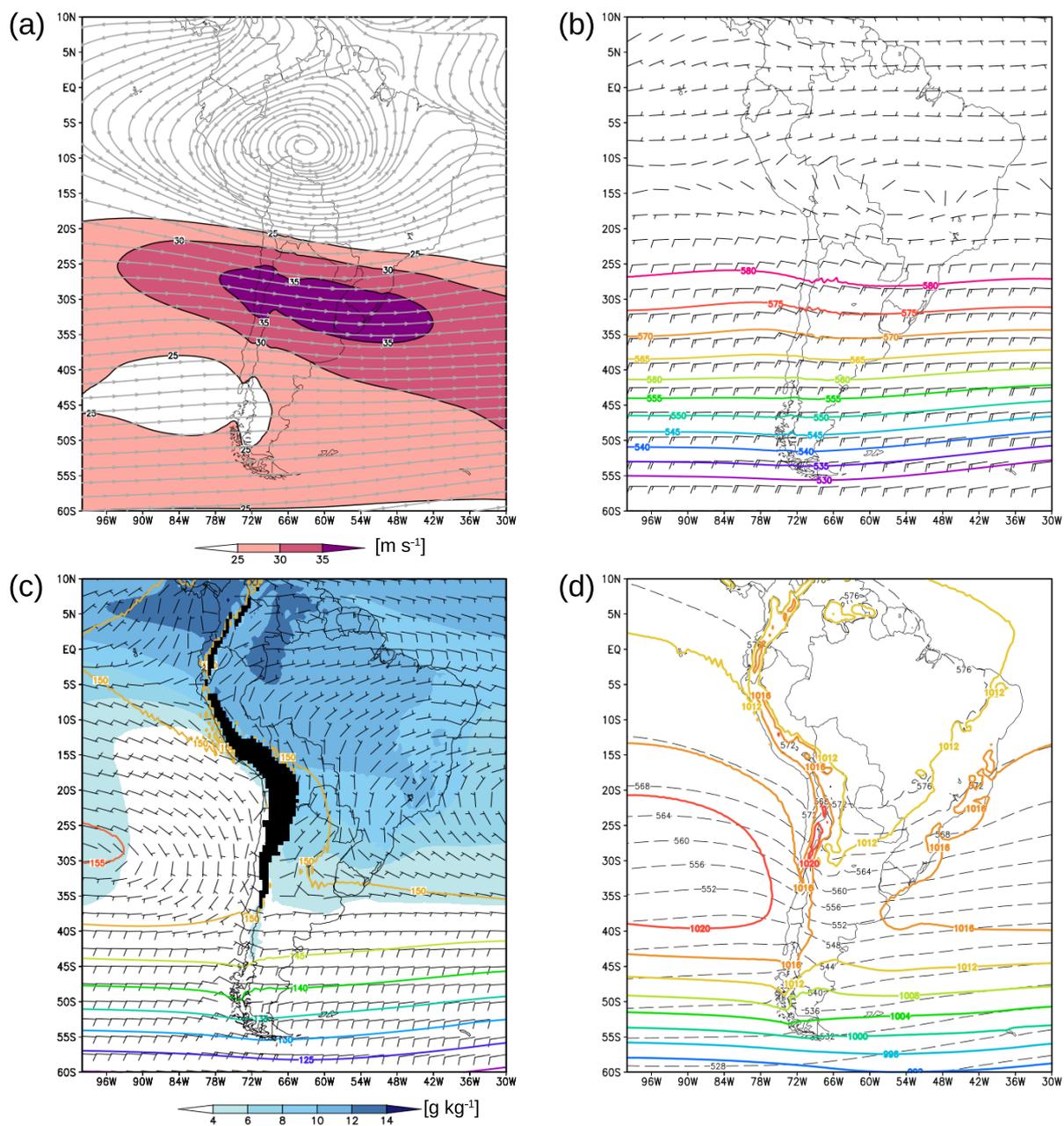
APÊNDICE A – CAMPOS MÉDIOS PARA CADA ESTAÇÃO DO ANO

Figura A.1 – Campos médios climatológicos para o inverno no período 1980-2017 com base nos dados do CFSR-CFSv2. (a) linhas de corrente e magnitude do vento em 200 hPa [sombreado acima de 25 m s^{-1}]; (b) altura geopotencial [isoípsas a cada 5 dam] e magnitude do vento [sombreado entre -9 e 9 m s^{-1}] em 500 hPa; (c) altura geopotencial [isoípsas a cada 10 dam], vento [barbelas], umidade específica [sombreado acima de 4 g kg^{-1}] (d) PNM [isobáras a cada 4 hPa] e espessura entre 1000 e 500 hPa [linhas a cada 4 dam].



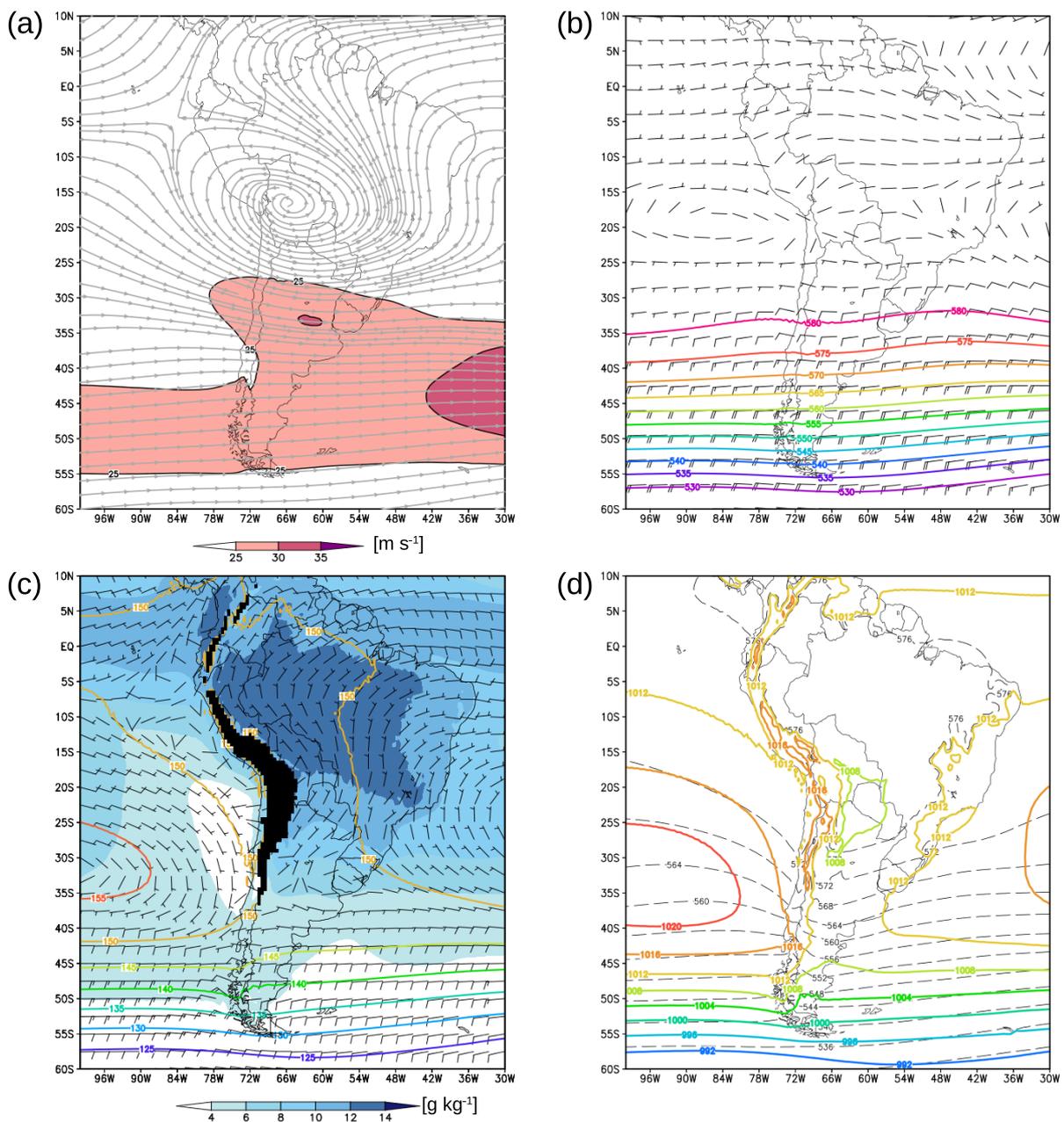
Fonte: Própria autora

Figura A.2 – Como na figura A.1, mas para a primavera.



Fonte: Própria autora

Figura A.3 – Como na figura A.1, mas para o verão.



Fonte: Própria autora

Figura A.4 – Como na figura A.1, mas para o outono.

