

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Astronomia

Dejanira Ferreira Braz

**Influência do fluxo de umidade na distribuição
da precipitação na América do Sul**

São Paulo

2021

Dejanira Ferreira Braz

Influência do fluxo de umidade na distribuição da precipitação na América do Sul

Tese de doutorado Submetido ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Tércio Ambrizzi

Versão Corrigida - O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo

2021

Dedicado em memoria do meu herói, melhor amigo e o melhor pai do mundo Francisco

Braz

Agradecimentos

Gostaria de agradecer, primeiramente, aos meus pais por sempre me incentivar, pelo amor e apoio que me fizeram chegar até aqui.

Agradeço ao meu noivo, André Cavalcanti, por todo amor, amizade, companheirismo e por toda a paciência.

Ao meu orientador Dr. Tércio Ambrizzi pela grande confiança, incentivo e paciência para a realização deste trabalho.

À professora Dra. Rosmeri Rocha por toda dedicação, imensa colaboração que contribui na conclusão do trabalho.

Ao Dr. Raquel Nieto pela orientação durante o intercambio sanduíche na Universidade de Vigo – Campus Ourense e que possibilitou as saídas do modelo FLEXPART.

A todos os membros do Grupo de Estudos Climáticos (GrEC) em especial a Livia M. Dutra por toda a ajuda (que não foi pouca!) com programação, pela paciência e apoio.

À todos os meus amigos do grupo EPHYSLAB (Environmental Physics Laboratory) da Universidade de Vigo Campus Ourense por toda ajuda na realização deste trabalho, mas principalmente pelo apoio diário, incentivo, carinho e amizade que me ajudaram no período do intercambio (Ana Elena, Danica Ciric, Elham Ghasemifar, Iago Algarra, Juliet Perdigón, Lucia Losada, Marta Vazquez e Milica Stojanovic, Rogert Sorí).

À minha irmã a Dra. Anita Drumond pela amizade conquistada durante o intercambio e por todo apoio.

Agradeço aos excelentes funcionários da informática, Djalma Vieira de Melo, Samuel Reis e Silva e Sebastião Antônio da Silva, pela amizade e por todo apoio e torcida.

Agradeço aos meus amigos Luana Ribeiro, João Basso e Eduardo M. de Jesus pelo companheirismo, pelos conselhos e apoio.

Agradeço aos membros da banca por terem aceitado o convite. Agradeço imensamente ao suporte financeiro dos auxílios recebidos da CAPES e CNPQ 304949/2018-3.

“A persistência é o caminho do êxito”. (Charles Chaplin)”

Resumo

BRAZ, D.F. Influência do fluxo de umidade na distribuição da precipitação na América do Sul. 2021. 134f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.

Dado o importante controle de JBNN sobre os eventos de tempo e clima, o objetivo deste estudo é obter uma climatologia sazonal completa de JBNNs sobre a América do Sul e suas fontes de umidade e sumidouros associados. Portanto, aplicamos o índice JBNN proposto por Rife et al. (2010) para identificar os jatos, e utilizamos o modelo Lagrangiano FLEXPART (Stohl et al., 2005) para obter as fontes / sumidouros de umidade por um período de 37 anos (1980-2016). Seis núcleos JBNN selecionados são identificados de acordo com o índice do jato que considera o cisalhamento da velocidade do vento vertical da troposfera inferior às 00:00 hora local (LT). O modelo Lagrangiano FLEXPART fornece as fontes e sumidouros de umidade para os núcleos JBNN (Argentina, Venezuela e regiões do Brasil: sul - Brasil-S, sudeste - Brasil-SE, norte - Brasil-N e nordeste - Brasil-NE). A análise é baseada em 37 anos (1980-2016) da reanálise ERA-Interim. Descobrimos que o índice JBNN é mais forte nos períodos quentes do ano (primavera e verão austral) nas seis regiões selecionadas. A frequência de JBNN também é maior nos meses quentes do ano, exceto no Brasil-NE que permanece muito frequente em todos os meses. Brasil-NE JBNN também persiste por 8 ou mais dias, enquanto outros JBNNs frequentemente persistem por um ou dois dias. Os JBNNs ocupam uma ampla camada de baixo nível (de 1000-700 hPa) e exibem velocidade média entre 7-12 m/s, com pico principalmente em 900 hPa. O transporte de umidade para cada JBNN mostra que, além das intensas fontes locais de umidade, os JBNNs da Argentina

e do Brasil-S recebem umidade do Oceano Atlântico Sul tropical-subtropical e da bacia amazônica, enquanto o Oceano Atlântico Sul tropical-subtropical é a principal fonte de umidade para Brasil-SE JBNN. Para esses JBNNs, a umidade precipitará (sumidouro de umidade) sobre o centro-norte da Argentina, sul do Brasil, parte do sudeste do Brasil e o Oceano Atlântico Sul subtropical. Tanto as fontes de umidade quanto os sumidouros são mais fortes durante o verão e outono austral. O JBNN Brasil-NE recebe umidade do Oceano Atlântico Sul tropical, que possui fraca sazonalidade. As fontes de umidade para os JBNNs Brasil-N e Venezuela vêm do Oceano Atlântico Norte tropical durante o verão e outono austral, enquanto o Oceano Atlântico Sul tropical aparece como uma fonte adicional de umidade no inverno austral. Este estudo é de suma importância, pois fornecerá orientação para a previsão do tempo, identificando as regiões onde os JBNNs são mais frequentes. Além disso, a identificação das fontes e sumidouros de umidade para cada JBNN pode ajudar a compreender os eventos climáticos extremos de seca ou inundação.

Palavras-chave: jato noturno de baixo nível, América do Sul, transporte de umidade, precipitação, modelo Lagrangiano

Abstract

BRAZ, D.F. Influence of moisture flow on rainfall distribution in South America South. 2021. 134f. Thesis (Doctorate in Meteorology) - Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo, 2021.

Given the important control of NLLJ over weather and climate events, the aim of this study is to obtain a complete seasonal climatology of NLLJs over South America and its associated sources of moisture and sinks. Therefore, we apply the NLLJ index proposed by Rife et al. (2010) to identify the jets, and used the Lagrangian FLEXPART model (Stohl et al., 2005) to obtain the sources / sinks of moisture for a period of 37 years (1980-2016). Six selected NLLJ cores are identified according to the jet index that considers the lower troposphere vertical wind speed shear at 00:00 local time (LT). The Lagrangian FLEXPART model provides the moisture sources and sinks for the NLLJ cores (Argentina, Venezuela, and regions of Brazil: south – Brazil-S, southeast – Brazil-SE, north – Brazil-N, and northeast – Brazil-NE). The analysis is based on 37 years (1980-2016) of the ERA-Interim reanalysis. We found that NLLJ index is stronger in the warm periods of the year (Austral Spring and Summer) over the six selected regions. The NLLJ frequency is also higher in the warm months of the year, except in Brazil-NE that it remains very frequent in all months. Brazil-NE NLLJ also persisting for 8 or more days, while other NLLJs frequently persist for one-two days. The NLLJs occupy a broad low-level layer (from 1000-700 hPa) and exhibit mean speed between 7-12 m/s, peaking mostly at 900 hPa. The moisture transport for each NLLJ show that, in addition to the intense local moisture sources Argentina and Brazil-S NLLJs receive moisture from the tropical-subtropical South Atlantic Ocean and Amazon basin, while tropical-

subtropical South Atlantic Ocean is the main moisture source for Brazil-SE NLLJ. For these NLLJs the moisture will precipitate (moisture sink) over the center-north Argentina, south Brazil, part of southeast Brazil and subtropical South Atlantic Ocean. Both moisture sources and sinks are stronger during austral summer and fall. Brazil-NE NLLJ receives moisture from tropical South Atlantic Ocean, which has weak seasonality. The moisture sources for Brazil-N and Venezuela NLLJs come from tropical North Atlantic Ocean during austral summer and fall, while tropical South Atlantic Ocean appears as an additional moisture source in austral winter. This study is extremely important, as it will provide guidance for weather forecasting, identifying the regions where NLLJs are more frequent. In addition, identifying moisture sources and sinks for each NLLJ can help to understand extreme drought or flood weather events.

Keywords: nocturnal low-level jet, South America, moisture transport, precipitation, Lagrangian model

Lista de Abreviaturas

AB	Alta da Bolívia
AN	América do Norte
AS	América do Sul
ASAN	Alta subtropical do Atlântico Norte
ASAS	Alta Subtropical da América do Sul
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
ATN	Atlântico Tropical Norte
ATS	Atlântico Tropical Sul
BNA	Baixa do Noroeste da Argentina
Cb	Cumulonimbus
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CDO	Climate Data Operators
CJE	Jato de baixo Nível do Chaco
CLLJ	Caribe Low Level Jet
Cor	Coriolis
COSMO	Consórcio para Modelagem em Pequena Escala
CPC	Climate Prediction Center
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ECMWF	ERA-Interim do European Centre for Weather and Forecasting
EPhysLab	Laboratório de Física Ambiental
ET	Evaporação-Transpiração
Experiment – SALLJEX	Experimento dos Jatos de Baixos Níveis da América do Sul
FF	Frentes Frias
FGP	Forças do Gradiente de Pressão

GFS	Global Forecast System
GPF	Gradiente da Força de Pressão
JAN	Jato de Altos Níveis
JBNN	Jatos de Baixos Níveis Noturnos
JJA	Junho-Julho-Agosto
JP	Jato Polar
JS	Jato Subtropical
LLJA	Low Level Jet Argentina
MAM	Março-Abril-Maio
NAL	Northwestern Argentinean Low
Não-CJEs	jato de baixo nível não-Chaco
NCAR MM5	modelo de mesoescala de quinta geração da Penn State
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NLLJs	Nocturnal Low-Level Jet
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OLLJ	Orinoco Low Level Jet
OMM	Organização Meteorológica Mundial
ROLE	Radiação de Onda Longa Emergente
RS	Rio Grande do Sul
SALLJ	jato de baixo nível da América do Sul
SCMs	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SON	Setembro-Outubro-Novembro
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
WRF	Weather Research Forecast
ZCAS	Zona de Convergência da América do Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

Lista de Símbolos

ϕ	Phi
λ	Lambda
u	Componente zonal do vento
v	Componente meridional do vento
ms^{-1}	metros por segundo
q	Umidade específica
x	Posição da parcel de ar
E	Evaporação
P	Precipitação
A	Área
dq/dt	Variação da umidade específica ao longo do tempo
r	correlação de Pearson
f	Parametro de Coriolis
m	metros
hPa	Hectopascal
u_g	componente zonal do vento geostrófico
v_g	componente zonal do vento geostrófico
g	Aceleração da gravidade
z	altura vertical
Km	Quilômetro
Kg	Quilograma
mm	milímetro
s	segundos

W Watts

°C Graus Celsius

α Significância estatística

Lista de Figuras

- 2.1 Regiões de probabilidade de atuação ou atuação dos JBNs com regularidade (sombreado) , áreas de formação de sistemas convectivos durante o período de verão (caixas) e regiões onde houve registro de JBN (quadrado). Adaptado de Stensrud (1996) 36
- 2.2 Esquema idealizado da estrutura vertical do JBN em uma atmosfera estável. O desenvolvimento do jato se deve à CLP estável e à presença de uma inversão térmica noturna propiciando a aceleração supergeostrófica. Extraído de Karan (2002) 37
- 2.3 Balanço entre as forças do gradiente de pressão (FGP), Coriolis(COR) e atrito(F). O vento real em preto e o vento geostrófico em vermelho. Adaptado Stull (2012). 38
- 2.4 O esquema descreve o comportamento da camada de ar próxima ao solo depois que o sol se põe. (a) Durante o dia, o aquecimento solar gera redemoinhos convectivos, esses dispersam os efeitos da fricção em toda a camada durante o dia, tendo como resultado ventos mais lentos perto do solo e (b) Quando o sol se põe, os redemoinhos convectivos enfraquecem e começam a desaparecer em resposta ao resfriamento noturno do solo. Ao tentar restaurar o equilíbrio geostrófico, a atmosfera ultrapassa sua marca de equilíbrio, preparando o cenário para os ventos supergeostróficos (por exemplo, um jato noturno de baixa intensidade). 39
- 2.5 Rotação do vento ageostrófico (\vec{V}_a na cor vermelho) em torno do vento geostrófico (\vec{V}_g na cor verde). 40

2.6	Esquema da mudança do vento geostrófico com a altura em um fluxo barotrópico equivalente no HN. Em (a) mostra a direção do vento térmico dentro de duas camadas ao longo do dia e (b) perfil vertical da componente meridional do vento. As figuras (c) e (d) mostram o mesmo processo, porem para o período da noite. O gradiente de temperatura dentro da camada é indicado pelo sombreado: azul(frio) coincide com baixas espessura e vermelho(quente) com alta espessura. Adaptado de Stull (2012)	41
2.7	Diagrama esquemático de elementos relevantes do transporte de umidade sobre a AS em direção ao pólo. As setas azul e verde representam o transporte de umidade para o continente do oceano tropical e Atlântico Sul, respectivamente. No gráfico a esquerda representa-se uma seção transversal do fluxo de norte ao longo da linha vermelha tracejada, incluindo os perfis de velocidade do vento e temperatura representativos do núcleo do JBN. Obtido de Marengo et al. (2004).	42
2.8	Esquema da circulação do vento em baixos níveis em três eventos característicos de JBN no Sudeste da AS. a) Jato de Baixos Níveis Chaco Jet Event (JBN-CJE), b) Jato de c) Baixos Níveis Non-Chaco Jet Event (JBN-NCJE) e Jato de Baixos Níveis na Argentina. A linha verde indica a latitude de 25 °S. Adaptado Nicolini M (2004).	43
2.9	Principais sistemas que atuam sobre o tempo meteorológico e influenciam a variabilidade da precipitação na AS. ASPS: Anticiclone Semipermanente do Pacífico Sul; ASAS: Anticiclone Semipermanente do Atlântico Sul; ZCIT: Zona de Convergência Intertropical; ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul; CCM: Complexos Convectivos de Mesoescala; JBN: Jatos de Baixos Níveis; FF: Frente Fria; LI: Linhas de Instabilidade; APA: Anticiclone Polar Atlântico. (Fetter et al., 2018)	46
2.10	Esquema do ciclo hidrológico. Figura de (Sampaio et al., 2008).	47
2.11	Esquema das fontes de umidade oceânicas durante o período de 1990-2009. Obtido de (van der Ent e Savenije, 2013)	51

2.12	Áreas influenciadas correspondentes às 15 regiões fontes de umidade oceânicas (fig2.11) durante o período de 1990-2009. Os limites encerram as áreas em que 50% da evaporação terminam como precipitação. Obtido de (van der Ent e Savenije, 2013)	51
3.1	Os números no mapa central identificam os seis núcleos NLLJ para as regiões denominadas: (1) Venezuela, (2) Argentina, (3) Brasil-NE (nordeste do Brasil), (4) Brasil-S (sul do Brasil), (5)) Brasil SE e (6) Brasil-N (norte do Brasil). O painel central inclui a topografia (em m) da América do Sul. Os pequenos painéis apresentam o vento médio (vetores) de 00:00 LT a 900 hPa para dias NLLJ durante DJF para Venezuela, Argentina, Brazil-S e Brazil-N, e SON para Brazil-NE e Brazil-S. O ponto preto em cada painel representa o centro NLLJ, foi centrado no núcleo do jato e no máximo do vento.	58
3.2	Ilustração de uma parcela de ar que ganha e perde umidade durante seu percurso espacial e temporal (pontos pretos) juntamente com sua trajetória (linha preta). O teor específico de umidade da parcela de ar é dado em azul para cada intervalo de tempo. Em verde a evaporação e vermelho a precipitação. Ao longo do tempo ocorre um evento de evaporação e seguei dois de precipitação (somatório da contribuição efetiva da umidade evaporada até a fase de precipitação final).Extraído (Läderach e Sode- mann, 2016).	63
4.1	Mapas da climatologia de DJF (1980-2016) em shaded a velocidade do índice. (a)1000- 650, (b)1000-700, (c)1000-750,(d) 1000-850,(e) 1000-900, (f)900-850, (g)850-700, (h)850-650, (i)900-700 e (j)900-650hPa. . . .	69
4.2	Mapas da média climatológica sazonal do índice entre os 650-900hPa (shaded, em ms-1) e vento (vetores com escala no canto inferior direito, em ms-1) em 900hPa para o período (1980-2016). (a)Dezembro- Janeiro-Fevereiro , (b) Março-Abril-Maio e (c) Junho-Julho-Agosto e (d) Setembro-Outubro-Novembro.	72
4.3	Ciclo sazonal da climatologia da frequência relativa (%) da ocorrência de JBNN (sombreado) para: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.	75

4.4	Ciclo anual médio (1980-2016) da frequência relativa dos dias com JBNNs em cada uma das seis regiões centrais: Venezuela, Argentina, Brasil-N, Brasil-S, Brasil-SE e Brasil-N.	77
4.5	Persistência sazonal de dias com ocorrência de JBNN para as regiões. Na legenda da figura, cada cor representa uma região e o número total de dias em cada período. (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.	79
4.6	Climatologia sazonal (1980-2016) do perfil vertical de intensidade do vento (m/s) para dias com (vermelho) e sem (preto) JBNN às 00:00 LT (linhas contínuas) e 12:00 LT (linhas pontilhadas) para as regiões: (a)Argentina , (b) Brasil S, (c) Brasil SE, (d) Brasil N, (e) Brasil NE e (f) Venezuela	81
4.7	Os perfis representam a media sazonal do vento médio dos dias com ocorrência de JBNN para cada região. As cores são as estações do ano. (a)Argentina , (b) Brasil S, (c) Brasil SE, (d) Brasil N, (e) Brasil NE e (f) Venezuela	83
4.8	Climatologia DJF (1980-2016) das fontes de umidade (E-P integrado de 10 dias > 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P > 0, ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).	87
4.9	Climatologia MAM (1980-2016) das fontes de umidade (E-P integrado de 10 dias > 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P > 0, ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).	88
4.10	Climatologia JJA (1980-2016) das fontes de umidade (E-P integrado de 10 dias > 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P > 0, ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).	89

4.11 Climatologia SON (1980-2016) das fontes de umidade (E-P integrado de 10 dias > 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P > 0, ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).	90
4.12 Climatologia DJF (1980-2016) das sumidores de umidade (E-P integrado de 10 dias < 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P < 0, ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).	93
4.13 Climatologia MAM (1980-2016) das sumidores de umidade (E-P integrado de 10 dias < 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P < 0, ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).	94
4.14 Climatologia JJA (1980-2016) das sumidores de umidade (E-P integrado de 10 dias < 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P < 0, ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).	95
4.15 Climatologia SON (1980-2016) das sumidores de umidade (E-P integrado de 10 dias < 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P < 0, ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).	96

4.16	Anomalias sazonais (DJF, MAM, JJA e SON) (dias com menos sem JBNN) de vento integrado de 10 dias (E-P) e vento de 900 hPa (vetores) às 00:00 LT. O sombreado indica anomalias do sumidouro de umidade (vermelho é positivo; azul é negativo); as linhas verdes representam apenas as anomalias positivas das fontes de umidade para: (a) - (b) - (c) - (d) Argentina, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-S, (i) - (j) - (k) - (l) Brasil-SE. A letra H identifica o anticiclone anômalo referido no texto.	99
4.17	O mesmo que a 4.16, mas para (a) - (b) Brasil-NE, (c) - (d) Brasil-N, (e) - (f) Venezuela.	101
4.18	Anomalias sazonais (DJF, MAM, JJA e SON) (dias com menos sem JBNN) de precipitação e linhas de corrente em 250 hPa. Sombreado indica anomalias do sumidouro de precipitação (vermelho é positivo; azul negativo) : (a) - (b) - (c) - (d) Argentina, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-S, (i) - (j) - (k) - (l) Brasil-SE.	103
4.19	O mesmo que a 4.18, mas para (a) - (b) - (c) - (d) Brasil-NE, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-N, (i) - (j) - (k) - (l) Venezuela.	104
4.20	Anomalias sazonais (dias com JBNN menos a climatologia) da radiação de onda longa de emergente (OLR em sombreado, W / m ²) e linhas de corrente em 250 hPa às 00:00 LT para: para: (a) - (b) - (c) - (d) Argentina, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-S, (i) - (j) - (k) - (l) Brasil-SE.	105
4.21	O mesmo que a 4.20, mas para (a) - (b) - (c) - (d) Brasil-NE, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-N, (i) - (j) - (k) - (l) Venezuela.	106
4.22	Correlação espacial sazonal entre a climatologia da precipitação proveniente do Era-Interim e dos sumidouros de umidade para: (a) - (b) - (c) - (d) Argentina, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-S, (i) - (j) - (k) - (l) Brasil-SE. Aplicado uma máscara com percentil de 75% (: 4.12, : 4.13 e : 4.14, : 4.15). O teste t de Student foi aplicado considerando 95% de confiança ($\alpha=0,05$) e os pontos na cor preta na figura representam locais onde a correlação é significativa (em geral, valores acima de 0,3)	108
4.23	O mesmo que a 4.22, mas para (a) - (b) - (c) - (d) Brasil-NE, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-N, (i) - (j) - (k) - (l) Venezuela.	109

5.1	Esquema das principais características da atuação dos JBNNs para a metade sul da AS. Os vetores e a letra em amarelo (H) representa anomalia anticiclônica	114
5.2	Esquema das principais características da atuação dos JBNNs para a metade norte da AS.	114

Lista de Tabelas

3.1	Sumário dos dados utilizados no estudo	54
-----	--	----

Sumário

1. <i>Introdução</i>	31
1.1 <i>Objetivos:</i>	33
1.2 <i>Objetivo geral:</i>	33
1.3 <i>Objetivos específicos:</i>	33
2. <i>Revisão Bibliográfica</i>	35
2.1 <i>Definição e características do JBNN</i>	35
2.2 <i>Mecanismos de formação e manutenção do JBN</i>	37
2.2.0.1 <i>Oscilação Inercial</i>	37
2.2.0.2 <i>Baroclínia sobre terrenos inclinados</i>	39
2.3 <i>O JBN na América do Sul</i>	40
2.4 <i>O JBN associado a precipitação na AS</i>	44
2.5 <i>Circulação atmosférica em baixos níveis e padrões de escala sinótica na AS relacionados ao JBN</i>	44
2.5.0.1 <i>Fontes e sumidouros de umidade na AS</i>	46
2.6 <i>Fontes e sumidouros de umidade para a AS</i>	48
2.6.0.1 <i>Fontes de umidades continentais</i>	49
2.6.0.2 <i>Fonte de umidade oceânica</i>	50
2.6.0.3 <i>Métodos Eulerianos e Lagrangianos para análise do transporte de umidade</i>	51
3. <i>Dados e métodos</i>	53
3.1 <i>Dados</i>	53

3.2	Metodologia	54
3.3	Identificação de jato de baixos níveis noturno (JBNN):	55
3.4	Modelo FLEXPART	59
3.5	Identificação das fontes e sumidouros de umidade	60
3.6	Análise do JBNN e transporte de umidade	63
3.7	Análise estatística:	63
3.7.0.1	Coeficiente de correlação de Pearson (r):	64
3.7.0.2	Teste t de Student (t):	64
4.	<i>Análise de dados</i>	67
4.1	Identificação dos níveis	67
4.2	Climatologia sazonal do índice JBNN	68
4.3	Características climáticas dos núcleos JBNN	76
4.4	Transporte de umidade associado a JBNNs	84
4.5	Padrões de circulação anômala e transporte de umidade associados a JBNNs	97
5.	<i>Conclusões</i>	111
5.1	Sugestões para trabalhos futuros:	115
	<i>Referências</i>	117

Capítulo 1

Introdução

Um dos elementos climáticos mais importantes é a precipitação, pois ela afeta vários setores da sociedade, como agricultura, pecuária, a economia, o meio ambiente, dentre outros. Um fator que contribui para distribuição da precipitação na América do Sul são os Jatos de Baixos Níveis Noturnos (JBNN) (ou Nocturnal Low-Level Jet - NLLJs), definido como o máximo da velocidade do vento nos primeiros quilômetros da troposfera inferior que ocorre à noite (Means, 1952). O JBNN é classificado como um fluxo de ar intenso observado em várias regiões do globo, apresentando dimensões de 500km aproximadamente e profundidade vertical de 0,5 a 0,9 km (Bluestein, 1992). Uma das possíveis explicações para a formação do JBNN é através da oscilação inercial na camada limite planetária convectiva (PBL), onde a inversão noturna, turbulência e grande cisalhamento do vento desempenham um papel importante (Blackadar, 1957). Essa oscilação resulta no vetor de vento noturno girando em torno do vetor de vento geostrófico. Segundo Stull (1988), outros mecanismos que podem explicar o desenvolvimento do JBNN são os efeitos topográficos (mecânicos e térmicos) e os efeitos associados à ocupação heterogênea da superfície da terra resultando em gradientes térmicos (baroclinicidade). JBNNs são frequentemente observados na América do Norte continental, Austrália, Europa, África do Norte e América do Sul (Blackadar, 1957; Hoecker, 1963; Bonner, 1968; Parish et al., 1988; Stensrud, 1996; Zhong et al., 1996; Whiteman CD, 1997; Marengo et al., 2002, 2004; Song et al., 2005; Vera et al., 2006; Marengo et al., 2009; Baas et al., 2009; Oliveira et al., 2018; Montini et al., 2019). O JBNN desempenha um papel extremamente importante no transporte de calor e umidade da bacia Amazônica e do oceano, para o Sul, Sudeste do Brasil e norte da Argentina (Marengo et al., 2009; Rocha et al., 2017). Além disso, o pico de seu ciclo ocorre à noite, com

velocidades acima de 10ms^{-1} entre 900 a 850 hPa (Bonner, 1968; Stensrud, 1996). Um exemplo da importância de estudar os jatos de baixos níveis noturnos e seu suporte dinâmico e termodinâmico relaciona-se ao início de convecção profunda e fenômenos severos (Newton, 1950; Saulo et al., 2007; Rife et al., 2010; Montini et al., 2019). Além disso, o forte cisalhamento do vento vertical associado aos JBNNs pode ser perigoso para a aviação, especialmente durante decolagens e pousos. Na América do Sul, os JBNNs são responsáveis por influenciar o tempo e o clima de todo o continente, cuja maior frequência e intensidade é observada nos meses mais quentes do ano (Nicolini M, 2004; Marengo et al., 2004; Vera et al., 2006; Montini et al., 2019). O JBNN mais estudado no continente, denominado SALLJ (jato de baixo nível da América do Sul), ocorre no lado leste da Cordilheira dos Andes ocupando uma grande extensão meridional. Em geral, o SALLJ foi identificado principalmente pelo critério definido por Bonner (1968), que se baseia em um valor mínimo de velocidade do vento ao nível do jato e velocidade de cisalhamento vertical. Usando esses critérios, Nicolini M (2004) identificaram diferentes tipos de SALLJ no leste da Cordilheira dos Andes: o jato de baixo nível do Chaco (CJE) ocorrendo ao sul de 25°S , o não-Chaco LLJ (NCJE) agindo ao norte de 25°S , e o LLJ sobre o noroeste da Argentina (LLJA) também ocorrendo ao sul de 25°S . CJE e LLJA diferem na direção do vento e sistema sinótico associado, com CJE mostrando ventos de norte-noroeste e predomínio de ventos de nordeste para LLJA. Rife et al. (2010) propôs um índice de intensidade mais geral para identificar jatos noturnos de baixo nível, considerando o cisalhamento vertical da velocidade do vento e ventos mais fortes na noite local. Esse índice, denominado índice JBNN, não impõe nenhum valor mínimo para cisalhamento ou velocidade do vento como ocorre com o critério de Bonner (1968). O fato de não utilizar limiares fixos de velocidade do vento reduz a subjetividade na identificação de JBNNs. Além disso, Rife et al. (2010) permite a caracterização de eventos JBNNs com base em um índice de intensidade. Algarra et al. (2019) aplicaram este índice JBNN à reanálise ERA-Interim em níveis de pressão sigma para todo o globo para os meses de janeiro e julho. Especificamente para a América do Sul, o índice JBNN foi capaz de identificar os jatos noturnos ocorrendo em ambos os meses em Maracaibo, Llanos, Guiana, nordeste do Brasil (Rio Grande do Norte e Piauí), e também em latitudes subtropicais a leste da Cordilheira dos Andes (Algarra et al., 2019). O SALLJ mais estudado, identificado em alguns pontos do leste da Bolívia ou do Paraguai, é o NCJE devido ao seu

papel no transporte de umidade da América do Sul tropical para subtropical (Marengo et al., 2004, 2009; Vera et al., 2006; Montini et al., 2019; Algarra et al., 2019).

O transporte de umidade associado ao SALLJ organiza sistemas convectivos profundos na forma de complexo convectivo de mesoescala e também contribui para eventos extremos de precipitação associados aos ciclones sobre a bacia do Prata (Velasco e Fritsch, 1987; Salio, 2007; Reboita et al., 2010; Carril et al., 2016; De Jesus et al., 2016), tornando esta região a de maior ocorrência de tempestades no continente (Rodrigues et al., 2004). Na América do Sul, o transporte de umidade foi estudado usando a abordagem Euleriana, o fluxo de umidade verticalmente integrado (Satyamurty, 1998; Montini et al., 2019) ou o Lagrangiano que calcula a mudança de umidade seguindo as partículas de ar (Drumond et al., 2008; Gimeno et al., 2012; Durán-Quesada et al., 2012; Algarra et al., 2019). Dessa forma, um estudo mais completo sobre os JBNNs e sua climatologia na América do Sul é fundamental para auxiliar na previsão do tempo.

1.1 *Objetivos:*

1.2 *Objetivo geral:*

O objetivo deste trabalho é obter uma climatologia sazonal para os JBNNs na América do Sul (AS), suas fontes de umidade e sumidouros associados. Portanto, aplicamos o índice JBNN proposto por (Rife et al., 2010) para identificar os jatos e sua importância para o transporte de umidade, e utilizamos o modelo Lagrangiano FLEXPART Stohl et al. (2005) para obter as fontes / sumidouros de umidade por um período de 37 anos (1980-2016). Este estudo é de suma importância, pois fornecerá orientação para a previsão do tempo, identificando as regiões onde os NLLJs são mais frequentes. Além disso, a identificação das fontes e sumidouros de umidade para cada JBNN pode ajudar a compreender os eventos climáticos extremos de seca ou inundação.

1.3 *Objetivos específicos:*

- Identificar as regiões na AS com atuação do JBNN;
- Criar uma climatologia sazonal para os JBNN da América do Sul;

- Utilizar as saídas do modelo Flexpart para identificar as fontes e sumidouros de umidades associados aos JBNNs;
- Investigar as diferenças observadas na circulação atmosférica entre os dias com e sem JBNNs;

Este trabalho está organizado da seguinte forma. O capítulo 2 descreve os dados e a metodologia para identificação de JBNN e algoritmo Lagrangiano para fontes e sumidouros de umidade. O capítulo 3 discute a climatologia do JBNN e as fontes e sumidouros de umidade associados, enquanto o capítulo 4 apresenta as principais conclusões.

Revisão Bibliográfica

Este capítulo trata de algumas discussões relativas a trabalhos, definições e estudos, relacionados a climatologia e os sistemas sinóticos que influenciam o Jato de Baixos Níveis noturno.

2.1 Definição e características do JBNN

O Jato de Baixos Níveis (JBN) é considerado como uma intensa corrente de ar (acima de 10m/s) que ocorre próximo da superfície (1-2 Km acima da superfície), com intenso cisalhamento vertical e uma extensão na horizontal de 500Km (Stull, 2012). Entre os primeiros estudos que relatam os JBN estão Goualt (1938) e Farquharson (1939), que observaram ventos alísios intensos com variações diurnas no norte da África. Mais tarde, Blackadar (1957) utilizando dados meteorológicos de superfície e altitude sobre os Estados Unidos da América (EUA), associou a ocorrência de JBN com intenso gradiente de temperatura entre cadeias de montanhas e planície, afirmando que o máximo da velocidade do vento coincide com o topo dessa inversão. Este autor também identificou um importante ciclo diurno na intensidade dos JBNs, que apresentam velocidades maiores no período da noite, com características supergeostróficas.

Virji (1981), utilizando imagens de satélite para estação do verão (1975-1977), observou em baixos níveis (900-700hPa) um intenso fluxo de vento (magnitude 10m/s) a leste dos Andes e direção de norte-noroeste que transportava umidade do oceano Atlântico tropical Norte (ATN) e da Amazônia, para a região subtropical. Este estudo permitiu uma avaliação do movimento ascendente sobre a maior parte da região amazônica e evidencia a existência de movimentos subsidentes sobre o nordeste do Brasil.

Os JBNs têm papel fundamental por influenciar o clima em diversas regiões do globo e por ter essa importância existem diversos estudos, podendo-se destacar a América do Norte (AN) (Bonner, 1968) a Ásia (Findlater, 1969) , a América do Sul (AS) (Marengo et al., 2002, 2009; Lima et al., 2018), a Europa (Browning e Pardoe, 1973), Austrália (Willson, 1975; Keenan et al., 1989), no mar do Caribe (Durán-Quesada et al., 2012) e Antártica (Schwerdtfeger, 1975; Chiba e Kobayashi, 1986). Os jatos ocorrem quando existe condições favoráveis em qualquer parte do globo e podem ser responsáveis por sistemas severos de tempestades. Eles são geralmente localizados a leste de regiões montanhosas (p ex., Andes, Montanhas Rochosas, etc) ou onde exista forte gradiente de temperatura entre o oceano e o continente. Os JBN ocorrem com maior frequência em latitudes médias e nos meses quentes (fig:2.1).

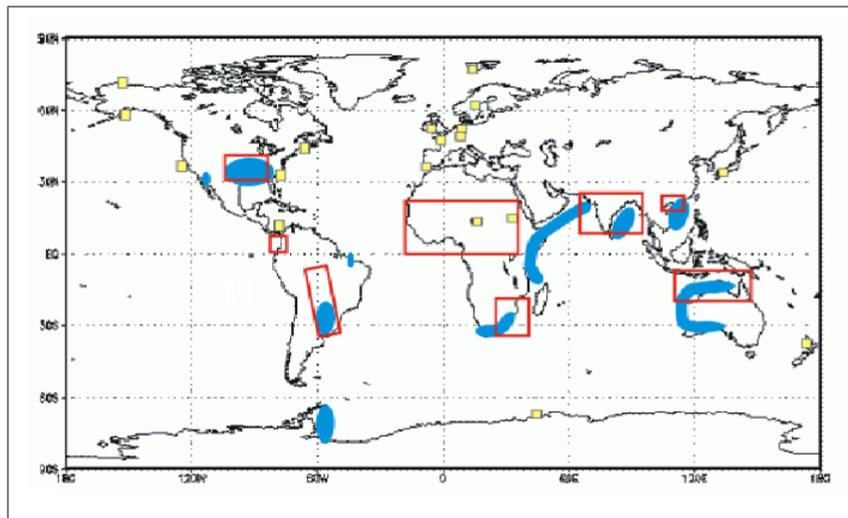


Figura 2.1: Regiões de probabilidade de atuação ou atuação dos JBNs com regularidade (sombreado) , áreas de formação de sistemas convectivos durante o período de verão (caixas em vermelho) e regiões onde houve registro de JBN (quadrado em amarelo). Adaptado de Stensrud (1996).

Os jatos possuem uma variação na velocidade ao longo do dia, sendo seu máximo no período da noite, devido a uma forte oscilação diurna do vento e seguida por uma aceleração noturna. Esses mecanismos são detalhados no capítulo 2.2 sobre os mecanismos de formação dos JBNs. Existem diversos estudos que comprovam que os JBNs são fenômenos estritamente noturnos, chamando-os de Jatos de Baixos Níveis Noturnos (Bonner, 1968; Keenan et al., 1989; Sjostedt et al., 1990; Whiteman et al., 1997; Davis, 2000; Marengo et al., 2002, 2004; Nunes et al., 2007; Marengo et al., 2009; Rife et al., 2010) . A Figura 2.2 mostra um típico JBN, com a estrutura estável da Camada Limite

Planetária (CLP), ou seja, mostrando a inversão térmica noturna.

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} > 0$$

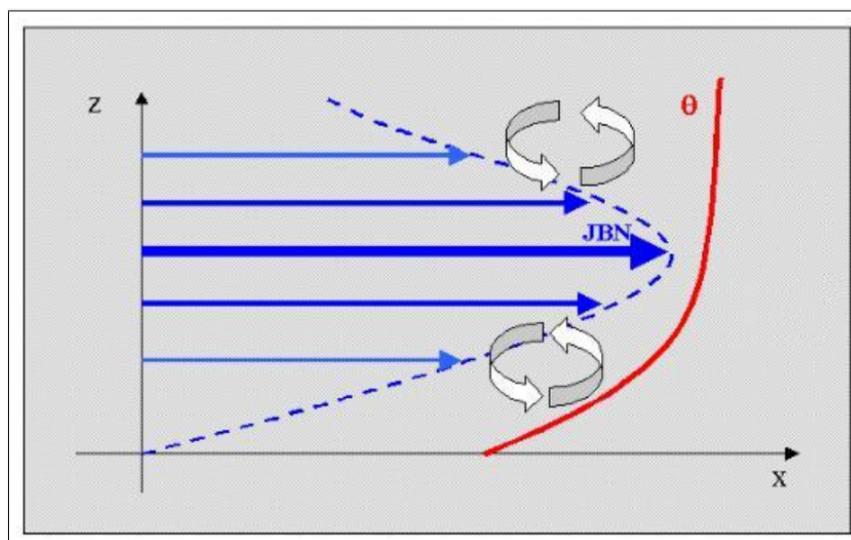


Figura 2.2: Esquema idealizado da estrutura vertical do JBN em uma atmosfera estável. O desenvolvimento do jato se deve à CLP estável e à presença de uma inversão térmica noturna propiciando a aceleração supergeostrófica. Extraído de Karan (2002).

2.2 Mecanismos de formação e manutenção do JBN

Os JBNs, como a maioria dos fenômenos atmosféricos, têm sua formação por mecanismos físicos que podem variar de região para região. Segundo (Stensrud, 1996), a formação do JBN é composta por um conjunto de vários mecanismos sendo que os mais encontrados na literatura são:

2.2.0.1 Oscilação Inercial

Blackadar (1957) verificou que, a partir do entardecer com a ocorrência de resfriamento radiativo da superfície, a camada do ar em contato com o solo também sofre esse resfriamento. Torna-se estaticamente estável e se dissocia da camada de ar acima da qual se torna quase sem atrito e livre de turbulência acelerando devido ao gradiente de pressão sinótica. Ou seja, após o entardecer ocorre um desequilíbrio entre as forças (gradiente de pressão e Coriolis), induzindo uma oscilação inercial do vento no qual a

componente do vento ageostrófica oscila em torno do vetor geostrófico, acelerando a velocidade supergeostrófica ¹ dentro da camada limite planetária (fig 2.3). Essa oscilação do vento é um movimento periódico no qual o fluxo do vento é equilibrado pela força de Coriolis (Glickman, 1995).

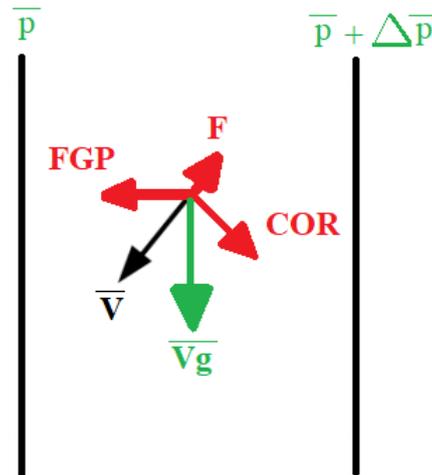


Figura 2.3: Balanço entre as forças do gradiente de pressão (FGP), Coriolis(COR) e atrito(F). O vento real em preto e o vento geostrófico em vermelho. Adaptado Stull (2012).

O estudo de Blackadar (1957) foi de extrema importância para conhecer e entender melhor a formação dos JBN. Esse estudo descreve a oscilação diária e a intensidade do jato (velocidades significativamente supergeostróficas) observadas durante a fase noturna(fig:2.4).

¹ Vento supergeostrófico : O balanço geostrófico é definido como um equilíbrio entre a força do gradiente de pressão e a força Coriolis. Os ventos em equilíbrio geostrófico, assim, viajam em linha reta, sem outras forças para causar um fluxo curvo. Porém, quando a força de Coriolis é maior que a força de pressão, para que volte ao equilíbrio das forças é necessário que a velocidade geostrófica tem uma valor maior que o normal, surge a velocidade supergeostrófica.

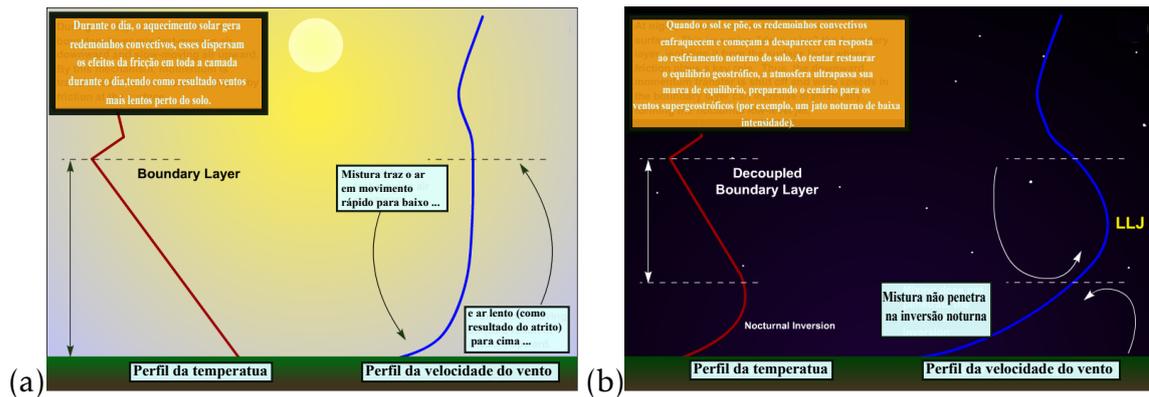


Figura 2.4: O esquema descreve o comportamento da camada de ar próxima ao solo depois que o sol se põe. (a) Durante o dia, o aquecimento solar gera redemoinhos convectivos, esses dispersam os efeitos da fricção em toda a camada durante o dia, tendo como resultado ventos mais lentos perto do solo e (b) Quando o sol se põe, os redemoinhos convectivos enfraquecem e começam a desaparecer em resposta ao resfriamento noturno do solo. Ao tentar restaurar o equilíbrio geostrófico, a atmosfera ultrapassa sua marca de equilíbrio, preparando o cenário para os ventos supergeostróficos (por exemplo, um jato noturno de baixa intensidade).

2.2.0.2 Baroclínia sobre terrenos inclinados

Segundo Holton (1973), um dos mecanismos de formação do JBN, no qual investigou sobre a região das Grandes Planícies dos Estado Unidos, associado a uma grande variação térmica ao longo do dia.

Para entender melhor a formação do JBN vamos avaliar a equação do vento térmico.

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{-g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (2.2)$$

Em que o u_g e v_g são componentes zonal e meridional, respectivamente, do vento geostrófico, z é a altura vertical, g aceleração da gravidade, f parâmetro de Coriolis e T é a temperatura. As equações 2.1 e 2.2 representam o vento térmico no qual sopra paralelamente às isotermas (2.5). Na figura 2.6 sera possível verificar com maiores detalhes como atua o vento térmico em um terreno inclinado.

A topografia pode influenciar de duas formas na formação do JBN:

(i) Termicamente : À noite, a camada de ar que cobre o terreno elevado das Grandes Planícies esfria por condução (perde energia térmica para o solo por resfriamento). A

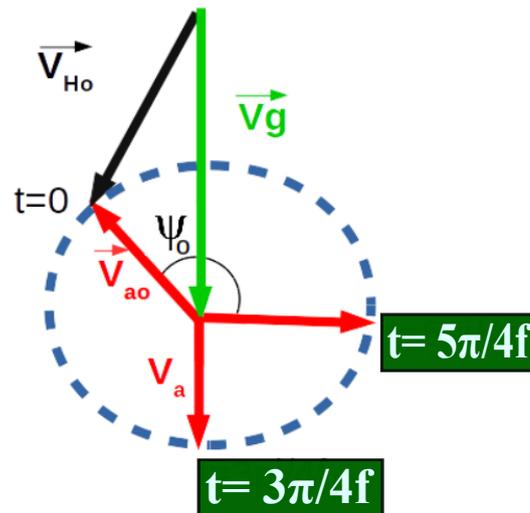


Figura 2.5: Rotação do vento ageostrófico (\vec{V}_a na cor vermelho) em torno do vento geostrófico (\vec{V}_g na cor verde).

pressão diminui mais rapidamente com a altura na baixa troposfera. Enquanto isso, mais a leste da montanha, o resfriamento noturno é menor porque o ar está mais distante do solo. Assim, nesta elevação sobre as Planícies, o ar é mais quente e a pressão diminui menos rapidamente com a altura acima do solo. Como resultado, as superfícies de pressão constantes inclinam-se para cima em direção ao leste, criando uma força de gradiente de pressão horizontal direcionada de leste a oeste. É claro que a escala é grande o suficiente para que a força de Coriolis possa atuar. Assim, quando um jato noturno de baixa intensidade se desenvolve à noite sobre as planícies, esse gradiente de pressão horizontal noturno aumenta a velocidade do vento. Desta forma, a encosta oeste da terra serve para aumentar os jatos noturnos de baixo nível sobre as Grandes Planícies (fig: 2.6)(Blackadar, 1957; Stensrud, 1996; Wu Y, 1997; Karan, 2002; De Sousa, 2005).

2.3 O JBN na América do Sul

O JBN na AS é extremamente importante pois pode influenciar o clima em todo continente, sua atuação ocorre com maior frequência e intensidade nos meses mais quentes(Marengo et al., 2002, 2004; Saulo, 2004; Nicolini M, 2004; Vera et al., 2006; Salio, 2007; Marengo et al., 2009). Um projeto chamado Experimento dos Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (South American Low Level Jet Experiment - SALLJEX) teve como objetivo principal descrever melhor a evolução temporal e espacial do JBN

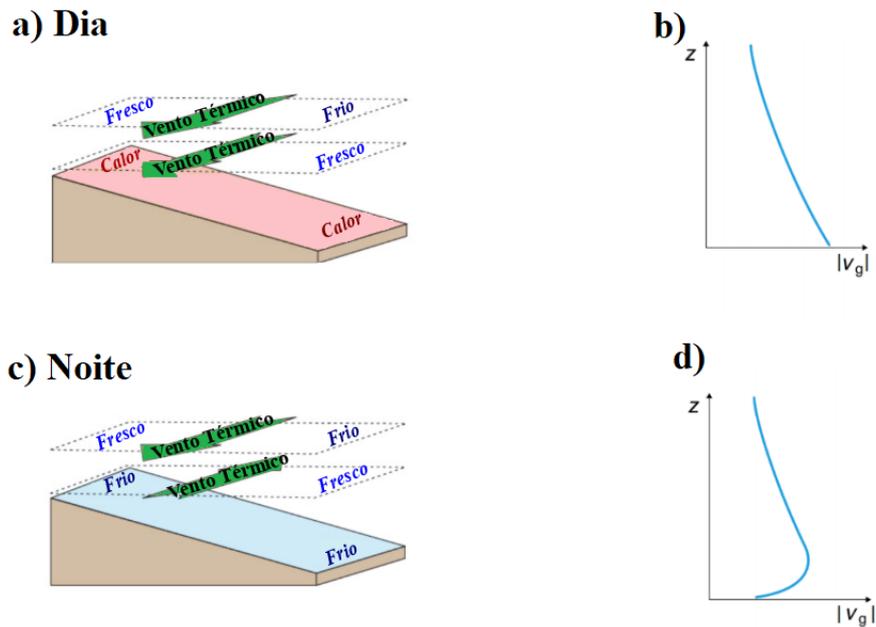


Figura 2.6: Esquema da mudança do vento geostrófico com a altura em um fluxo barotrópico equivalente no HN. Em (a) mostra a direção do vento térmico dentro de duas camadas ao longo do dia e (b) perfil vertical da componente meridional do vento. As figuras (c) e (d) mostram o mesmo processo, porém para o período da noite. O gradiente de temperatura dentro da camada é indicado pelo sombreado: azul(frio) coincide com baixas espessura e vermelho(quente) com alta espessura. Adaptado de Stull (2012)

(Vera et al., 2006). Para este estudo foi identificado uma corrente de ar com velocidade máxima de aproximadamente 25m/s entre 800hPa -700hPa, sobre Bolívia e oeste do Paraguai. Além disso, foi observado que a persistência do jato ao longo do dia influencia na formação de instabilidade convectiva no dia seguinte.

Utilizando dados do SALLJEX, Zipser (2004) verificou atuação de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) sobre o Sudeste Sul-americano, onde apenas 7 dos 112 destes ocorreram sobre o oceano, o restante se desenvolveu na região da Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS). Eles ainda encontraram vários máximos noturnos de CCM justamente onde fortes ocorrências do Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) também são observadas. Segundo Marengo et al. (2002), o fluxo consiste em uma forma de “esteira de umidade” que se estende desde a bacia Amazônica até o sul do Brasil e planícies argentinas. A Figura 2.7 representa um esquema do JBNAS, dando ênfase também ao balanço energético e dinâmico, como também a Evaporação-Transpiração (ET) na Amazônia e Sistemas CCMs Sul no Brasil.

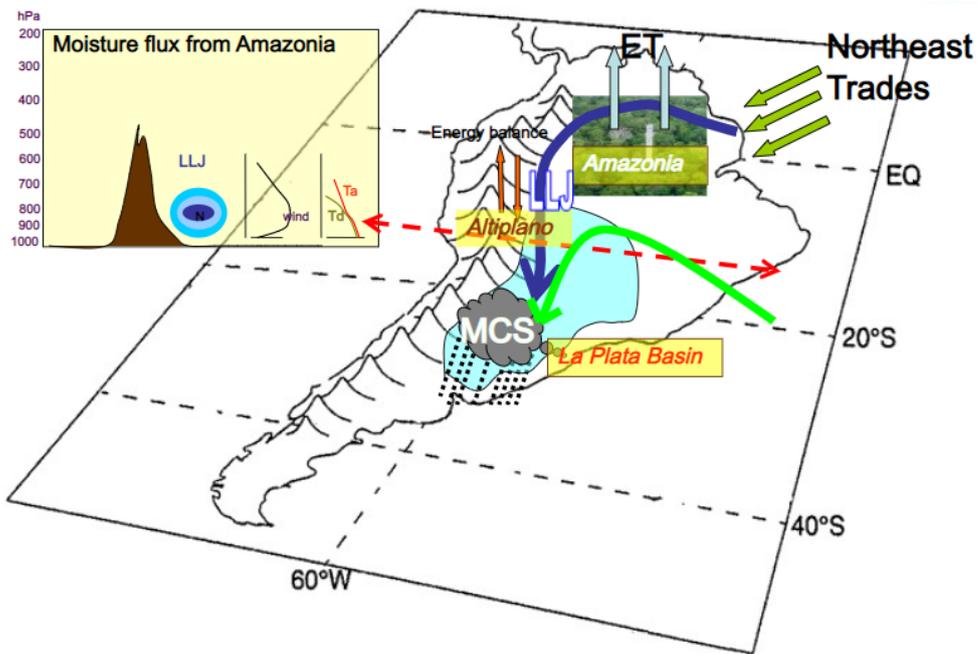


Figura 2.7: Diagrama esquemático de elementos relevantes do transporte de umidade sobre a AS em direção ao pólo. As setas azul e verde representam o transporte de umidade para o continente do oceano tropical e Atlântico Sul, respectivamente. No gráfico a esquerda representa-se uma seção transversal do fluxo de norte ao longo da linha vermelha tracejada, incluindo os perfis de velocidade do vento e temperatura representativos do núcleo do JBN. Obtido de Marengo et al. (2004).

Nicolini M (2004) utilizando os dados obtidos do SALLJEX, observou dois diferentes jatos: o jato de baixo nível do Chaco (CJE) e jato de baixo nível não-Chaco (NCJE) (Salio et al., 2002). São delimitados pela Cordilheira dos Andes, se estendendo a partir de regiões equatoriais para a região subtropical da Argentina e com a diferença entre eles está a extensão em direção ao pólo (Figura: 2.8). O primeiro JBN-CJE estende-se ao sul de 25°S, penetrando a região central da Argentina, sendo responsável pela entrada de massas de ar tropicais carregadas de umidade que influenciam na precipitação e na formação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) na região (Figura: 2.8a) e o JBN-NCJE atua ao norte de 25°S, penetrando somente até o Paraguai (Figura: 2.8b). No verão, em torno de 45% da precipitação na Argentina ocorre devido a atuação de SCMs que são alimentados pelo CJEs (Salio et al., 2002). Alguns fatores podem ser observados quando durante a atuação do CJE, por exemplo, uma corrente de N-NO em baixos níveis se estabelece em associação com a Baixa do Noroeste da Argentina (BNA; ou Northwestern Argentinean Low, NAL; Seluchi et al., 2003), se estendendo até as áreas subtropicais. Estes fluxo de ar quente e úmido persistindo em baixos níveis

desestabiliza a atmosfera. Segundo Rasmussen e Houze Jr (2011), convecção profunda é iniciada quando o escoamento de N-NO, desenvolvido em um CJE, incide sobre uma região montanhosa no centro-oeste da Argentina, conhecida como Sierra de Córdoba, outro fenômeno que pode ocorrer é quando uma zona frontal interage com o jato, isso provoca uma convergência de massa. Dessa forma, a precipitação ocorre durante a noite no território Argentino e durante a manhã no Uruguai e sul brasileiro. Alguns estudos (Salio et al., 2007; Anabor et al., 2008) mostram que em médios níveis, a atuação de um cavado migratório que aprofunda a Baixa do Nordeste da Argentina (BNA) fazendo com que o CJE se acople à circulação do jato em altos níveis. Além disso, a massa de ar quente e úmido transportado pelo jato é cortado devido ao descolamento do sistema frontal para nordeste e os SCMs se dissipam à medida que se deslocam para leste/nordeste.

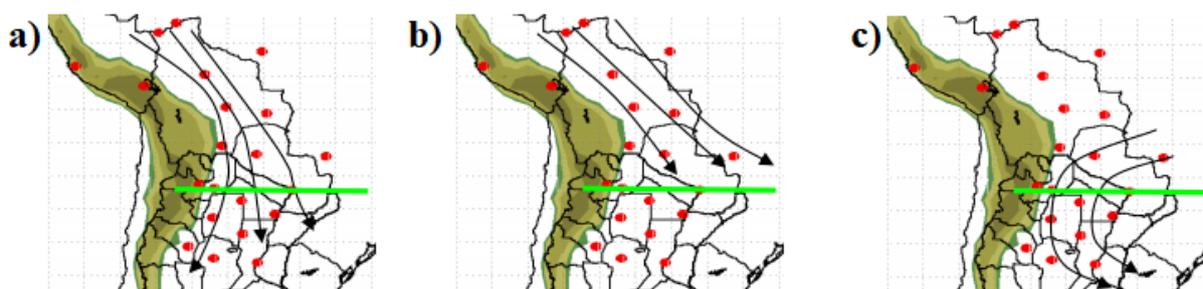


Figura 2.8: Esquema da circulação do vento em baixos níveis em três eventos característicos de JBN no Sudeste da AS. a) Jato de Baixos Níveis Chaco Jet Event (JBN-CJE), b) Jato de Baixos Níveis Non-Chaco Jet Event (JBN-NCJE) e c) Jato de Baixos Níveis na Argentina. A linha verde indica a latitude de 25°S. Adaptado Nicolini M (2004).

O jato da região da Venezuela apresenta poucas informações e o primeiro estudo foi de Torrealba e Amador (2010). Identificaram valores médios de 11 ms⁻¹ durante o verão austral (novembro-abril) no nível de 925 hPa no período noturno. O estudo de Jones (2019) apresenta uma análise sazonal do jato com as velocidades que excedem 10ms⁻¹ durante DJF e SON em 900hPa. Jimenez Sanchez (2018); Jiménez-Sánchez et al. (2019) analisaram a estrutura e evolução do jato de baixos níveis Orinoco (OLLJ), o qual está localizado entre a Cordilheira dos Andes e o Planalto Guiana, para um período de novembro de 2013 a março de 2014. Neste estudo foi utilizado o modelo Weather Research and Forecasting (WRF). Foi observado o OLLJ desde o Delta do Orinoco na Venezuela até a floresta amazônica (na porção da Colômbia), com velocidades médias superiores a 8ms⁻¹. O mês que apresentou maior intensidade no OLLJ foi em janeiro(13ms⁻¹) e

menor em novembro(9ms^{-1}). Segundo os autores a formação do jato nesta região é o resultado de um conjunto de fatores : entrada da brisa do mar sobre o delta do rio Orinoco e a depressão do rio Unare, fluxo catabático, variação diurna de difusividade turbulenta e a topografia.

2.4 *O JBN associado a precipitação na AS*

No ciclo hidrológico na AS há uma grande parcela da atuação dos jatos, contribuindo nas trocas de umidade entre a bacia Amazônica nos trópicos e a bacia do Prata no Sul do Brasil, sendo assim um sistema de grande relevância para precipitação na AS (Nicolini M, 2004).

2.5 *Circulação atmosférica em baixos níveis e padrões de escala sinótica na AS relacionados ao JBN*

Alta da Bolívia - AB (Zhou, 1998) é descrita como um cavado em altos níveis próximo ao nordeste do Brasil. Sua formação se dá em resposta a grande atividade convectiva na região da Amazônia devido ao aquecimento por liberação de calor latente em superfície e presença das ZCAS(Molion, 1987). A maior parte da circulação da alta atmosfera ocorre no verão até meados do outono sobre a América do Sul e está associado com o aquecimento por liberação de calor latente (Satyamurty, 1998). Como as taxas de aquecimento por condensação na ZCAS são relativamente fracas, vórtices mais fortes podem resultar em uma resposta significativa nesta região, devido a uma extensão da Alta da Bolívia para o sudeste. Dessa forma o único efeito direto mecânico da Cordilheira dos Andes sobre a circulação dos altos níveis encontrado por Lenters (1997) é uma canalização do vento em latitudes médias. Por outro lado, os Andes fortalece indiretamente a Alta da Bolívia induzindo precipitação na região central dos Andes e modificando a precipitação em outra região.

A ZCAS é caracterizada por uma banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste para sudeste, que se estende da bacia Amazônica, passa pelo sudeste do Brasil e alcança o Atlântico Sul (Kousky, 1988; Drumond, 2005; Braga, 2006; Muza e Carvalho, 2006; Limberger e Silva, 2016; de Souza et al., 2018). A ZCAS é uma característica do-

minante no verão, e ausente no inverno, podendo se manifestar por períodos de 4 a 15 dias (Ambrizzi e Ferraz, 2015). Esse sistema provoca fortes chuvas no sudeste do país e, simultaneamente, decréscimo de precipitação nas suas adjacências (Nogues-Paegle, 1997). Pode estar associada com a convecção na Amazônia, convergência de umidade na baixa troposfera, a presença de um cavado a leste da Cordilheira dos Andes, a presença da Alta da Bolívia em altos níveis e um cavado sobre a região nordeste do Brasil ou em determinadas situações um vórtice ciclônico (Chaves e Cavalcanti, 2000; Quadro et al., 2011; de Quadro et al., 2016). O estabelecimento desse padrão de circulação está claramente associado à atividade convectiva na Amazônia e Brasil central e com a intensificação Jato Subtropical (JST) em altos níveis (Hurrell e Vincent, 1991). Em baixos níveis a convecção também contribui com a intensificação da Baixada do Chaco, que fortalece a convergência de ar úmido sobre a região.

Os JAN são divididos em Jato Subtropical (JS) que situasse entre 10 e 16 km (20°S e 30°S) de altitude e Jato Polar (JP) que ocorrem em torno dos 7 e 12 km (entre as latitudes de 40°S-70°S) acima do nível do mar. O Ramo Norte do Jato Polar (JPN) está relacionado aos sistemas frontais e ciclogênese em superfície em latitudes médias; e o Ramo Sul do Jato Polar (JPS) está situado na estratosfera próximo aos círculos do Ártico e da Antártida. Alguns pesquisadores sugeriram que o JAN contribui para manutenção dos JBNs (Uccellini e Johnson, 1979; Guedes e Silva Dias, 1984; Pezzi et al., 1996), influenciando a atividade convectiva quando os eixos do JBN (850hPa) e JAN (250hPa) estão entre as latitudes de 30°S e 40°S, propiciando a ascensão do ar em superfície. Dessa forma, uma grande parcela de umidade que o JBN traz, ao ascender, serve de combustível para formação de nuvens Cumulonimbus (Cb) na região subtropical da AS (Petterssen, 1940; Uccellini e Johnson, 1979).

Sistemas meteorológicos como ZCAS, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), além da passagem de Frentes Frias (FF) e o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), interagem para intensificar os JBN. Esses sistemas agindo em conjunto com o JBN contribuem para que ocorra precipitação em diversas regiões da AS (Fig 2.9).

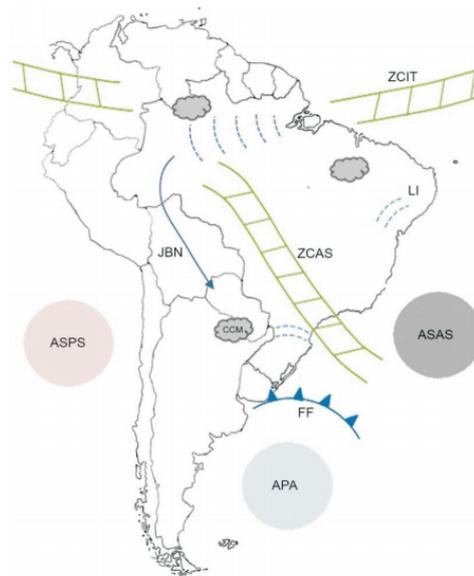


Figura 2.9: Principais sistemas que atuam sobre o tempo meteorológico e influenciam a variabilidade da precipitação na AS. ASPS: Anticiclone Semipermanente do Pacífico Sul; ASAS: Anticiclone Semipermanente do Atlântico Sul; ZCIT: Zona de Convergência Intertropical; ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul; CCM: Complexos Convectivos de Mesoescala; JBN: Jatos de Baixos Níveis; FF: Frente Fria; LI: Linhas de Instabilidade; APA: Anticiclone Polar Atlântico. (Fetter et al., 2018)

2.5.0.1 Fontes e sumidouros de umidade na AS

A água é um bem muito preciso por ser fundamental e necessário para a vida na terra. O ciclo hidrológico é um sistema complexo pelo qual a água passa da atmosfera para a terra e volta para atmosfera (Peixoto e Oort, 1992; WMO e UNESCO, WMO e UNESCO; Palazzi e Provenzale, 2016).

Segundo a Organização Meteorológica Mundial (OMM, 2012) em superfície o processo hidrológico ocorre através da evaporação (mar, rios, lagos) e evapotranspiração (plantas e árvores), gerando condensação para formar nuvens, precipitação, interceptação, infiltração, percolação, escoamento, acumulação no solo ou em corpos de água e reevaporação (fig. 2.10). Dessa forma, a água que evapora em um determinado local pode precipitar em outro bem diferente. Os oceanos são extremamente importantes para o ciclo hidrológico, porque detêm aproximadamente 97% das reservas de água do mundo (Baumgartner e Reichel, 1975). A evaporação é superior à precipitação sobre os oceanos permitindo que a umidade seja transportada pelos ventos para o continente. Quando a precipitação ocorre sobre os oceanos, então temos um término do ciclo (oceano- evaporação- condensação- precipitação- oceano), esse processo também ocorre sobre grandes

lagos e regiões de floresta. Parte da precipitação que ocorre no continente pode ter vários destinos, um porção se infiltra, parte deságua em rios, lagos ou oceano. A precipitação que chega ao solo pode ser absorvida e outra parte pode evaporar. Além disso, outra parte é absorvida por plantas e árvores que, por sua vez, liberam na atmosfera umidade através da transpiração (Aranda, 1984; Tundisi, 2003; Balbinot et al., 2008; Trenberth et al., 2011). (Fig 2.10)

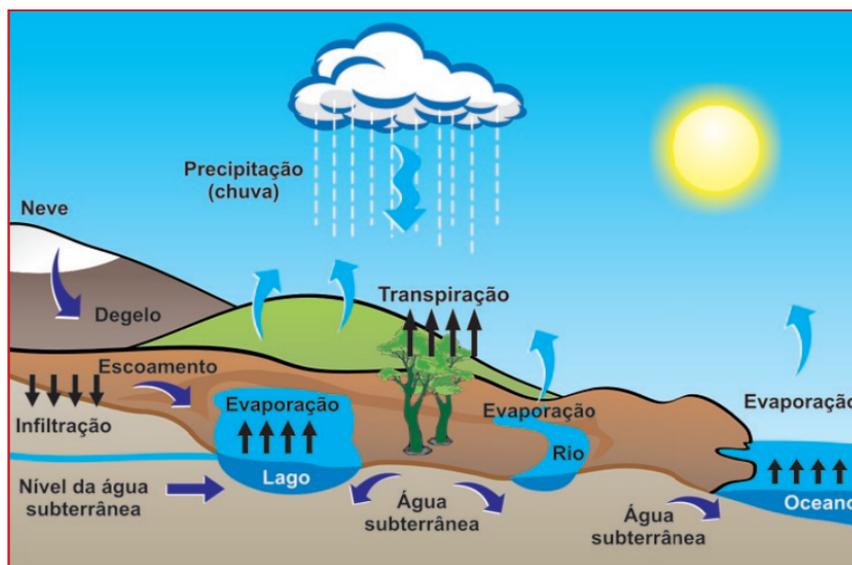


Figura 2.10: Esquema do ciclo hidrológico. Extraído de (Sampaio et al., 2008)

Segundo Gimeno et al. (2012) a maior parte da evaporação e também da precipitação ocorre em oceanos, dessa forma eles representam um fator fundamental no abastecimento de umidade para a precipitação nos continentes. Por outro lado, a precipitação terrestre também tem origem na evaporação da terra, às altas taxas de reciclagem, principalmente em regiões muito úmidas como é no caso da floresta Amazônica (Van der Ent et al., 2010). A identificação das fontes de umidade é de extrema importância para conhecer melhor o transporte de umidade e estabelecer melhor a relação fonte-sumidouro de umidade atmosférica (Stohl e James, 2004; Stohl et al., 2005; Dirmeyer et al., 2009; Sodemann e Stohl, 2009; Gimeno et al., 2010, 2012; Gimeno, 2013).

Segundo Boyer et al. (2007) os oceanos influenciam diretamente no ciclo hidrológico da Terra, além de compor o sistema climático (Rayner et al., 2003). Gimeno et al. (2010) verificaram que as principais fontes de umidade para AS estão nos oceanos Atlântico Tropical Norte (ATN) e Atlântico Tropical Sul (ATS), além da região da Amazônia, que

contribui com umidade para atmosfera através da evapotranspiração das árvores.

2.6 Fontes e sumidouros de umidade para a AS

Fundamental conhecer e entender as principais regiões dos oceanos e continentes onde ocorreu evaporação e evapotranspiração, respectivamente (fontes) e precipitação (sumidouros) no transporte de umidade. Assim como, sua variação sazonal e que condições climáticas intensificam ou reduzem esse transporte e a convecção (movimento vertical do ar que produz condensação e precipitação), provocando secas e cheias. Dessa forma, diversos pesquisadores vêm apresentando resultados dos processos de ganho e perda de umidade em massas de ar e do seu transporte de umidade.

Gimeno et al. (2012), verificaram as principais fonte e sumidouros de umidade do globo, através do balanço entre a evapotranspiração e a precipitação ($E - P$). De acordo com os autores, as principais fontes ($E > P$) estão localizadas ao longo dos centros subtropicais de alta evaporação, e os principais sumidouros ($E < P$) encontram-se na região da ZCIT e ZCPS (Zona de Convergência do Pacífico Sul) e em faixas de latitudes médias, onde a convecção de umidade proporciona altas taxas de precipitação. Adicionalmente, Trenberth et al. (2011) e Gimeno et al. (2012) explicam que em regiões oceânicas, a taxa de evaporação geralmente excede a taxa de precipitação, portanto, estas regiões funcionam como fonte, enquanto as áreas continentais atuam como sumidouros de umidade atmosférica.

Alguns pesquisadores identificaram os principais sistemas que influenciam na precipitação e a principal fonte de umidade para a AS, já identificado em diversos estudos (Savenije, 1995a,b; Bosilovich e Chern, 2006; Gimeno et al., 2010; Van der Ent et al., 2010; Goessling e Reick, 2011; van der Ent e Savenije, 2013), é o oceano Atlântico Tropical (Marengo, 1992; Fu et al., 2001; Uvo et al., 2000; Liebmann e Marengo, 2001; Marshall et al., 2001; Ronchail et al., 2002; Yoon e Zeng, 2010; Satyamurty et al., 2013). Mas, estudos recentes e do passado continuam a enfatizar o papel das florestas no fornecimento de umidade para disparar a precipitação sobre as regiões continentais (Markarieva e Gorshkov, 2007; Angelini et al., 2011; Goessling e Reick, 2011).

Zhou (1998) verificaram características semelhantes a monções na AS, esse sistema esta de acordo com circulação troposférica observada na região tropical e subtropical.

Um fator importante para o desenvolvimento e manutenção das monções na AS é o aquecimento sensível e latente sobre o planalto boliviano e sudeste do Brasil durante o verão. Isso está de acordo com os resultados recentes de Lenters (1997), confirmando o papel do aquecimento latente da bacia amazônica, Andes centrais e SACZ na geração e manutenção do alto boliviano e baixo do nordeste do Brasil.

2.6.0.1 Fontes de umidades continentais

Um fator fundamental para manutenção de umidade na atmosfera é a reciclagem de vapor de água importante para explicar a precipitação continental.

Molion (1975) e Marques et al. (1977) utilizaram dados de evapotranspiração da floresta Amazônica afim de identificar a contribuição para umidade na atmosfera através da reciclagem, e encontraram valores em torno dos 50%, ao considerar que toda a evapotranspiração na bacia era transformada em precipitação na própria região. Mais tarde, Brubaker et al. (1993), Eltahir e Bras (1994), Costa e Foley (1999), Trenberth (1999), Van der Ent et al. (2010) e Satyamurty et al. (2013) utilizando outros métodos, estimaram valores de reciclagem em torno de 10% a 35%, ao considerar a contribuição do transporte horizontal de umidade a partir do oceano AT.

Arraut e Satyamurty (2009) identificaram a Bacia Amazônica como uma importante fonte continental de umidade para o sul do Brasil. Eles verificaram que a precipitação que ocorre na região sul da AS (sul do Brasil e norte da Argentina) é influenciada pelo transporte de umidade pelo jato de baixo nível (LLJ) a leste dos Andes (Salio et al., 2002) do sul da Bacia Amazônica ao sul de 25°S.

De acordo com Brubaker et al. (1993), a contribuição da evapotranspiração na precipitação continental varia tanto regional quanto sazonalmente. Em seus resultados, os autores encontraram valores superiores (inferiores) a 30% (15%) no mês de dezembro (junho). Posteriormente, Eltahir e Bras (1994) mostraram que a umidade gerada pela evapotranspiração da floresta influencia a precipitação continental, sendo guiada pelos ventos predominantes na região, fazendo com que a chuva aumente de nordeste para sudoeste.

2.6.0.2 Fonte de umidade oceânica

Estudos mostra que apesar da importância da reciclagem de umidade continentais, a maior fonte de umidade que gera precipitação nos continentes vem dos oceanos (Oki, 2006; Gimeno et al., 2012; van der Ent e Savenije, 2013). Diversos estudos mostram a importância no transporte de umidade realizado pelos JBNNs e sua influência na variabilidade da precipitação sobre a região continental da AS Marengo (1992); Uvo et al. (2000); Fu et al. (2001); Liebmann e Marengo (2001); Marshall et al. (2001); Ronchail et al. (2002); Yoon e Zeng (2010); Trenberth et al. (2011); Satyamurty et al. (2013).

Gimeno et al. (2010) e Castillo et al. (2014), fizeram uma análise climatológica do transporte de umidade. Dessa forma, esses autores encontraram 12 fontes evaporativas oceânicas principais, e mostraram que o fornecimento de umidade aos continentes é altamente assimétrico, com forte variabilidade sazonal. Segundo Satyamurty et al. (2013) as principais fontes de umidade para a Bacia Amazônica estão situadas nos oceanos tropicais do Atlântico Norte e Sul e os rios aéreos que alimentam a bacia correm principalmente de leste a oeste em todas as estações.

van der Ent e Savenije (2013) identificaram as fontes oceânicas de umidade que influenciam na precipitação continental, utilizando método de correlação da TSM. Os autores consideraram fontes de umidade oceânicas quando, em média, mais de 20% do total de evaporação (umidade oceânica) e pelo menos 250 mm.ano⁻¹ de evaporação precipita sobre o continente. A (figura 2.11) mostram as principais fonte oceânicas de umidade globais e a (figura:2.12) mostra os sumidouros de umidade das fontes oceânicas. Especialmente as áreas norte (ATN) e sul (ATS) do oceano AT (regiões 5 e 6, respectivamente) são os maiores fornecedores de umidade para o setor norte/nordeste/centro-oeste da AS. A precipitação gerada sobre o continente é influenciada mais diretamente pela umidade originada da região 5 (figura:2.12), enquanto que a precipitação nas porções norte e nordeste do Brasil são influenciadas principalmente pela região fonte do ATS (área 6).

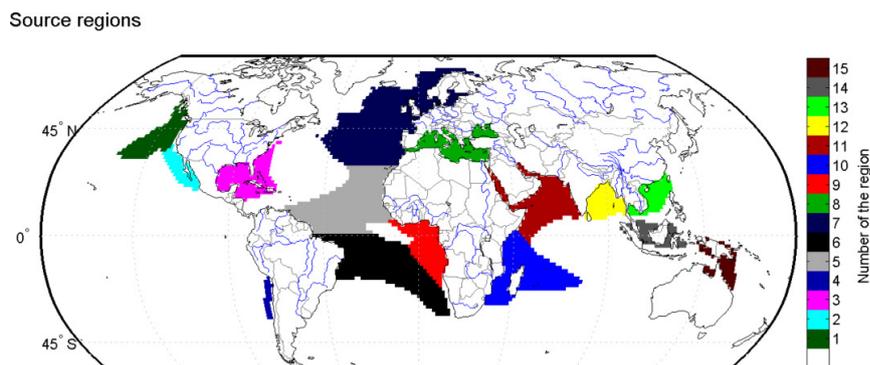


Figura 2.11: Esquema das fontes de umidade oceânicas durante o período de 1990-2009. Obtido de (van der Ent e Savenije, 2013)

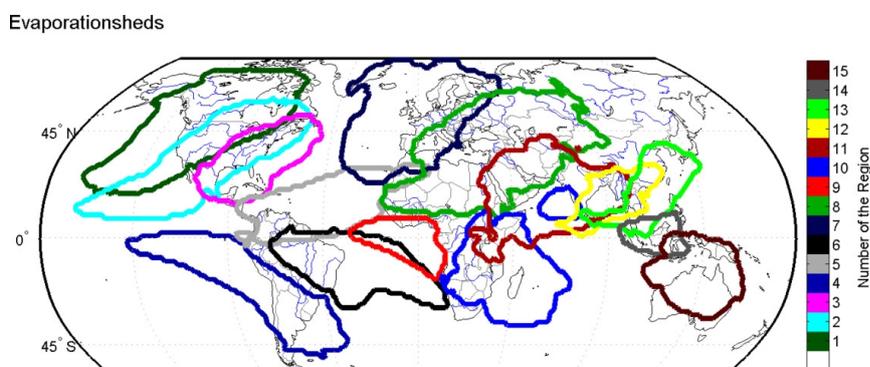


Figura 2.12: Áreas influenciadas correspondentes às 15 regiões fontes de umidade oceânicas (fig2.11) durante o período de 1990-2009. Os limites encerram as áreas em que 50% da evaporação terminam como precipitação. Obtido de (van der Ent e Savenije, 2013)

2.6.0.3 Métodos Eulerianos e Lagrangianos para análise do transporte de umidade

Muitos trabalhos usaram abordagens eulerianas para calcular os fluxos de umidade para regiões específicas, computando as mudanças na umidade verticalmente integrada através dos limites da região em estudo (alguns estudos na AS, por exemplo, são Arraut et al. (2012); Satyamurty (1998); Montini et al. (2019)). A abordagem da metodologia Lagrangiana tem sido amplamente utilizada nas últimas décadas para identificar as fontes e sumidouros de umidade para regiões de interesse, ou seja, para analisar de onde vem a umidade disponível para precipitação em uma determinada região, ou para identificar quais regiões são mais afetados em termos de contribuições (sumidouros) da umidade que flui de uma área. Essa metodologia foi aplicada globalmente (Castillo et al., 2014; Gimeno, 2013; Gimeno et al., 2013; Knippertz et al., 2013) ou regionalmente, por

exemplo, na AS, ver Drumond et al. (2008); global climatology of tropical moisture exports (dru). Este método tem sido utilizado devido à sua confiabilidade e robustez. O estudo das fontes de umidade é um dos principais desafios das ciências atmosféricas e um passo inicial para um melhor entendimento da variabilidade da precipitação (Gimeno, 2013). Gimeno et al. (2012) retoma os principais pontos fortes e fracos das metodologias mais utilizadas para analisar as relações fonte-receptor relativas ao transporte de umidade e seus cálculos. Um ponto forte do método Euleriano é fornecer processos atmosféricos detalhados, nos quais uma circulação atmosférica realista é representada. Porém, o método Euleriano não captura fontes remotas de umidade para uma determinada região, não tem uma boa representação do ciclo hidrológico e depende do viés do modelo. Portanto, as abordagens eulerianas são capazes apenas de estimar a razão entre a umidade gerada e reciclada e calcular o transporte de umidade de áreas pré-definidas ou sobre suas próprias regiões. Eles são incapazes de fornecer identificação direta das regiões de fonte de umidade, o que deve ser realizado usando técnicas Lagrangianas demoradas baseadas em computador. O método de abordagem Lagrangiana permite o cálculo de parcelas aéreas ou trajetórias de partículas com alta resolução espacial em um domínio global. A precisão do rastreamento Lagrangeano dependerá de alguns fatores como: condições meteorológicas, uso correto dos parâmetros, resolução do conjunto de dados e assimilação das observações; uma de suas desvantagens é que evaporação e precipitação não são separáveis em alguns algoritmos (por exemplo, modelo FLEXPART).

Dados e métodos

3.1 *Dados*

A climatologia de JBNNs e fontes de umidade associadas são obtidas usando o conjunto de dados de reanálise ERA-Interim do European Centre for Weather and Forecasting (ECMWF; (Dee et al., 2011)). O modelo de rastreamento FLEXPART usa dados ERA-Interim (componentes de vento 3-D e umidade específica) interpolados para uma grade horizontal com $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude por longitude e considera todos os 61 níveis na vertical disponíveis na reanálise (da superfície até 0,1 hPa). Identificamos o JBNN usando conjuntos de dados ERA-Interim em uma grade horizontal com $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ de longitude por latitude em diferentes níveis de pressão. Para todas as análises, usamos os dados ERA-Interim a cada 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC) de 1980 a 2016 (37 anos). Para os dias NLLJ, também avaliamos a relação entre sumidouros de umidade e chuva usando a chuva de ERA-Interim and Climate Prediction Center - CPC - conjunto de dados (Xie et al., 2010). Para áreas continentais do mundo, CPC é uma resolução intermediária ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de latitude por longitude), análise de precipitação baseada apenas em observações pluviométricas. Também analisamos a radiação de onda longa emergente (ROLE) da reanálise ERA-Interim como um proxy de precipitação para avaliar suas relações com sumidouros de umidade. O melhor desempenho da reanálise ERA-Interim em comparação com outros para representar a estrutura vertical do jato de baixo nível da América do Sul encontrada por (Montini et al., 2019) motivou o uso dessa reanálise no presente estudo. Além disso, foi utilizado os dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) para analisar as anomalias de de TSM das composições da diferença dos dias com e sem jato.

Tabela 3.1 - Sumário dos dados utilizados no estudo

Dados	Resolução espacial	Área de Estudo	Período	Fonte
Zonal Vento (1000-100 hPa)	1,5 ° x 1,5 °	Global: (0 ° -360 ° E, 0 ° -180 ° N)	1979 -presente	Reanálise ERA-Interim Dee et al. (2011)
Vento Meridional (1000-100 hPa)	1,5 ° x 1,5 °	Global: (0 ° -360 ° E, 0 ° -180 ° N)	1979 -presente	Reanálise ERA-Interim Dee et al. (2011)
Precipitação	2,5 ° x 2,5 °	Global: (0 ° -360 ° E, 0 ° -180 ° N)	1979 -presente	Projeto Global de Climatologia de Precipitação (GPCP) (Schneider et al., 2015)
Radiação de onda longa	1 ° x 1 °	Global: (0,5 ° -89,5 ° E, 0,5 ° -89,5 ° N)	1979 -presente	Reanálise ERA-Interim Dee et al. (2011)

Montini et al. (2019) discutiu o melhor desempenho do ERA-Interim em comparação com outras reanálises para representar a estrutura vertical do dos JBNS na AS. Além disso, Anselmo et al. (2020) encontraram pequenas diferenças entre o ERA-Interim e o MERRA-2 (uma reanálise de resolução moderna e mais fina) para reproduzir a estrutura vertical do jato de baixo nível na Amazônia. Eles mostraram que o jato de baixo nível MERRA-2 possui tempo de ocorrência e estrutura vertical (com velocidade máxima do vento em 950 hPa) semelhante às observações locais de sondagem, embora subestime a intensidade do vento. Essas comparações com observações locais indicando características confiáveis de JBNS na reanálise ERA-Interim motivaram seu uso no presente estudo.

3.2 Metodologia

Os JBNNs, são importantes por influenciar o clima, necessitando de dados de alta resolução (temporal e espacial) para uma análise mais específica de sua estrutura. A análise irá considerar todos os meses e não apenas verão e inverno afim de avaliar sua variabilidade sazonal, com foco na AS, e considerando um período de 37 anos (1980-

2016). De forma geral, o presente estudo se difere do estudo de Rife et al. (2010), por fazer uma análise mais completa e detalhada dos JBNNs sobre a América do Sul.

3.3 Identificação de jato de baixos níveis noturno (JBNN):

O cálculo do JBNN (eq:3.1) foi baseado no trabalho de Rife et al. (2010), que analisou dentro da estrutura vertical a variação temporal do vento. A análise sazonal foi feita para um período de 37 anos (1980-2016). Devido à topografia da AS e como o núcleo do JBNN está localizado nos primeiros quilômetros da troposfera, foi necessário levar em conta a elevação do terreno.

A fim de obter um resultado mais satisfatório, isto é, que melhor representa a climatologia de JBNNs da AS, foram feitas diversas combinações entre os níveis (900-700hPa) utilizando o método de Rife et al. (2010). A primeira exigência da equação é que o Above Ground Level (AGL) de 1000m (próximo ao nível do jato) seja mais intenso a noite horário local, no qual as componentes do vento u_{00} v_{00} (zonal e meridional, respectivamente) também sejam noturnas. A segunda exige que a velocidade do vento u_{00}^{L1} v_{00}^{L1} no núcleo do jato (1000 m AGL) seja mais forte que a altitude (4 km AGL), semelhante ao critério de Whiteman et al. (1997). O índice JBNN (ms⁻¹) portanto, uma função da diferença entre os ventos próximos da superfície e aqueles no topo, e a variação diurna do vento. Os subíndices 00 e 12 correspondem, respectivamente, às 00:00 (meia-noite) e 12:00 (meio-dia), hora local (LT); L1 e L2 são, respectivamente, os níveis próximos da superfície (originalmente 500 m AGL) e médios (originalmente 4000 m AGL); lambda (λ) e phi (ϕ) são dois números binários que comparam, respectivamente, a evolução temporal da velocidade do vento e seu cisalhamento vertical. (ϕ) compara as velocidades do vento próximo à superfície (L1) e de nível médio (L2) à meia-noite local; (ϕ) = 1 requer que a velocidade do vento próximo à superfície seja maior do que em níveis médios, caso contrário, (ϕ) = 0. Desta forma, (ϕ) garante a existência de uma estrutura vertical do jato à meia-noite local.

Para o presente estudo, o índice NLLJ (equação:3.1) é adaptado usando níveis verticais em coordenadas verticais isobáricas em vez de altura, conforme proposto por Rife et al. (2010) ou níveis sigma como em Algarra et al. (2019). Os dois níveis de pressão selecionados para calcular o índice NLLJ são 900 e 650 hPa, correspondendo aproxima-

damente a 1000 e 4000 m acima do nível do mar, respectivamente.

$$JBNN = \lambda \phi \sqrt{[(U_{00}^{L1} - U_{00}^{L2}) - (U_{12}^{L1} - U_{12}^{L2})]^2 + [(V_{00}^{L1} - V_{00}^{L2}) - (V_{12}^{L1} - V_{12}^{L2})]^2} \quad (3.1)$$

- $u_{00} v_{00}$ Média horaria das 00:00 UTC - 06:00 UTC (noturno) para cada dia.
- $u_{12} v_{12}$ Média horaria das 12:00 UTC - 18:00 UTC (diurno) para cada dia.
- $u_{00}^{L1} v_{00}^{L1}$ Média horaria noturno no nível de 900hPa para cada dia.
- $u_{00}^{L2} v_{00}^{L2}$ Média horaria noturno no nível de 650hPa para cada dia.
- $u_{12}^{L1} v_{12}^{L1}$ Média horaria diurno no nível de 900hPa para cada dia.
- $u_{12}^{L2} v_{12}^{L2}$ Média horaria diurno no nível de 650hPa para cada dia.

$$\text{Lambda}(\lambda) = \begin{cases} 0, & W_{00}^{L1} \leq W_{12}^{L1} \\ 1, & W_{00}^{L1} > W_{12}^{L1} \end{cases} \quad (3.2)$$

$$\text{Phi}(\phi) = \begin{cases} 0, & W_{00}^{L1} \leq W_{00}^{L2} \\ 1, & W_{00}^{L1} > W_{00}^{L2} \end{cases} \quad (3.3)$$

- W_{00}^{L1} = Vento durante a noite no nível de 900 hPa para cada dia.
- W_{00}^{L2} = Vento durante a noite no nível de 650 hPa para cada dia.
- W_{12}^{L1} = Vento durante o dia no nível de 900 hPa para cada dia.

Esses dois níveis (900-650hPa) são mais apropriados para definir a estrutura vertical do jato à meia-noite do que as outras duas combinações de níveis testadas na região (1000-650, 1000-700, 1000-750, 1000-850, 1000-900, 900-850, 900-700, 900-650, 850-650 e 850-700 hPa). Os componentes do vento às 00:00 LT são obtidos como a média das 00:00 e 06:00 UTC (\approx 21:00 e 03:00 LT na maior parte do continente), enquanto às 12:00 LT é dada pela média das 12:00 e 18:00 UTC (\approx 09:00 e 15:00 LT na maior parte do continente). Usando essas adaptações, o índice NLLJ é calculado para cada ponto da

grade usando dados do ERA-Interim sobre a América do Sul, o que permite identificar as regiões com atividade NLLJ. A aplicação da equação (eq:3.1) resulta em um índice NLLJ diário que é usado para obter a climatologia sazonal do jato noturno de baixo nível e as fontes de umidade associadas e sumidouros para as áreas selecionadas com grande frequência de ocorrência de NLLJs.

Para construir a climatologia geral do índice JBNN, o cálculo (equação 3.1) é realizado utilizando os níveis de 900-650hPa (fig. 3.1). Desta forma, é possível identificar os núcleos dos jatos, de modo que uma caixa é feita centrada no núcleo médio da climatologia geral da JBNN para cada região (por exemplo, a caixa vermelha 3.1). Os tamanhos de cada caixa são de aproximadamente 5 ° de latitude e 5 ° de longitude. Isso foi feito para todas as regiões e todos os meses. As caixas são usadas como referência no cálculo da transferência de umidade do modelo Flexpart. Isso foi feito para todas as regiões e meses, onde como já é conhecido da literatura, os jatos são mais intensos nos meses mais quentes e menos intensos nos meses mais frios (Saulo, 2004; Nicolini M, 2004; Vera et al., 2006). Assim, alguns dos JBNNs observados são menos intensos a ponto de serem difíceis de verificar usando este método (equação 3.1). Dessa forma, a análise será feita para os meses quentes (DJF e SON) e meses frios (MAM e JJA).

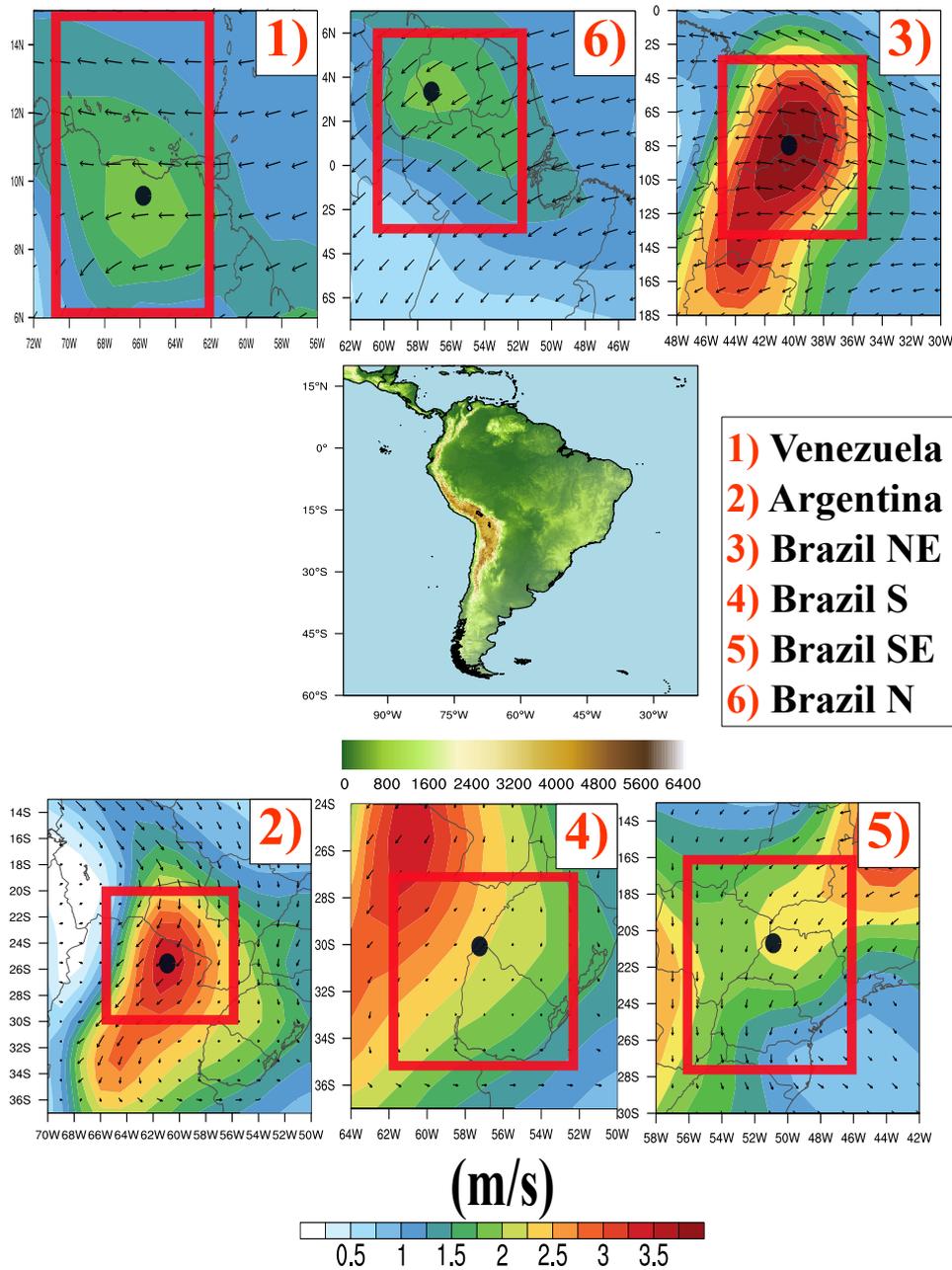


Figura 3.1: Os números no mapa central identificam os seis núcleos NLLJ para as regiões denominadas: (1) Venezuela, (2) Argentina, (3) Brasil-NE (nordeste do Brasil), (4) Brasil-S (sul do Brasil), (5) Brasil SE e (6) Brasil-N (norte do Brasil). O painel central inclui a topografia (em m) da América do Sul. Os pequenos painéis apresentam o vento médio (vetores) de 00:00 LT a 900 hPa para dias NLLJ durante DJF para Venezuela, Argentina, Brasil-S e Brasil-N, e SON para Brasil-NE e Brasil-S. O ponto preto em cada painel representa o centro NLLJ, foi centrado no núcleo do jato e no máximo do vento.

3.4 Modelo FLEXPART

O FLEXPART é um modelo lagrangiano que foi desenvolvido por volta do ano de 1998 Stohl et al. (1995, 1998) para estudos de dispersão de poluentes atmosféricos de origem pontual (Stohl et al., 2005). Desde 1998 até o momento, diversas versões foram lançadas, visando atualizar algumas séries de técnicas, correções de erros e uma melhor representação dos processos físicos. O FLEXPART foi adaptado para ser utilizado com dados meteorológicos produzidos por modelos de área limitada como o Weather Research Forecast (WRF), o Consórcio para Modelagem em Pequena Escala (COSMO) e o modelo de mesoescala de quinta geração da Penn State / NCAR (MM5). O modelo é utilizado amplamente para estudos em diversas áreas da meteorologia como mesoescala Brioude et al. (2012, 2013), escalas sinóticas, ciclo global da água Stohl e James (2004); Stohl et al. (2005); Gimeno et al. (2010, 2012) e para estudos voltados à poluição atmosférica (Cécé et al., 2016).

O modelo FLEXPART é vem sendo utilizado para identificar fontes e sumidouros de umidade através do rastreamento de partículas (não necessariamente representando partículas reais, mas parcelas de ar infinitesimalmente pequenas), avançando no tempo de uma região de origem ou atrasando no tempo de um local de medição, baseadas em métodos Lagrangianos Stohl et al. (2005); Hegarty et al. (2013). Este método é construído em torno de mudanças no conteúdo das partículas de vapor de água formadas nas parcelas de ar (isto é, evaporação e precipitação) ao longo de suas trajetórias, desde as fontes de umidade até a região de sumidouro, permitindo a identificação de relações lineares fonte-receptor. Cada partícula é assumida como sendo transportada por campos de vento advectivos. Dessa forma, o FLEXPART necessita dos campos tridimensionais, como os componentes de vento horizontais e verticais, além de dados de temperatura e umidade específicos. Os conjuntos de dados de reanálise do ECMWF e do Centro Nacional de Previsão Ambiental (NCEP), juntamente com resultados de modelos como o Global Forecast System (GFS), WRF e MM5, podem ser usados. O FLEXPART também requer campos bidimensionais tais como a pressão superficial, cobertura total de nuvens, componentes horizontais do vento de 10 m, temperatura de 2 m e temperatura do ponto de orvalho, precipitação convectiva e em grande escala, fluxo de calor sensível, leste / oeste e tensão de superfície norte / sul, topografia, máscara de Landsea e desvio

padrão de topografia da sub-rede.

A parametrização convectiva (Emanuel e Živković-Rothman, 1999) baseia-se nos campos de temperatura e umidade, em um cálculo de uma matriz de deslocamento (Seibert e Frank, 2004). As possibilidades de transição são dadas de forma modesta em uma matriz de redistribuição que é calculada a partir dos perfis de temperatura e umidade. No processo de convecção ocorrem correntes ascendentes concentradas com alta velocidade vertical e baixa subsidência de compensação ocupando uma área maior e a matriz de redistribuição não é simétrica. Para trás, as partículas devem ser redistribuídas do nível de destino de volta ao nível inicial, onde deve ser utilizado uma matriz transposta de redistribuição (Seibert e Frank, 2004). Entender melhor como funciona o ciclo hidrológico é importante e alguns estudos como de Souza e Cavalcanti (2004) verificaram que conjuntos de dados globais não resolvem células convectivas individuais, embora possam reproduzir os efeitos de grande escala da convecção, por exemplo, a convecção oblíqua em ciclones extratropicais. Esses autores não utilizaram o esquema de convecção desenvolvido por Emanuel e Živković-Rothman (1999), pois redistribuiu partículas apenas dentro de uma única coluna que conserva a água precipitável e, portanto, não afeta a evaporação menos o volume de precipitação. Melhorias adicionais em novas versões do FLEXPART foram feitas (por exemplo, melhorias no manuseio de entrada / saída). Mais detalhes do modelo são fornecidos por Stohl et al. (2005) e várias notas técnicas ainda inéditas já estão disponíveis em: <https://www.flexpart.eu/>. Neste fórum, a comunidade de modelos cria e compartilha inovações com a equipe de desenvolvimento, incluindo relatórios de erros, propostas de aprimoramentos e outros.

3.5 Identificação das fontes e sumidouros de umidade

O modelo de dispersão de partículas FLEXible (FLEXPART) baseado em um método Lagrangiano foi desenvolvido por Stohl et al. (1995, 1998, 2003, 2005), e tem sido amplamente utilizado para identificar fontes de umidade para várias regiões e sistemas atmosféricos (Gimeno et al., 2010, 2012; Gimeno, 2013; Durán-Quesada et al., 2012). O método calcula as mudanças no conteúdo de vapor de água (ou seja, evaporação menos precipitação) para cada parcelas de ar ao longo de sua trajetória desde uma área de origem até uma região alvo, ou vice-versa, seguindo as parcelas para frente ou para trás no

tempo, respectivamente (Stohl e James, 2004; Sodemann e Stohl, 2009; Gimeno et al., 2010; global climatology of tropical moisture exports, dru). Foram utilizados as saídas do modelo para o período de 1980 a 2016 obtidos a partir da reanálise do ECMWF ERA-Interim, os dados já rodados foram fornecidos pelo Laboratório de Física Ambiental (EPhysLab) da Universidade de Vigo, na Espanha. O primeiro passo na triagem de umidade FLEXPART é dividir a atmosfera em um grande número de “partículas” (2 milhões neste experimento) com massa constante distribuída homoganeamente de acordo com a distribuição de massa da atmosfera. O FLEXPART calcula as trajetórias das partículas usando o campo de vento tridimensional (entre outras variáveis e diversas parametrizações). No modelo, essas partículas são entregues usando a operação de ventos tridimensionais (3D) do ECMWF. O modelo permite reproduzir a trajetória das partículas desde a fonte até atingir uma área alvo através da velocidade do vento tridimensional (entre outras variáveis e várias parametrizações). Esse processo do FLEXPART foi utilizado para uma climatologia global de transporte de umidade obtido a partir de um experimento de tempo atrasado. As variações de umidade em cada momento são calculadas levando-se em conta variações na umidade específica (q) em cada parcela sendo este valor é registrado a cada 6 horas (fig 3.2) (Läderach e Sodemann, 2016).

Após o cálculo das trajetórias, as variações de umidade ao longo das trajetórias são calculadas usando as mudanças na umidade específica ao longo do tempo ($\frac{dq}{dt}$) (Stohl et al., 1995). A advecção de parcelas de ar consiste principalmente de um esquema de “aceleração zero” que resolve a equação da trajetória (3.4):

$$\frac{dx}{dt} = v[x(t)] \quad (3.4)$$

onde x é a posição da parcela e $v[x(t)]$ é a velocidade do vento interpolada espacial e temporalmente. O ganho através da evaporação do meio ambiente, e ou perda por convecção e precipitação (p) da umidade específica (q) em cada parcela é calculado seguindo a equação (3.4). Para cada partícula, mudanças no conteúdo de umidade são uma função da evaporação (e) e precipitação (p), e podem ser descritas pela seguinte relação:

$$(e - p)_k = m(dq/dt) \quad (3.5)$$

onde m é a massa da partícula. Como mencionado anteriormente, variações de $(e - p)$ representa o aumento ou diminuição da umidade específica interna da partícula ao longo de sua trajetória (3.5). Nesse caso, perdas e ganhos de umidade específica, podem ser entendidos em termos de valores positivos ($e - p > 0$) ou negativos ($e - p < 0$) de dq / dt , respectivamente. A soma de todos os valores $(e - p)$ para o conjunto completo de partículas que residem em uma coluna atmosférica específica é o resultado final $(E - P)$ e representa o fluxo de água doce na superfície.

$$E - P = \frac{\sum(e - p)}{A} \quad (3.6)$$

onde E é a evaporação, P é a precipitação por unidade de área e A é a área. A fim de determinar as fontes de umidade para uma determinada região JBNN, o FLEXPART é primeiro aplicado no modo reverso para obter $(E - P) > 0$ valores, ou seja, para identificar regiões onde a evaporação é maior do que a precipitação. Para identificar as áreas onde a umidade proveniente das fontes contribui para a precipitação, ou seja, os sumidouros de umidade (aquelas áreas com valores $E - P < 0$), as partículas que saem da região JBNN foram rastreadas para frente. Do ponto de vista global, a opção pelo uso de 10 dias tem sido frequente nos estudos do orçamento global de água. Alguns estudos discutem o momento ideal para rastrear partículas de umidade. Läderach e Sodemann (2016), utilizando a metodologia de rastreamento offline, obtiveram uma escala de tempo menor de 4 a 5 dias para o tempo médio de residência da umidade na atmosfera. Van der Ent et al. (2010) usaram reanálise e modelagem para derivar o tempo médio de residência global de 8-10 dias (ou seja, próximo aos valores clássicos para o tempo de residência do vapor de água na atmosfera; Numaguti (1999)). Os resultados do cálculo de umidade usando trilhas Lagrangianas são suscetíveis ao tempo de definição de integração. Desta forma, Nieto e Gimeno (2019) forneceram um banco de dados anual e mensal de tempo de integração ideal para estudos Lagrangianos de fontes e sumidouros de umidade atmosférica. Portanto, usamos para os modos de rastreamento para trás e para a frente o tempo limitado aos resultados dos valores médios de Nieto e Gimeno (2019) para todas as regiões selecionadas do NLLJ. Nossos resultados relacionados às fontes e sumidouros de umidade associados ao NLLJ usando esses tempos são comparáveis aos de Algarra et al. (2019).

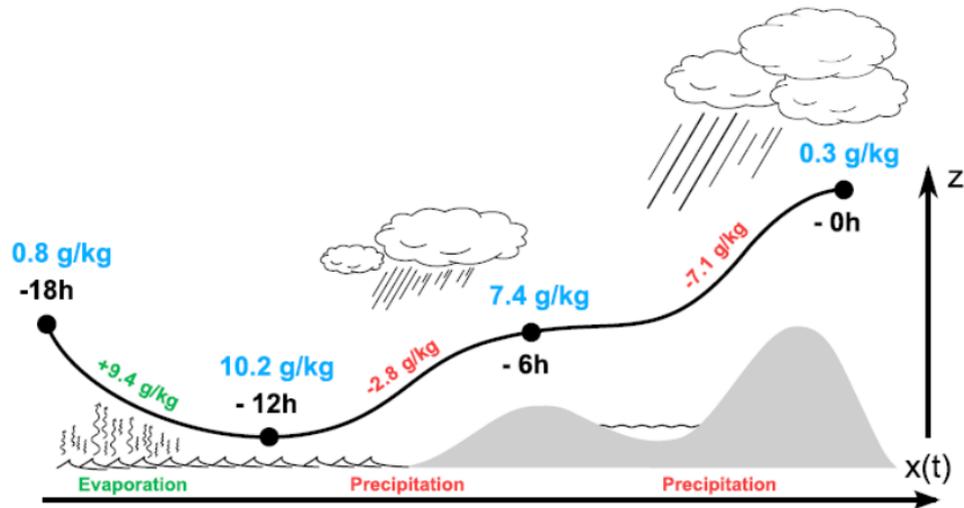


Figura 3.2: Ilustração de uma parcela de ar que ganha e perde umidade durante seu percurso espacial e temporal (pontos pretos) juntamente com sua trajetória (linha preta). O teor específico de umidade da parcela de ar é dado em azul para cada intervalo de tempo. Em verde a evaporação e vermelho a precipitação. Ao longo do tempo ocorre um evento de evaporação e segue dois de precipitação (somatório da contribuição efetiva da umidade evaporada até a fase de precipitação final). Extraído (Läderach e Sodemann, 2016).

3.6 Análise do JBNN e transporte de umidade

A análise composta é uma técnica útil para entender um determinado tipo de evento climático, fornecendo informações do padrão atmosférico mais recorrente. A série temporal diária do índice JBNN no centro da região predefinida para todos os 37 anos (1980-2016) é usada para separar em dias com e sem JBNN. Essas datas permitem calcular a climatologia (sazonalidade, persistência, perfis verticais, etc.) dos eventos JBNN, bem como identificar as fontes e sumidouros de umidade associados ao JBNN através de saídas FLEXPART. Além disso, calculamos para algumas variáveis a diferença entre dias com e sem eventos JBNN.

3.7 Análise estatística:

Todos os procedimentos estatísticos descritos nesta subseção foram aplicados a média horária das 00-06UTC (noite) e 12-18 UTC (dia), de forma independente, e abrangendo o período total de dias com atuação de cada jato. O comportamento espaço-temporal da velocidade do vento nas 6 localidades em estudo consistiu em uma análise horária (dia e noite) e sazonal. Foram obtidas as medidas estatísticas de tendência cen-

tral (média e mediana). Em seguida, foi utilizada uma distribuição de probabilidade estatística para descrever o comportamento dos ventos em cada um dos períodos ao longo do dia. Todos estes procedimentos são descritos a seguir. A análise de correlação espacial foi feita entre as médias dos sumidouros de umidades e os dados de precipitação do Era-Interim.

3.7.0.1 Coeficiente de correlação de Pearson (r):

Avalia o grau de correlação entre as variáveis definido por:

$$r = \frac{1}{n-1} \sum_n \left(\frac{y_i - \bar{y}}{S_y} \right) \left(\frac{d_i - \bar{d}}{S_d} \right) \quad (3.7)$$

em que S_y , S_d , y_i , d_i , correspondem ao desvio padrão da saída dos sumidouros de umidade do Flexpart, desvio padrão dos dados de precipitação do ECMWF, saída sumidouro e dados de precipitação do ECMWF, respectivamente, onde \bar{y} e \bar{d} correspondem às médias da saída do Flexpart e Precipitação e n é o número de observações. O valor de r pode variar de -1 a 1, sendo assim, para uma relação positiva perfeita, deve-se ter $r=1$. Para uma relação negativa perfeita, deve-se ter $r=-1$ e $r=0$ corresponde a relação difusa ou não linear.

3.7.0.2 Teste t de Student (t):

Comprova se o coeficiente de correlação encontrado é significativo. O teste de significância t-Student foi aplicado levando em consideração a correlação das séries para o nível de significância de 95% de confiança ($\alpha=0,05$). A estatística do teste t é definida por:

$$t_c = \frac{r \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (3.8)$$

em que r é a correlação encontrada e n é o número de dados. As hipóteses do teste são: $H_0 : \rho = 0$ e $H_1 : \rho \neq 0$

em que H_0 é a hipótese nula, ou seja, não existe correlação entre a variável analisada dos dados de saída do modelo Flexpart (sumidouros) e os dados de precipitação e H_1 é a hipótese alternativa, ou seja, existe correlação entre as variáveis. Lembrado que ambos dos dados são do Era-Interim (ECMWF).

Considerando que o domínio de contabilização das trajetórias e perdas de umidade foi bastante extenso, e que as séries em cada ponto de grade apresentam variabilidade intensa, procurou-se delimitar as regiões mais relevantes por meio do percentil de 75% dos sumidouros de umidade. Dessa forma, foi feita uma análise da correlação entre os dados nas áreas com maior intensidade dos sumidouros de umidade delimitadas pelas máscaras e os dados de Era-Interim (ECMWF) somente sobre o continente (Figuras 4.12, 4.13, 4.14 e 4.15).

Capítulo 4

Análise de dados

Nesse subcapítulo vai ser apresentado (1) Identificação dos níveis, (2) Climatologia sazonal do índice JBNN, (3) Características climáticas dos núcleos JBNN, (4) Transporte de umidade associado a JBNNs, (5) Padrões de circulação anômala.

4.1 Identificação dos níveis

Para dar início as investigações sobre os Jatos de Baixos Níveis Noturno (JBNN) era necessário verificar qual o nível de pressão atmosférica que o jato era mais intenso e quantas regiões era possível observar esse máximo. Isso levando em consideração a metodologia de Rife et al. (2010), no qual a definição da climatologia do índice é que a velocidade do vento na altura fixa de 500m a noite deve ser maior que a velocidade do vento na altura fixa de 4000m durante o dia. Para isso foram feitos testes entre alguns níveis (1000-700hPa), afim de melhor adaptar a metodologia para AS.

Nos mapas figura 4.1 a-e (1000-650, 1000-700, 1000-750, 1000-850 e 1000-900hPa) não é possível identificar o JBNN, isso ocorre porque a velocidade do vento em superfície é menor que em altitudes médias, isso ficará mais claro no próximo sub-capitulo quando observamos os perfis verticais do vento na Figura 4.7. Já na figura 4.1f (900-850hPa) começa surgir as regiões com atuação do JBNN, com valores fracos. Somente na região do Brasil-NE apresenta um núcleo pequeno com valores acima de 2ms⁻¹.

Nas figuras 4.1 g-i (850-700, 850-650, 900-700hPa), os JBNNs começam a ficar mais evidentes na região central da Venezuela, na Argentina e no nordeste do Brasil com dois núcleos do índice. Na figura 4.1 h (850-650hPa), o núcleo na Venezuela fica mais intenso, surge um núcleo entre a Guiana e o Norte do Brasil, na região nordeste os dois

núcleos se fundem expandindo sobre a região, o núcleo na Argentina continua intenso e o núcleo no Sul da AS agora está localizado entre os estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul (Sul do Brasil). Na figura 4.1 i (900-700hPa) observasse um aumento espacial e na intensidade dos jatos.

Já a figura 4.1d (900-650hPa), temos uma maior intensidade na velocidade dos JBNNs, o núcleo na Venezuela com pico máximo de velocidade do índice localizado na parte norte do país. O núcleo no nordeste do Brasil continua bem evidente, da mesma forma que o da Argentina, na parte sul da AS o núcleo fica evidente sobre o estado do Rio Grande do sul e surge um jato sobre a parte sudeste do Brasil (Estado de São Paulo).

Durante o teste identificamos que 900 hPa apresenta velocidades mais intensas à noite nas seis regiões selecionadas. Além disso, os níveis de 650 hPa têm alturas relativamente mais próximas aos 4000 m AGL inicialmente usados por Rife et al. (2010) para definir o índice JBNN. Esses recursos explicam o melhor desempenho dos níveis de 900-650 hPa para identificar JBNN em dados ERA-Interim.

4.2 Climatologia sazonal do índice JBNN

O índice do JBNNs foi detectado para 6 regiões na AS (são classificados como: Argentina, Brasil-S, Brasil-SE, Brasil-NE, Brasil-N e Venezuela), a figura 4.2 apresenta a climatologia sazonal do índice e direção do vento em 900hPa (1980-2016). Em toda a América do Sul calculado em 900-650hPa e oceanos adjacentes, o índice JBNN (em unidades de velocidade, ms⁻¹) é mais forte nos períodos quentes do ano, ou seja, primavera austral (SON) e verão (DJF).

O padrão da circulação atmosférica nas estações quentes (verão-primavera austral) é diferente do padrão das estações frias (outono-inverno austral). Um fato importante é que a maioria das regiões encontradas utilizando a metodologia de Rife et al. (2010) não possuem muitas informações documentadas. Um exemplo é a região do Brasil-SE e do Brasil-NE. Índice JBNN relativamente intenso ocorre ao longo do ano no Brasil-NE e norte da Argentina, enquanto em outras regiões só se intensifica em temporadas específicas como no norte do Brasil no DJF e na Venezuela no DJF-MAM.

Ao comparar as estações, a Figura 4.2 apresenta um maior número de ocorrência com intenso índice JBNN durante a primavera-verão austral. No norte do Brasil e na Ve-

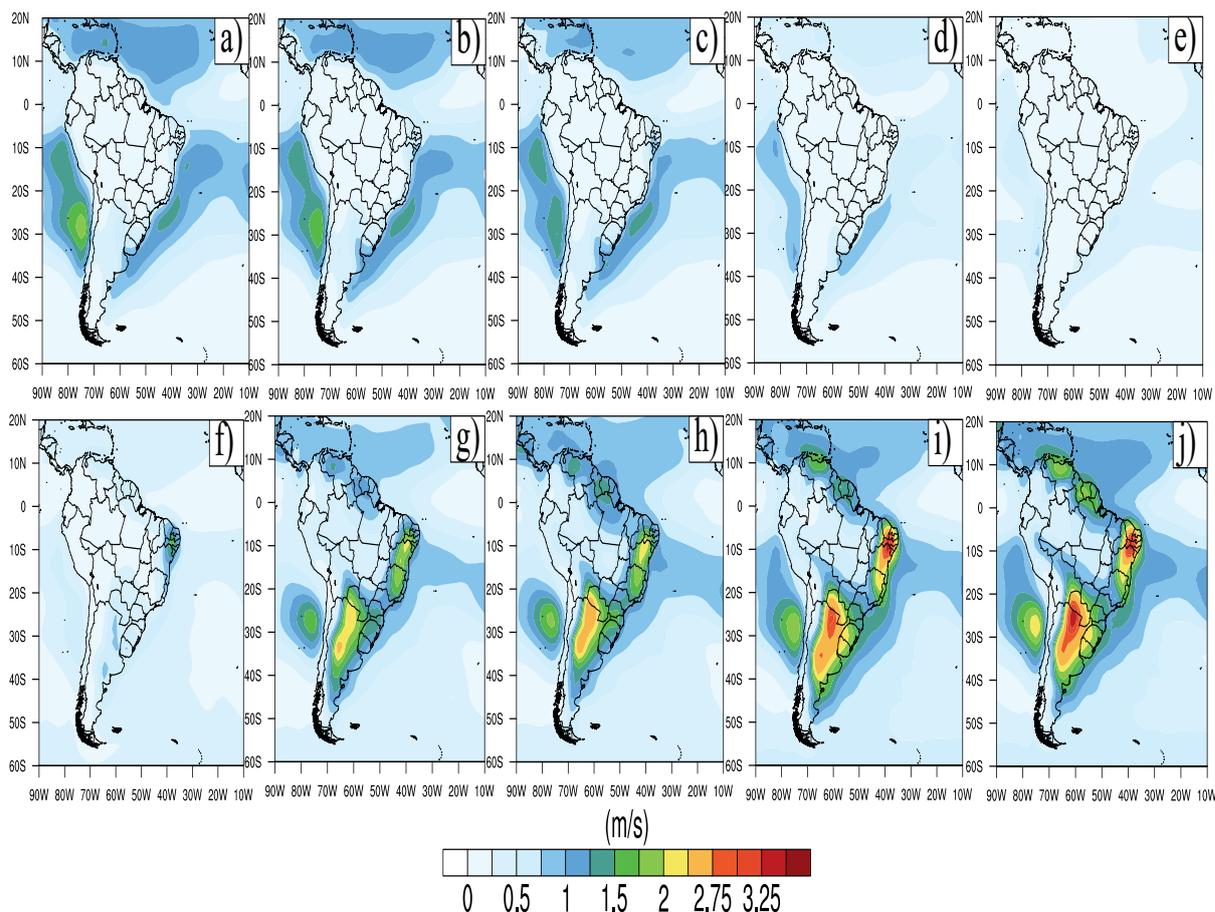


Figura 4.1: Mapas da climatologia de DJF (1980-2016) em shaded a velocidade do índice. (a)1000- 650, (b)1000-700, (c)1000-750,(d) 1000-850,(e) 1000-900, (f)900-850, (g)850-700, (h)850-650, (i)900-700 e (j)900-650hPa.

nezuela ocorre índice JBNN mais intenso imerso no fluxo do vento climatológico do nordeste. As Figuras 4.2a e c são semelhantes às de (Rife et al., 2010), mas nossos índices, com um máximo de $3,5 \text{ ms}^{-1}$, são mais fracos (como ocorre também em Algarra et al. (2019)) do que $6-8 \text{ ms}^{-1}$ em seu estudo.

Rife et al. (2010) índice JBNN mais forte é provavelmente porque eles usaram dados de resolução mais fina (25 km) com alta frequência de tempo (a cada 1 hora) e apenas janeiro e julho para a climatologia. O índice JBNN da Figura 4.2 destaca temporadas de alta frequência de ocorrência e regiões secundárias, como o sudeste do Brasil, de JBNN que não foram documentados previamente por outros critérios ou em meses específicos do ano (Marengo et al., 2004; Algarra et al., 2019; Rife et al., 2010).

O JBNN do Brasil-NE, é mais forte na primavera austral (SON) do que no verão (DJF), conforme relatado anteriormente na literatura (Algarra et al., 2019; Rife et al., 2010). Nesta temporada, o índice JBNN relativamente intenso avança para o sudeste do

Brasil até o oeste de São Paulo e Minas Gerais (52°W - 20°S ;Figura 4.2d).

O intenso índice JBNN no leste da Cordilheira dos Andes, da Bolívia ao norte da Argentina, foi analisado anteriormente e recebeu diferentes denominações em função da localização e características principais (Salio, 2007; Marengo et al., 2002, 2004; Montini et al., 2019) , três classificações distintas do jato de baixo nível no leste dos Andes: (a) os jatos de baixo nível do Chaco (CJEs) ocorrendo ao sul de 25°S ; (b) o jato de baixo nível não-Chaco (não-CJEs) desenvolvendo 25°S para o norte; e (c) o jato de baixo nível Argentina (LLJA). Ambos CJE e não-CJE estão associados com o fluxo do pólo leste dos Andes norte-noroeste que se estende do equador aos subtropicais da América do Sul, mas difere na latitude do núcleo do jato; A LLJA é caracterizada por fluxo predominante no nordeste ocorrendo no setor oeste de um anticiclone pós-frontal (Nicolini et al., 2004, 2006).

Considerando a classificação de Nicolini M (2004); Nicolini et al. (2006), o mais estudado localizado no leste da Cordilheira dos Andes (Marengo et al., 2004; Saulo, 2007; Oliveira et al., 2018; Montini et al., 2019; Jones, 2019), ocorrendo entre 15°S - 25°S em Santa Cruz de la Sierra (18°S , Bolívia), seria classificado como não-CJE. De acordo com a Figura 4.2, nossos resultados fornecem o núcleo do índice JBNN mais intenso no norte da Argentina (26°S - 61°W), uma latitude que o caracteriza como LLJ Argentina (LLJA) de acordo com a classificação de Nicolini M (2004).

O índice JBNN na Figura 4.2 também apresenta valores relativamente fortes associados a ventos de sul / sudeste na costa oeste da América do Sul sobre o Oceano Pacífico Sul, com um núcleo de índice JBNN migrando da costa do Chile (28°S) no verão austral para o peruano (12°S) costa no inverno. Este intenso índice JBNN segue basicamente o deslocamento norte-sul do anticiclone subtropical e é conhecido como jato costeiro de baixo nível Peru-Chile (Lima et al., 2018). Não selecionamos este JBNN costeiro para análises posteriores, pois estamos interessados em compreender o transporte de umidade para as áreas continentais.

Na região Brasil-SE, surge um núcleo do índice no setor leste do estado de São Paulo (SP), que fica mais evidente na primavera. Observando a região entre 10° - 30°S para estação quente, vemos uma confluência do ventos que foram canalizados pelos Andes e os ventos vindo do oceano Atlântico Tropical Sul (ATS) (ventos em 900hPa), ambos transportando calor e umidade, provenientes dos oceanos e da floresta Amazônica.

Durante o DJF (Fig 4.2a), ventos superiores a 8 ms⁻¹ são observados em uma grande área no oceano Atlântico Tropical Norte (ATN) entre (5N-20N; 90W-30W); esta é a região em que o jato de baixo nível do Caribe (CLLJ) está ativo (Wang, 2007; Martin e Schumacher, 2011). O CLLJ ocorre sob os mares da América do Norte e está associado a grande parte do transporte de vapor de água do ATN para a bacia do Caribe. No centro dos ventos alísios que se estendem sobre o Caribe, a América Central e o Pacífico oriental, a velocidade do vento excede 10 ms⁻¹.

Os ventos alísios do Caribe se dividiram em outro ramo que, influenciado pela presença do continente e dos Andes, flui para sudoeste, para Venezuela, Guiana e Norte do Brasil atingindo velocidades superiores a 10 ms⁻¹. O CLLJ influencia na formação dos índices na fronteira da Guiana /Brasil-N e Venezuela. Este ramo norte do jato está mais pronunciado em DJF do que em outras estações. Por outro lado, nas estações frias (Fig 4.2 b e 4.2 c) verificamos uma desintensificação do índice, voltando a ressurgir na (Fig 4.2 d) com a intensificação dos ventos alísios até o ponto de não ser mais visível os núcleos do índice.

No estudo de (Jones, 2019) que também analisou o JBNNs que se formam nas encostas orientais do norte dos Andes, uma das regiões estudadas foi a Venezuela. Também observou que uma maior intensidade dos jatos ocorre nos meses de SON e DJF, além de verificar que o jato 900hPa era mais intenso que em 850hPa. Nas estações quentes, o fluxo leste transforma-se em norte ao longo do Atlântico ocidental entre 10°S e 30° S que está associado à Alta Subtropical do Atlântico Sul(ASAS).

O fluxo é mais intenso sobre a região do Brasil-NE, a direção e intensidade do índice favorece o transporte de umidade do oceano Atlântico tropical equatorial para a bacia Amazônica e para regiões sudeste do Brasil. Nas estações frias temos uma diminuição espacial do núcleo índice nos meses de MAM e um aumento nos meses de SON. Isso ocorre, porque quando as águas da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico Tropical Sul (ATS) estão mais frias que o normal, há o favorecimento do sistema de ASAS e os ventos alísios de sudeste intensificam (Ferreira e da Silva Mello, 2005), consequentemente isso contribui na formação e intensificação do JBNNs.

A intensidade do índice sugere que, durante esta estação, o litoral leste do NE se beneficia bastante do transporte de vapor de água oriundo do Atlântico Sul, tendo um impacto direto no regime de chuvas desta região. Ao comparar as duas estações (quente

e fria), observa-se que na estação quente a ASAS está ligeiramente deslocada para sudoeste, dessa forma influencia no transporte de umidade e intensificação do JBNNs.

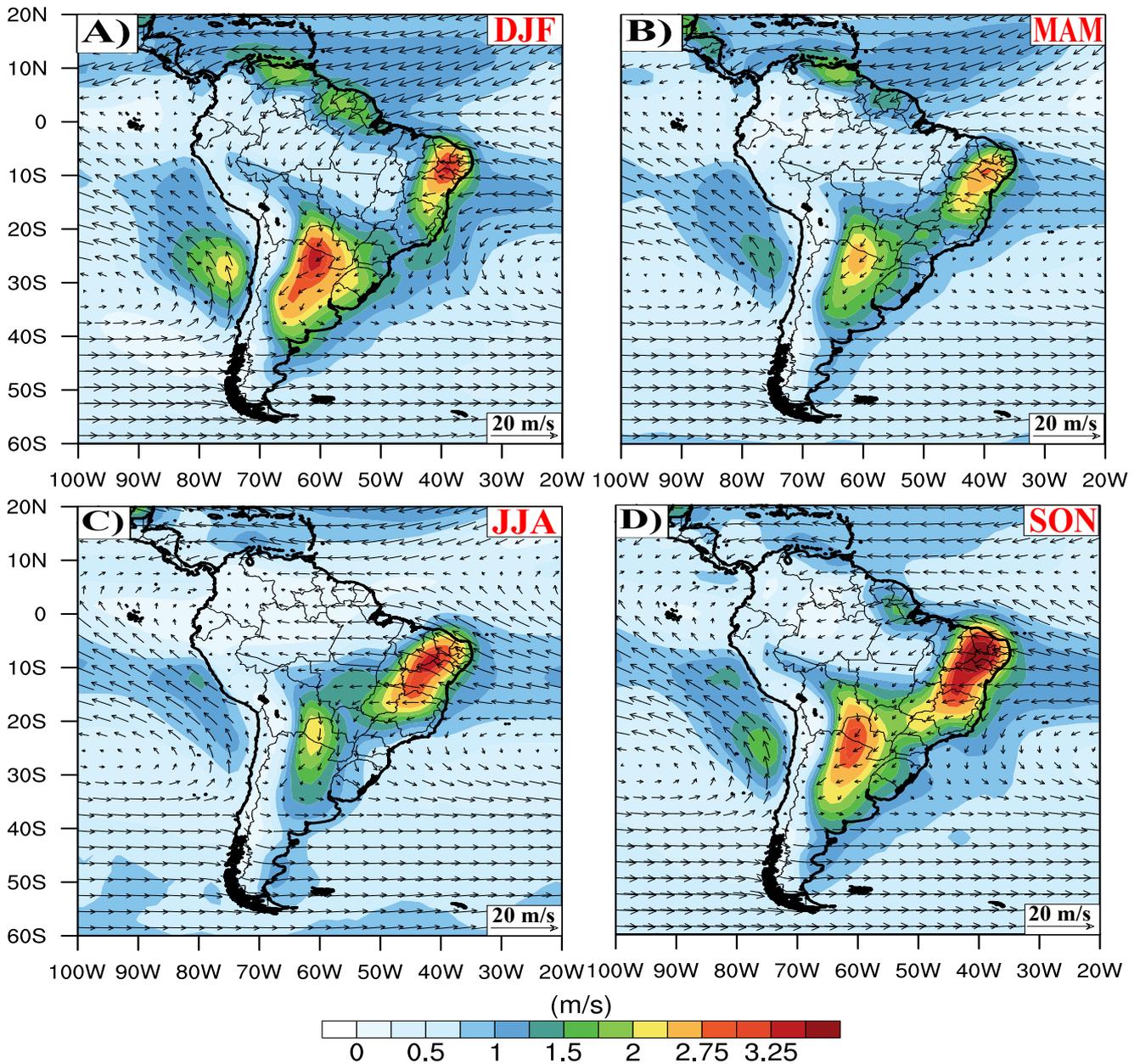


Figura 4.2: Mapas da média climatológica sazonal do índice entre os 650-900hPa (shaded, em ms-1) e vento (vetores com escala no canto inferior direito, em ms-1) em 900hPa para o período (1980-2016). (a)Dezembro-Janeiro-Fevereiro , (b) Março-Abril-Maio e (c) Junho-Julho-Agosto e (d) Setembro-Outubro-Novembro.

A figura 4.3 apresenta o mapa da frequência relativa (números de dias com JBNNs em relação ao numero total de dias) em cada ponto de grade, as cores começando do tom azul ate o vermelho indicam um aumento na frequência em cada região, considerando

os meses de DJF-MAM-JJA-SON. Em DJF, os JBNNs ocorrem entre 50% a 90% em todas regiões em que foi observado o índice (Fig 4.3 a). As regiões mais ao norte da AS (Venezuela, Brasil-N e Brasil-NE) apresentam valores altos de ocorrência de dias com JBNNs, tipicamente entre 10°S-10°N. O litoral do Nordeste brasileiro, devido a localização geográfica, é favorecido com a entrada dos ventos alísios e o comportamento do oceano ATS influenciam fortemente a variabilidade climática sobre a região Brasil-NE (Hastenrath, 1990; Brahmananda Rao et al., 1993; Alves, 2002).

Dessa forma, observa-se para todas as estações do ano, um núcleo com valores superiores a 80% da frequência de dias com atuação do jato e também é possível identificar uma faixa de frequência entorno de 0°-30°S sob o oceano ATS ligado diretamente a região do Brasil Nordeste (Fig 4.3). Isso indica a influência da ASAS sobre o continente, da mesma forma uma faixa de frequência entorno 20°N - 0°S sob ATN influenciando o setor norte da AS (Venezuela e Brasil-N). Essa região (Torrealba e Amador, 2010; Jimenez Sanchez, 2018; Jiménez-Sánchez et al., 2019) já foi estudada e o intenso fluxo de vento sobre a Venezuela é classificado como jato de baixo nível do Orinoco (OLLJ) que surge da resultante de alguns fatores: a entrada contínua de um fluxo de ar relativamente mais fresco (ou seja, ar úmido vindo do ATN) sobre a região do delta do rio Orinoco e a depressão do rio Unare e descendo a encosta Cordilheira dos Andes (fluxo catalítico). Segundo Jiménez-Sánchez et al. (2019) esses fatores influenciam na formação e intensificação do jato, no qual foi observado o máximo ocorrendo durante o verão austral na camada de 950 a 800 hPa. O que é consistente com o presente estudo, onde foi identificado o período com maior frequência de dias com atuação do jato ocorre na estação quente e o menor na estação fria (Fig 4.3a e 4.3c).

Um outro fator que contribui é que no período de DJF(JJA) é o fato do CLLJ está estar mais ativo(menos ativo). O jato na Argentina apresenta um núcleo bem definido no período de DJF (Fig 4.3 a) e com o passar dos meses vai ocorrendo uma diminuição espacial no núcleo da frequência de dias com jato (Fig 4.3b e 4.3c), voltando a intensificar em SON (Fig 4.3d). Segundo estudo de Salio et al. (2002), 45% da precipitação que ocorre nesta região no verão é proveniente de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) fortalecidos pelo intenso fluxo meridional de umidade associado ao JBNN. A atuação do índice na região Brasil-S apresenta uma maior frequência de dias na estação DJF e uma menor em JJA. Como podemos, observar os períodos de calor favorecem a

ocorrência de dias com atuação do índice (Marengo et al., 2004, 2009).

Os JBNNs são mais frequente durante o verão austral, atingindo valores de 60% no norte da Argentina a mais de 90% no nordeste-norte da América do Sul (Figura 4.3a). Especificamente, no Brasil-NE, o jato noturno de baixo nível ocorre em 80% dos dias em todas as estações. Em outras regiões, a frequência do jato noturno de baixo nível depende da estação do ano: na Venezuela é maior no verão-outono austral; Brasil-N, costa do Chile-Peru, norte da Argentina-Paraguai no verão austral. Portanto, na América do Sul há preferência pelo desenvolvimento de jatos noturnos de baixa altitude durante os meses mais quentes do ano, exceto no Brasil-NE onde a frequência é alta durante todo o ano. Sendo assim, agora é possível identificar as regiões com maiores atuações de índice.

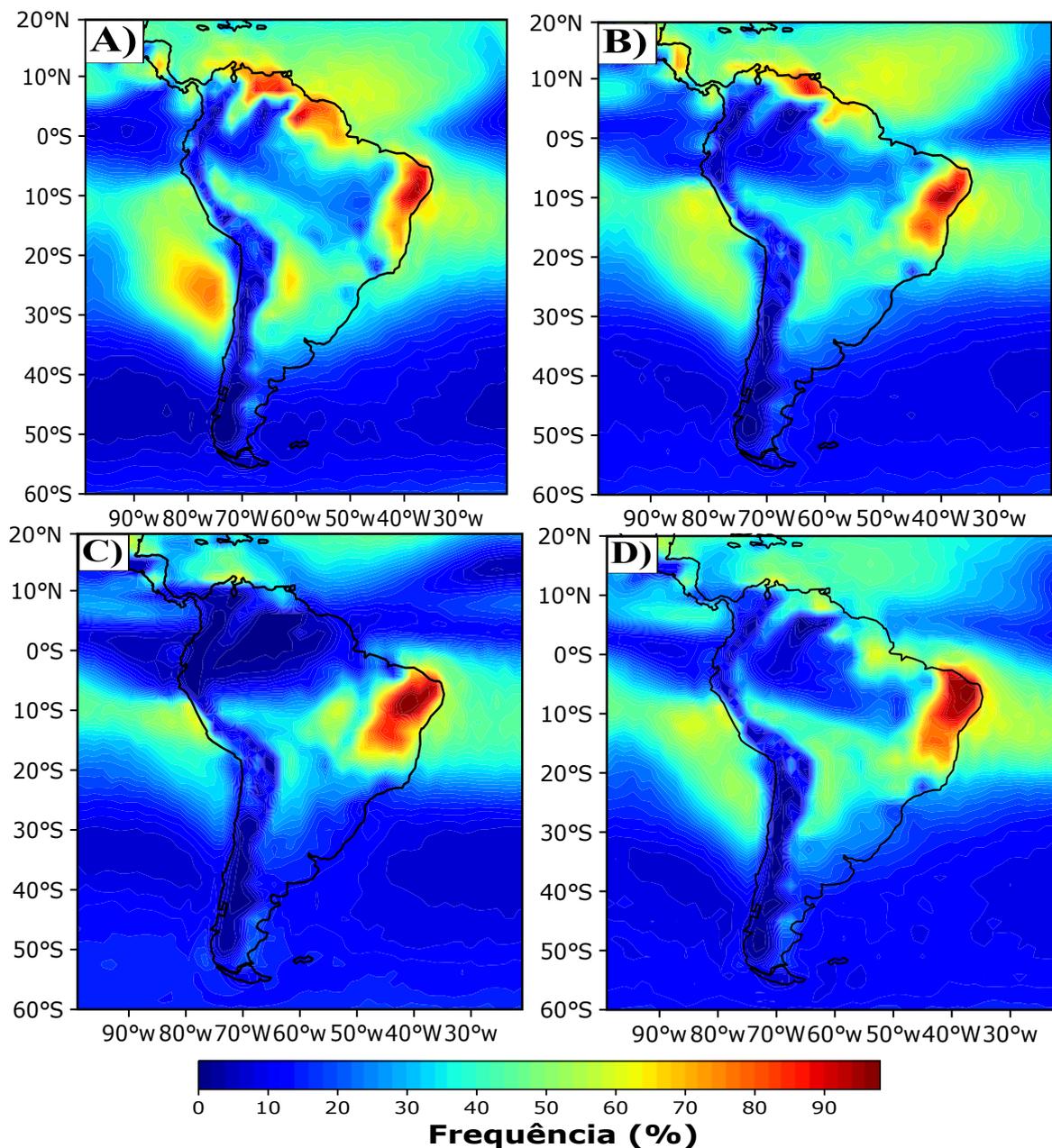


Figura 4.3: Ciclo sazonal da climatologia da frequência relativa (%) da ocorrência de JBNN (sombreado) para: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

Tanto as Figuras 4.2 quanto 4.3 permitem identificar em quais regiões da América do Sul o índice JBNN é mais intenso e frequente ao longo do ano. Com base nessas duas características, a Figura 3.1 mostra os quatro núcleos máximos de JBNN, aqui denominados: Venezuela, Argentina, nordeste do Brasil (Brasil-NE) e norte do Brasil (Brasil-N).

Além disso, a Figura 3.1 apresenta também dois núcleos JBNN secundários no sul

(Brasil-S) e sudeste (Brasil-SE) em função de sua importância para a precipitação de verão austral da América do Sul. Localizam-se em dois pontos do continente normalmente associados à precipitação anômala em um padrão conhecido como “gangorra” (Carvalho et al., 2011).

Os seis núcleos mostrados na Figura 3.1 são usados para entender as características climatológicas do JBNN, enquanto as caixas circundantes (com $5^\circ \times 5^\circ$ de latitude por longitude, exceto para a Venezuela ($5^\circ \times 4.5^\circ$) e Brasil-N ($4^\circ \times 4^\circ$) desde o as áreas ocupadas por esses JBNNs são um pouco menores) definem as áreas para calcular as fontes de umidade associadas e sumidouros por meio do modelo FLEXPART.

4.3 Características climáticas dos núcleos JBNN

Os ciclos anuais médios de frequência de JBNN em cada uma das seis regiões selecionadas de ocorrência são mostrados na Figura 4.4. Comparando todas as seis regiões, a maior ocorrência de JBNN ao longo do ano é no Brasil-NE, e de dezembro a abril para o Brasil-N e Venezuela.

Identificamos três padrões principais de ciclos médios anuais de JBNN: (a) Venezuela e Brasil-N apresentando sazonalidade mais forte com frequência muito alta e baixa, respectivamente, em dezembro-abril e junho setembro; (b) Brasil-NE com pequena amplitude, ou seja, o jato ocorre com frequência semelhante ao longo de todos os meses do ano, com frequência ligeiramente maior (menor) em julho-novembro (fevereiro-abril); (c) Argentina, Brasil-S e Brasil-SE com amplitude intermediária, sendo um pouco mais e menos frequentes, respectivamente, no verão austral e no inverno.

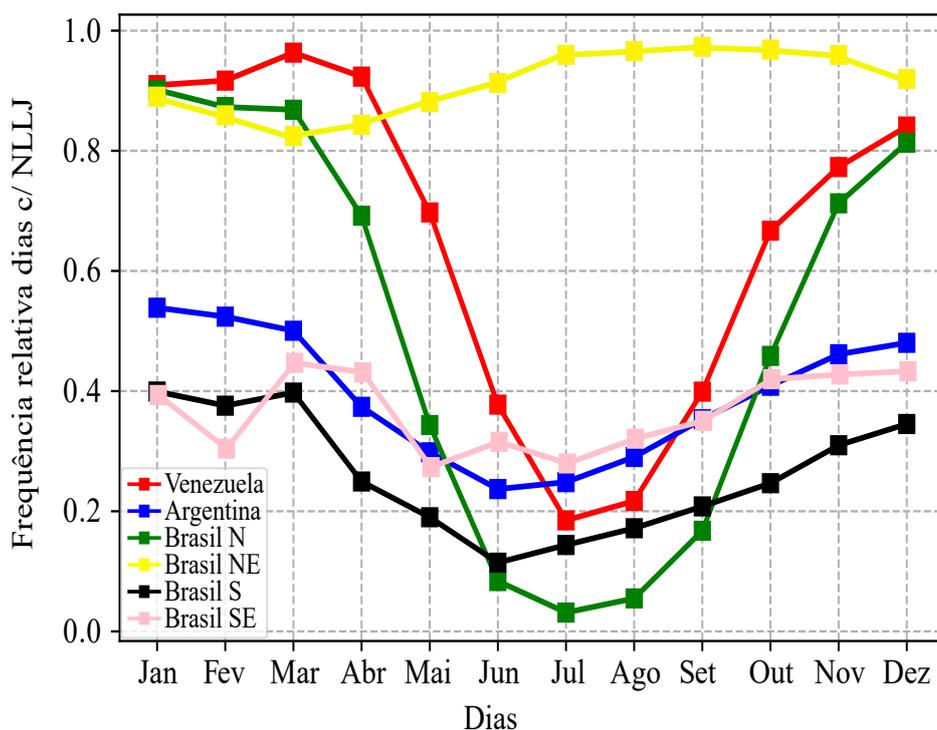


Figura 4.4: Ciclo anual médio (1980-2016) da frequência relativa dos dias com JBNNs em cada uma das seis regiões centrais: Venezuela, Argentina, Brasil-N, Brasil-S, Brasil-SE e Brasil-N.

Para cada estação, a frequência relativa da persistência (número de dias consecutivos com índice JBNN) do jato noturno de baixo nível para os seis núcleos é mostrada na Figura 4.5. As séries temporais são retiradas do ponto preto indicado como núcleos dos jatos na Figura 3.1. Para a maioria das estações e regiões, o jato noturno de baixo nível persiste por um a dois dias com maior frequência. Uma exceção ocorre no Brasil-NE, onde JBNN é superior a 8 dias com maior frequência, exceto no outono austral onde a frequência é semelhante para todas as classes de persistência. O diferente comportamento de persistência de JBNN no Brasil-NE no outono pode estar associado ao estabelecimento da estação chuvosa e alteração associada na circulação (De Souza et al., 2005). De acordo com a Figura 4.5, a persistência mais longa de JBNN é registrada para a Venezuela durante o verão-outono austral, e para o Brasil-N no verão austral.

A Figura 4.5 a apresenta também que mais de 70% do JBNN persiste por apenas um dia na Argentina e no Brasil-S durante o inverno austral, o que pode estar associado à característica pós-frontal desses jatos, como será mostrado na próxima subseção. Para

cada estação, a frequência relativa da persistência (número de dias consecutivos com índice JBNN) do jato noturno de baixo nível para os seis núcleos é mostrada na Figura 4.5. Para a maioria das estações e regiões, o jato noturno de baixo nível persiste por um a dois dias com maior frequência. Uma exceção ocorre no Brasil-NE, onde JBNN é superior a 8 dias com maior frequência, exceto no outono austral onde a frequência é semelhante para todas as classes de persistência. O diferente comportamento de persistência de JBNN no Brasil-NE no outono pode estar associado ao estabelecimento da estação chuvosa e alteração associada na circulação De Sousa (2005).

De acordo com a Figura 4.5, a persistência mais longa de JBNN é registrada para a Venezuela durante o verão-outono austral, e para o Brasil-N no verão austral. A Figura 4.5 mostra também que mais de 70% do JBNN persiste por apenas um dia na Argentina e no Brasil-S durante o inverno austral, o que pode estar associado à característica pós-frontal desses jatos, como será mostrado na próxima subseção.

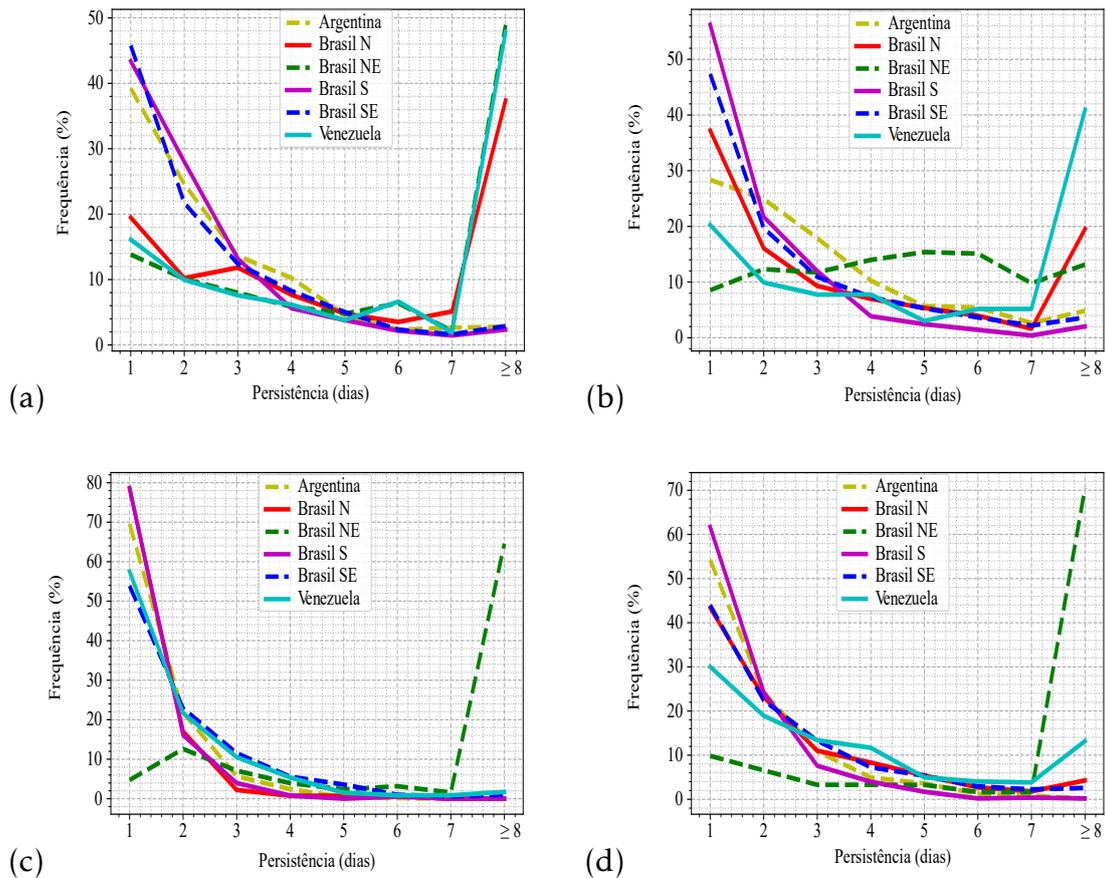


Figura 4.5: Persistência sazonal de dias com ocorrência de JBNN para as regiões. Na legenda da figura, cada cor representa uma região e o número total de dias em cada período. (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

Os jatos de baixos níveis são mais intensos no período da noite, dessa forma para melhor identificar foi analisado o perfil vertical do vento médio para cada região. As análises sazonais foram feitas para os dias com (linha vermelha) e sem jato (linha preta), durante a noite (linha contínua 00UTC) e dia (linha pontilhada 12UTC). Depois desta análise mostrando a intensidade do jato ao do longo dia, a figura 4.7 mostra uma mais análise sazonal somente para o período da noite.

Nas figuras 4.6 princípio o que se pode observar é que nos dias de JBNN o fluxo de vento as 00UTC (cor vermelho) apresenta o perfil ideal para ocorrência de jato, ou seja, com magnitude que fica entorno de 8 até 11ms⁻¹ e cisalhamento do vento entre 5 até 7ms⁻¹. Além disso, a velocidade do vento é superior durante as 00UTC (cor vermelho) do que as 12UTC (vermelho pontilhado).

Cada perfil foi extraído do máximo do núcleo do índice JBNN de cada região, dessa

forma são separados em dias com e sem jato, para o período da noite e do dia. Para os dias considerados sem ocorrência de JBNN, ou seja, em que a velocidade no núcleo de cada região correspondia a valores iguais 0 ms^{-1} , o perfil da velocidade do vento para muitos casos apresentou valores fracos na superfície que foram gradualmente intensificando-se em altitude, porém não pode ser considerado como jato, por não apresentar os requisitos básicos de identificação. Quanto maior a magnitude da velocidade do vento maior deve ser o decaimento da velocidade acima do núcleo do JBNN (Bonner, 1968).

As variações no perfil vertical do vento, entre as 00 UTC e às 12UTC, tem extrema importância, pois demonstra um importante mecanismo noturno, descrito por Blackadar (1957) no qual a ausência dos grandes turbilhões leva ao desacoplamento entre as partes da camada, gerando muitas vezes um fluxo supergeostrófico. Além disso os dias com ocorrência do JBNN a velocidade do vento médio é superior que nos dias sem ocorrência do JBNN. As figuras 4.6 mostram a média sazonal do vento médio dos dias com ocorrência de JBNN para cada região durante o período da noite onde ocorre o máximo do jato. Estes perfis mostram a presença de fluxos que vão se intensificando gradativamente com a altura e os meses com maiores magnitude do vento são as estações de DJF e SON, que apresentam magnitude do vento máxima da ordem de 11 ms^{-1} e decaimento de 6 ms^{-1} . O máximo da velocidade do vento fica entre os níveis de 925-900hPa.

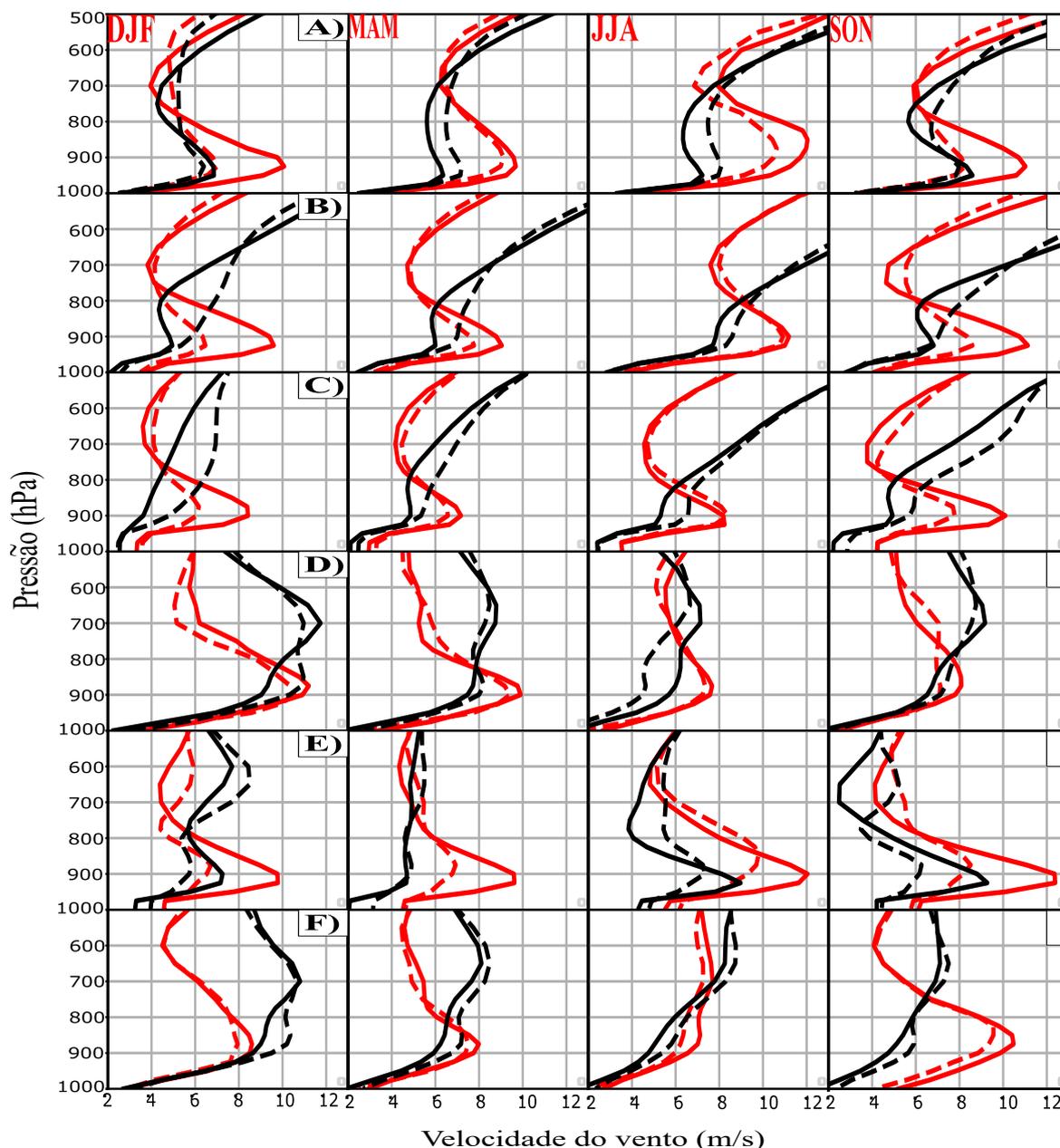


Figura 4.6: Climatologia sazonal (1980-2016) do perfil vertical de intensidade do vento (m/s) para dias com (vermelho) e sem (preto) JBNN às 00:00 LT (linhas contínuas) e 12:00 LT (linhas pontilhadas) para as regiões: (a) Argentina, (b) Brasil S, (c) Brasil SE, (d) Brasil N, (e) Brasil NE e (f) Venezuela.

Esta análise mostra que a frequência sazonal do índice JBNN nas regiões norte, nordeste e sudeste da AS, pode ser quase tão intensa quanto os jatos que ocorrem na Argentina e sul da AS, podendo ocorrer de forma simultânea ou independente. Na região da Argentina (fig: 4.7a) a velocidade do jato é maior no em DJF entre 925-950hPa e com menor intensidade no período de MAM. Segundo Nicolini et al. (2002), os autores observaram a contribuição do CJE para os SCMs, deslocando-se no sentido noroeste e com

o máximo do vento ocorrendo as 00UTC e no nível 950hPa, enfatizando a importância deste jato para o transporte de umidade nessa região. A região Brasil-S (fig: 4.7b) apresenta resultados semelhantes aos da Argentina, em que o máximo ocorre em DJF e o mínimo em MAM, com velocidade máxima de 12ms^{-1} em 925hPa. O jato que penetra no estado do Rio Grande do Sul também é responsável pela contribuição de umidade para formação e manutenção das frentes e SCMs, causando intensa precipitação.

Já a região Brasil-SE (fig: 4.7c) tem valores do jato mais intenso no período de SON e DJF, com máximo de 10ms^{-1} em 900hPa. Na região do Brasil-N (fig: 4.7d) observa-se valores que excedem 11ms^{-1} e 10.5ms^{-1} em DJF e MAM em 900hPa. Um dos fatores que influenciam o jato desta região é o CLLJ, o qual exibe o máximo de velocidade entre dezembro e janeiro com o núcleo da velocidade máxima entorno de 925hPa (Poveda et al., 2014). O jato é máximo no Nordeste do Brasil (fig: 4.7e) em SON com valor de 12.5ms^{-1} .

Uma estrutura vertical de jato também é observada sobre o norte dos Andes (fig: 4.7f); a velocidade do vento na Venezuela excede 9ms^{-1} durante DJF, enquanto o jato é consideravelmente mais fraco em JJA. O fato dos ventos no setor norte e nordeste da AS (Venezuela e Brasil-N) serem mais intensos no período quente, pode estar relacionado com o Gradiente da Força de Pressão (GPF) entre a alta subtropical do Atlântico Norte (ASAN) e a baixa pressão sobre a Amazônia, quando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) migra para o sul durante o verão austral (Vernekar et al., 2003; LaBar et al., 2005).

Dessa forma, os ventos alísios que penetram o continente são canalizados pela cordilheira e as terras altas da Guiana. O processo de aquecimento diferencial entre as montanhas e as planícies, bem como o oceano e o continente, provocam as mudanças na estrutura vertical do momento horizontal do ar, influenciando o comportamento e intensificação do vento.

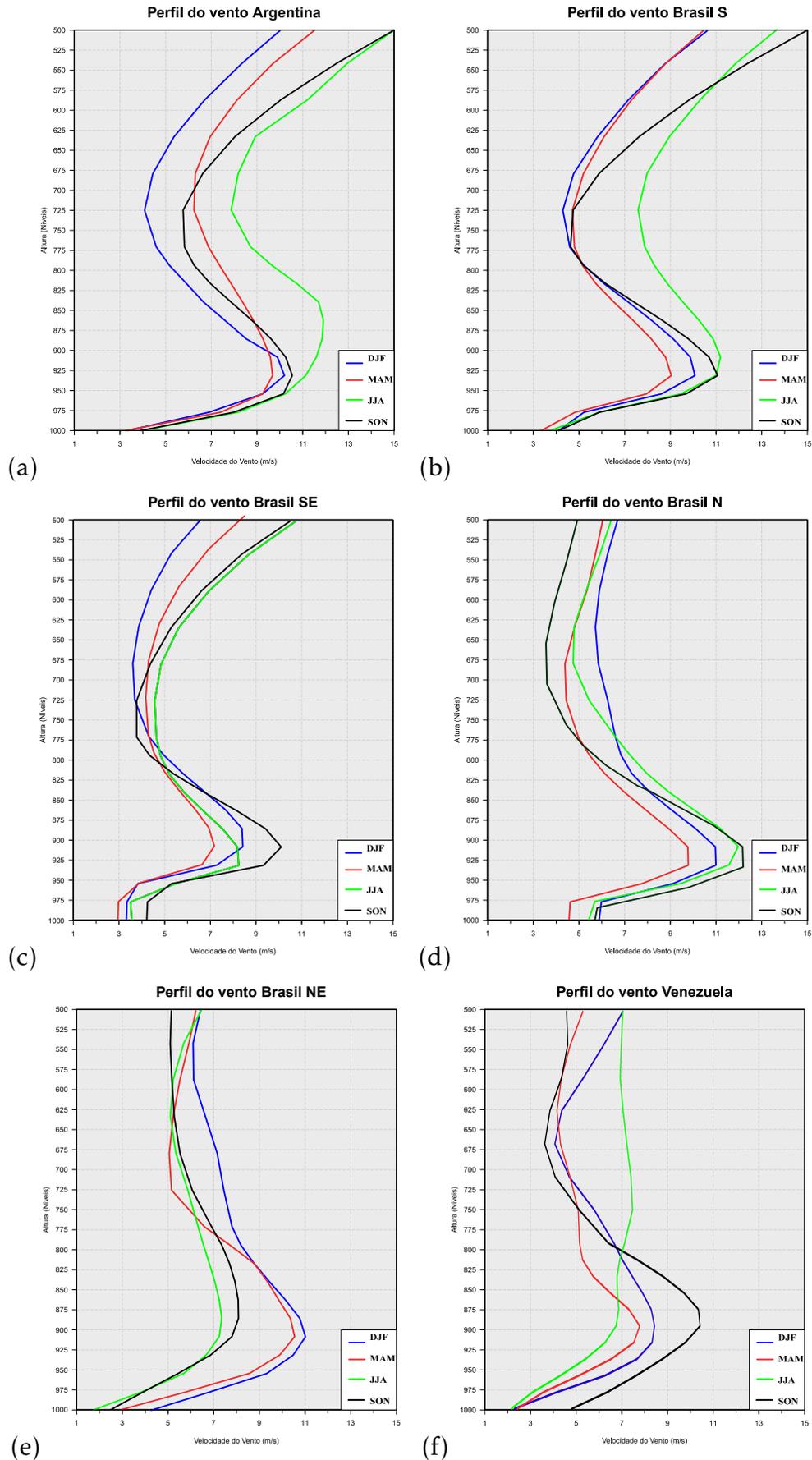


Figura 4.7: Os perfis representam a media sazonal do vento médio dos dias com ocorrência de JBNN para cada região. As cores são as estações do ano. (a)Argentina , (b) Brasil S, (c) Brasil SE, (d) Brasil N, (e) Brasil NE e (f) Venezuela .

Algumas diferenças são encontradas entre os JBNNs identificados neste estudo e aqueles previamente identificados por Bonner (1968) ou outros critérios. A principal diferença é o nível de pico da velocidade do vento, sendo próximo a 900 hPa no presente estudo e 850 hPa nos demais (Marengo et al., 2004; Montini et al., 2019; Jones, 2019). Usando ERA-Interim em coordenadas verticais sigma para uma identificação global de JBNNs, Algarra et al. (2019) encontraram núcleos de jatos noturnos de baixo nível localizados de 400 a 700 metros acima da superfície, o que é semelhante aos nossos resultados.

4.4 Transporte de umidade associado a JBNNs

Análises anteriores mostraram que jatos de baixo nível transportam umidade dos oceanos tropicais do Atlântico Norte (ATN) e do Atlântico Sul (ATS) ou regiões continentais, como é o caso da bacia amazônica devido à forte evapotranspiração da floresta tropical, para latitudes subtropicais da América do Sul (Marengo et al., 2004; Drumond et al., 2008; Durán-Quesada et al., 2012; Knippertz et al., 2013; Landsberg et al., 2014; Durán-Quesada et al., 2012, 2017; Algarra et al., 2019).

Os rastreamentos Lagrangianos FLEXPART são integrados ao longo de 10 dias, o que se aproxima dos valores médios do tempo ótimo de integração para as seis regiões selecionadas calculados usando o banco de dados anual para os tempos ótimos lagrangianos de integração disponíveis em Nieto e Gimeno (2019) (para Venezuela e Brasil-S (DJF), Brasil-NE e Brasil-SE (SON) o tempo ideal resulta em 10 dias, para Argentina (DJF) em 8 dias e para Brasil-N (DJF) em 12 dias). Essas integrações de tempo concordam, por exemplo, com Drumond et al. (2008) que encontraram maiores contribuições de TSA ocorrendo pelo menos em 8 dias (atrasado) para a bacia do La Plata, e com o tempo utilizado em Algarra et al. (2019). Considerando apenas os dias JBNN, a metodologia aplicada no modo backward permite identificar as fontes de umidade ($E-P > 0$), enquanto a integração direta fornece os sumidouros de umidade ($E-P < 0$). A climatologia (1980-2016) das fontes de umidade e sumidouros de umidade para cada uma das seis regiões selecionadas são mostradas para DJF, MAM, JJA e SON nas Figuras 4.8. Essas figuras também representam as composições sazonais do vento a 900 hPa, o nível mais frequente de velocidade máxima para os dias JBNN às 00:00 LT

(ver Figura: 4.5).

Comparando todas as regiões, as Figuras 4.8 mostram as fontes de umidade ocupando áreas maiores e menores para os dias JBNN, respectivamente, no Brasil-S e na Argentina.

De acordo com a Figura 4.8a, no DJF os dias JBNN da Argentina recebem contribuições da umidade transportada por ventos de baixo nível de noroeste da bacia amazônica e por ventos de nordeste do Atlântico Sul tropical para a região. No entanto, uma fonte local de umidade muito forte está localizada no sudeste da América do Sul, mais especificamente no nordeste da Argentina, Paraguai e sudoeste do Brasil. Outra fonte remota de umidade de magnitude intermediária (6-10 mm/dia) está localizada sobre a Cordilheira dos Andes, ocupando uma faixa latitudinal de 25-45°S. Para o verão, Drummond et al. (2008) também detectaram todas essas fontes ao investigar a climatologia das fontes de umidade para a bacia do Prata. Como esperado, para apenas dias JBNN as fontes de umidade (Figura 4.8 a) são mais fortes do que na climatologia de Drummond et al. (2008), embora sejam ligeiramente mais fracas do que para os dias JBNN em janeiro Algarra et al. (2019). Como na Figura 4.8a, Drummond et al. (2008)) também destacaram a grande contribuição de fontes locais para a umidade da Bacia do Prata. O padrão de origem da umidade observado no DJF (Figura 4.8a) também ocorre nas estações intermediárias MAM e SON (Figura 4.9a-f 4.11a-f), onde os ventos JBNN são predominantemente de nordeste. Algumas mudanças importantes são observadas no DJF (Figura 4.8b), quando as fontes de umidade se originam no Oceano Atlântico Sul e fontes locais, e os ventos a 900 hPa são de norte nos dias JBNN.

Para o Brasil-S, as fontes de umidade são mais intensas no 4.8B do que no 4.10b nos dias com JBNN (Figuras 4.8b e Figura 4.11b). Eles são a principal contribuição da fonte local, enquanto uma contribuição remota menos intensa é realizada por ventos de nordeste da ATS e ventos de noroeste da bacia do Amazonas para a região durante a maior parte do ano (Figura 4.8b e Figura 4.9b). Os dias JBNN em JJA têm como principal fonte de umidade o ATS, que está associado aos ventos médios leste-nordeste (Figuras 4.10b e Figura 4.11b). Particularmente durante o verão austral (DJF), há uma fonte adicional de umidade sendo conduzida do sul da bacia amazônica ao Brasil-SE (Figura 4.8c).

Os dias com JBNN no Brasil-SE têm o ATS como principal fonte de umidade, em

particular há uma fonte adicional de umidade sendo transportada do sul da bacia amazônica para o Brasil-SE (Figuras 4.8c, 4.9c, 4.10c e 4.11c). Especificamente para DJF, as mudanças na circulação impuseram um JBNN do norte, e a umidade vem do ATS e de fontes locais (Figura 4.8c). Exceto em SON (Figura 4.11c), a extensão norte-sul da fonte de umidade ATS para o Brasil-SE JBNN ocupa uma ampla faixa latitudinal, do equador às latitudes subtropicais (35S).

O ATS também é a fonte de umidade mais importante para os dias do JBNN Brasil-NE, sendo mais forte e concentrado nas estreitas faixas ao sul em DJF e JJA (Figuras 4.8d e 4.10d). A direção dos ventos médios é de sudeste para os dias JBNN na maior parte do ano, exceto no DJF, quando muda para leste. Uma pequena quantidade de umidade vem do ATN para o Brasil-NE durante os dias de JBNN no outono austral (Figura 4.9d), que corresponde à estação chuvosa na maior parte do Nordeste do Brasil. Nesta temporada, um núcleo de fonte de umidade ATS mais forte está sobre o mar, longe do continente.

Os padrões espaciais das fontes de umidade têm semelhanças para os dias JBNN no Brasil-N e na Venezuela (Figuras 4.8e-f e 4.9 e-f). Os dias JBNN do Brasil-N são caracterizados pela intensificação dos ventos alísios de nordeste e sudeste transportando umidade, respectivamente, de ATN (5-15°N e 55-35°W) e ATS para a região durante DJF e JJA (Figuras 4.8e-k e 4.10e-k). Em locais JBNN, o vento médio em 900 hPa é de leste. A contribuição de ATN continua intensa para JBNN dias na Venezuela e Brasil-N durante o MAM (Figuras 4.9 e-f), enquanto praticamente desaparece em SON (Figuras 4.11 e-f), quando a principal fonte de umidade está sobre o ATS com predominante ventos de leste em locais JBNN.

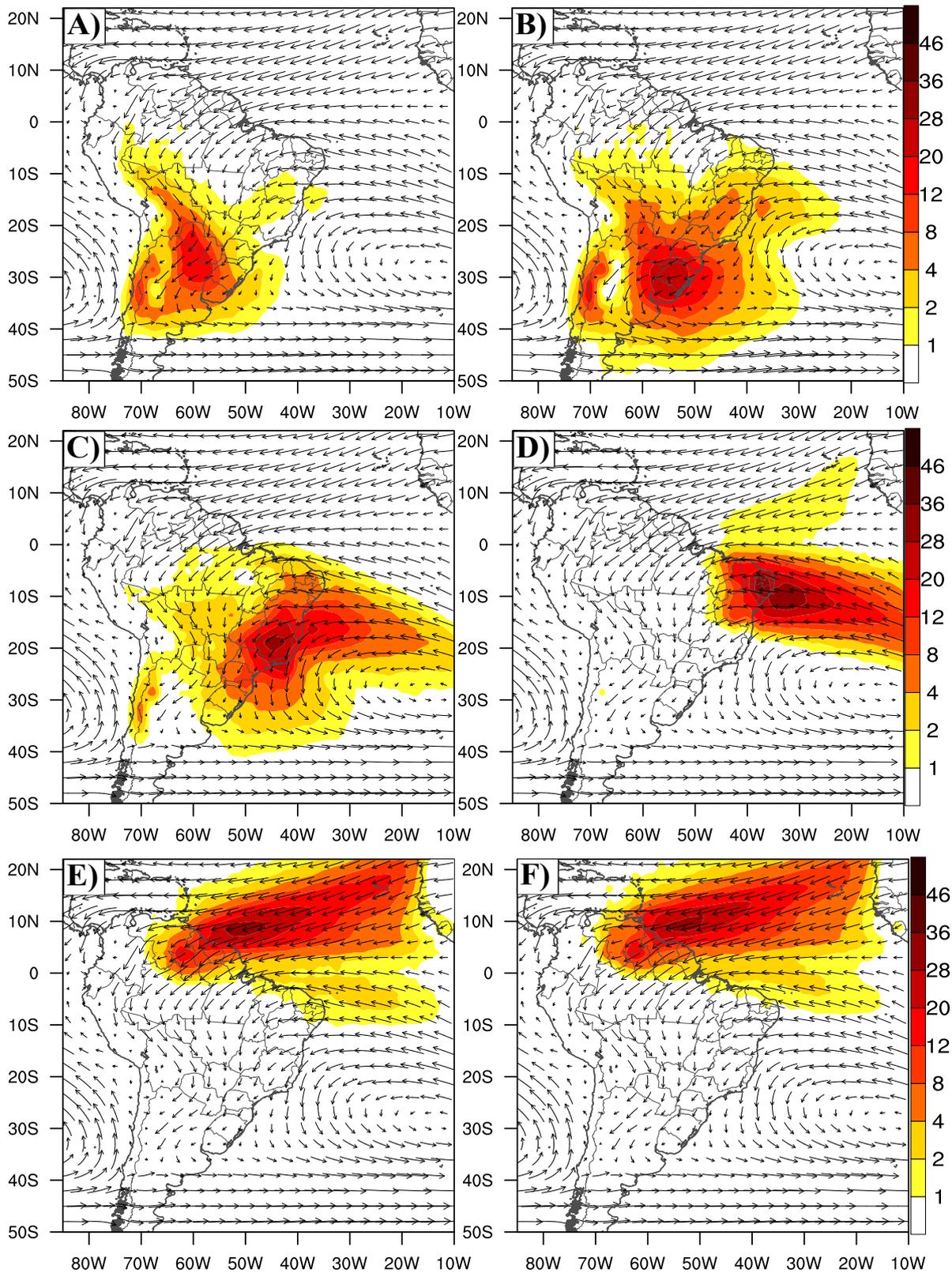


Figura 4.8: Climatologia DJF (1980-2016) das fontes de umidade (E-P integrado de 10 dias > 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P > 0, ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).

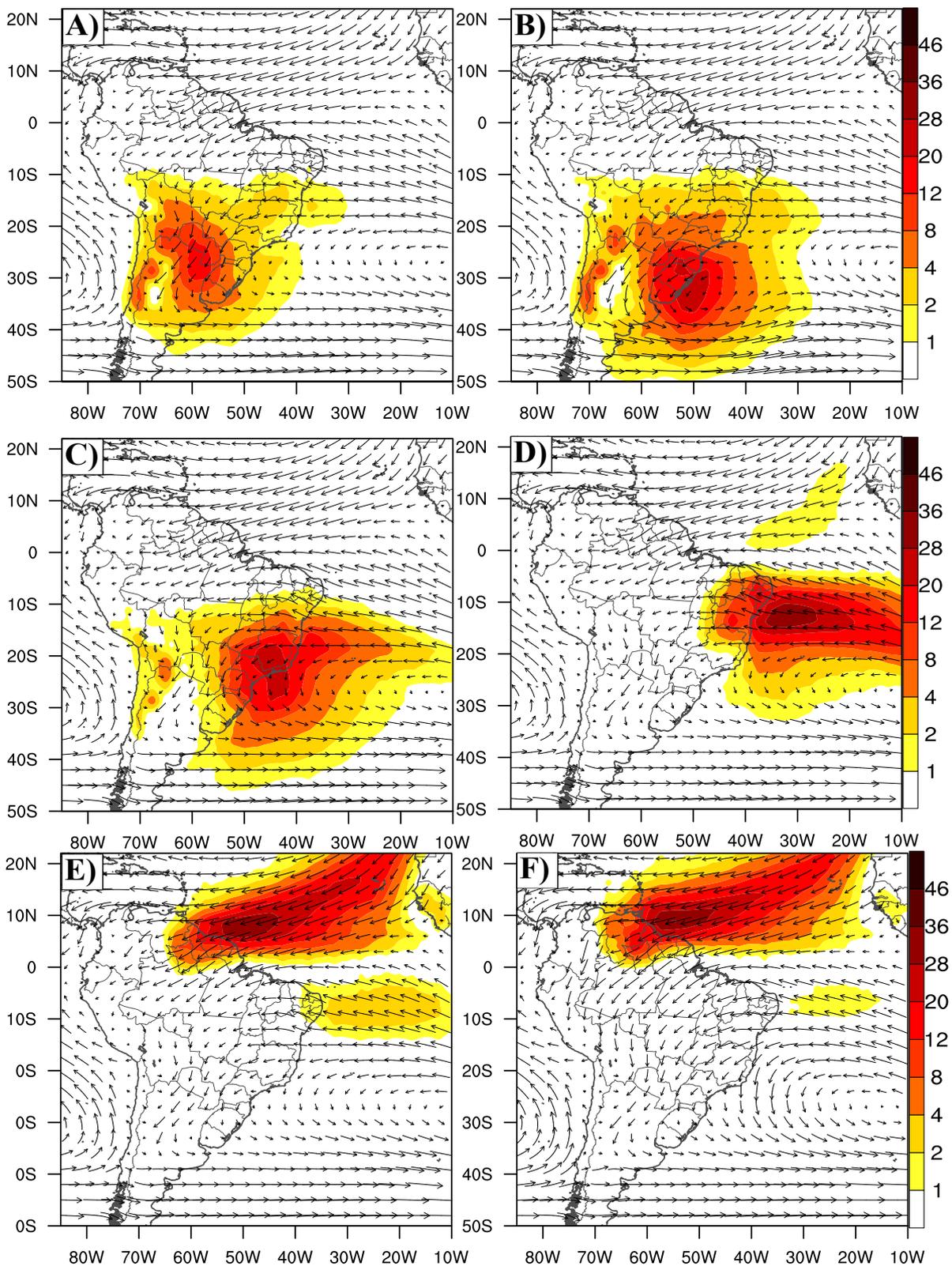


Figura 4.9: Climatologia MAM (1980-2016) das fontes de umidade (E-P integrado de 10 dias > 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P > 0 , ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).

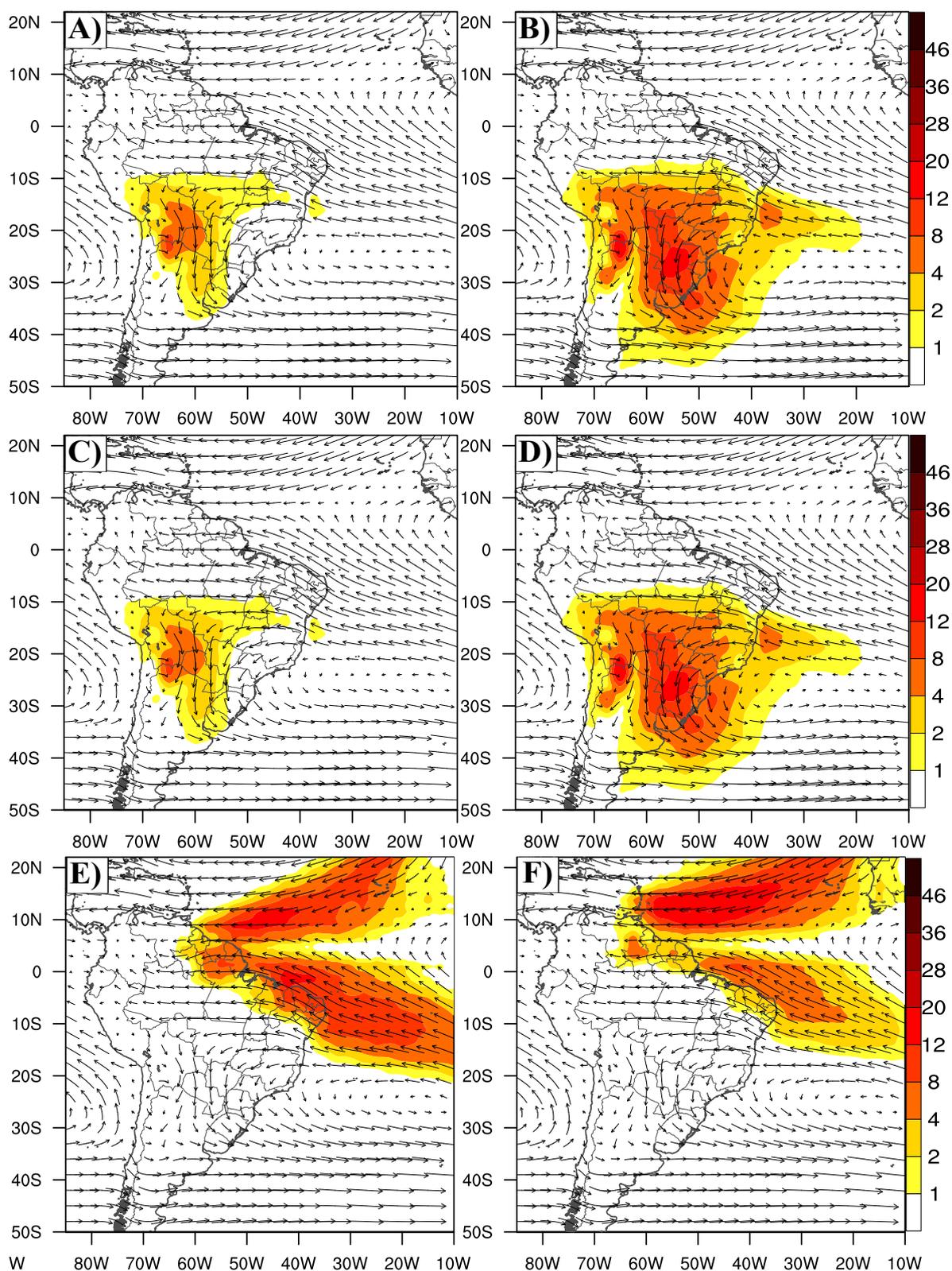


Figura 4.10: Climatologia JJA (1980-2016) das fontes de umidade (E-P integrado de 10 dias > 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P > 0, ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).

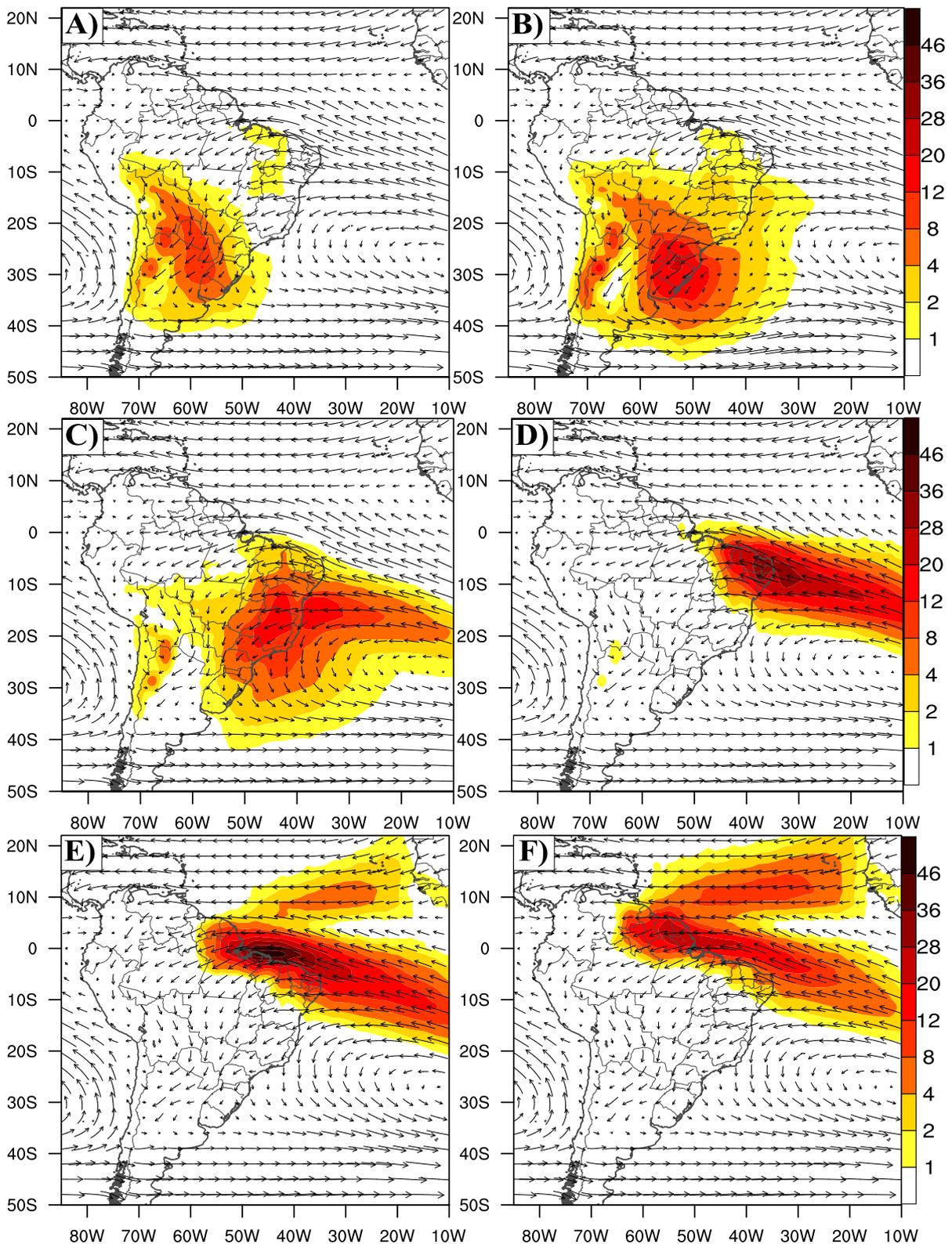


Figura 4.11: Climatologia SON (1980-2016) das fontes de umidade (E-P integrado de 10 dias > 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P > 0 , ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).

A climatologia sazonal nas Figuras 4.12, 4.13, 4.14 e 4.15 mostram áreas mais extensas e menos extensas dos sumidouros de umidade ocupadas para todas as áreas selecionadas. Os dias JBNN na Argentina têm sumidouros de umidade com maior intensidade em DJF (Figura 4.12a). Para todas as estações, os sumidouros de umidade estão localizadas a jusante (a oeste) do núcleo do jato de baixo nível, ou seja, sobre o centro-norte da Argentina, Uruguai se estendendo a leste sobre o Oceano Atlântico Sul. Em MAM, os sumidouros de umidade ocupam uma área mais ampla sobre o oceano (Figura 4.13a). Um enfraquecimento geral dos sumidouros de umidade é observado para os dias JBNN em JJA (Figura : 4.14a), que se intensificam novamente em SON (Figura 4.15a) e atingem intensidade mais forte em DJF (Figura 4.12a).

Os sumidouros de umidade para JBNNs no Brasil-S apresentam padrão espacial e sazonalidade semelhantes aos dos dias JBNN da Argentina, mas os sumidouros de umidade se espalharam por uma área mais ampla, desde a parte central do Brasil até o nordeste da Argentina, sul do Brasil e oceano adjacente (Figuras 4.12b, 4.13b, 4.14b e 4.15b). No Brasil-SE, ocupam uma área mais ampla de latitudes médias e avançam para o norte até o sul do Brasil durante os dias JBNN em DJF (Figura 4.12c). Em JJA, o sumidouro de umidade está concentrado a jusante da região de JBNN, afetando uma área menor do leste da Argentina ao sul do Brasil, avançando sobre o mar (Figura 4.14c). Além disso, há um impacto remoto de dias JBNN no Brasil-SE que se reflete em uma área fraca e pequena de sumidouro de umidade sobre o noroeste da Amazônia em JJA, o que seria explicado pela desaceleração dos ventos de leste cruzando o setor tropical do continente (Figura 4.14c). Os sumidouros de umidade continuam intensos e ocupando uma área mais ampla em MAM (Figura 4.13c), mas enfraquecem em SON (Figura 4.15c).

Os sumidouros de umidade para os dias JBNN no Brasil-NE cobrem uma ampla área do continente ao longo do ano (Figuras : 4.12,4.13, 4.14 e 4.15 d). O padrão espacial é semelhante em DJF e MAM, onde sumidouros de umidade mais fortes ocorrem próximo e a jusante do ponto JBNN (Figura 4.12d e 4.13a). Para JJA e SON, há um enfraquecimento geral dos sumidouros de umidade e dois núcleos principais ocorrem longe da área de JBNN, ou seja, um ao norte do continente e outro ao sudeste da América do Sul (Figura 4.14d, 4.15d). DJF e MAM (Figuras: 4.12d e 4.13d) sumidouros de umidade mais fortes do que em JJA e SON (Figuras 4.14d e 4.15d).

Os dias JBNN Brasil-N e Venezuela têm sumidouros de umidade localizados a jusante, ocupando uma ampla área desde a bacia amazônica até a parte centro-oeste do continente durante o DJF (Figuras 4.12e-f) e SON (Figura 4.15e-f), quando os jatos noturnos são mais frequentes. A fonte recebe umidade do jato noturno de baixo nível e contribui para a precipitação a jusante da bacia amazônica e centro-oeste do continente. Em JJA, os sumidouros de umidade mais fortes (atingindo até 45 mm/dia) ocorrem sobre a Cordilheira dos Andes para os dias JBNN do Brasil-N e da Venezuela (Figura 4.14e-f). Fontes e sumidouros de umidade DJF e JJA para dias JBNN na Venezuela e no Brasil-N têm padrões semelhantes aos obtidos apenas para janeiro por Algarra et al. (2019). Durante o SON, existem grandes diferenças entre o sumidouro de umidade da Venezuela e do Brasil-N, ou seja, ocupa uma pequena área próxima ao ponto JBNN para a Venezuela e uma área maior para o Brasil-N (Figuras : 4.15e-f).

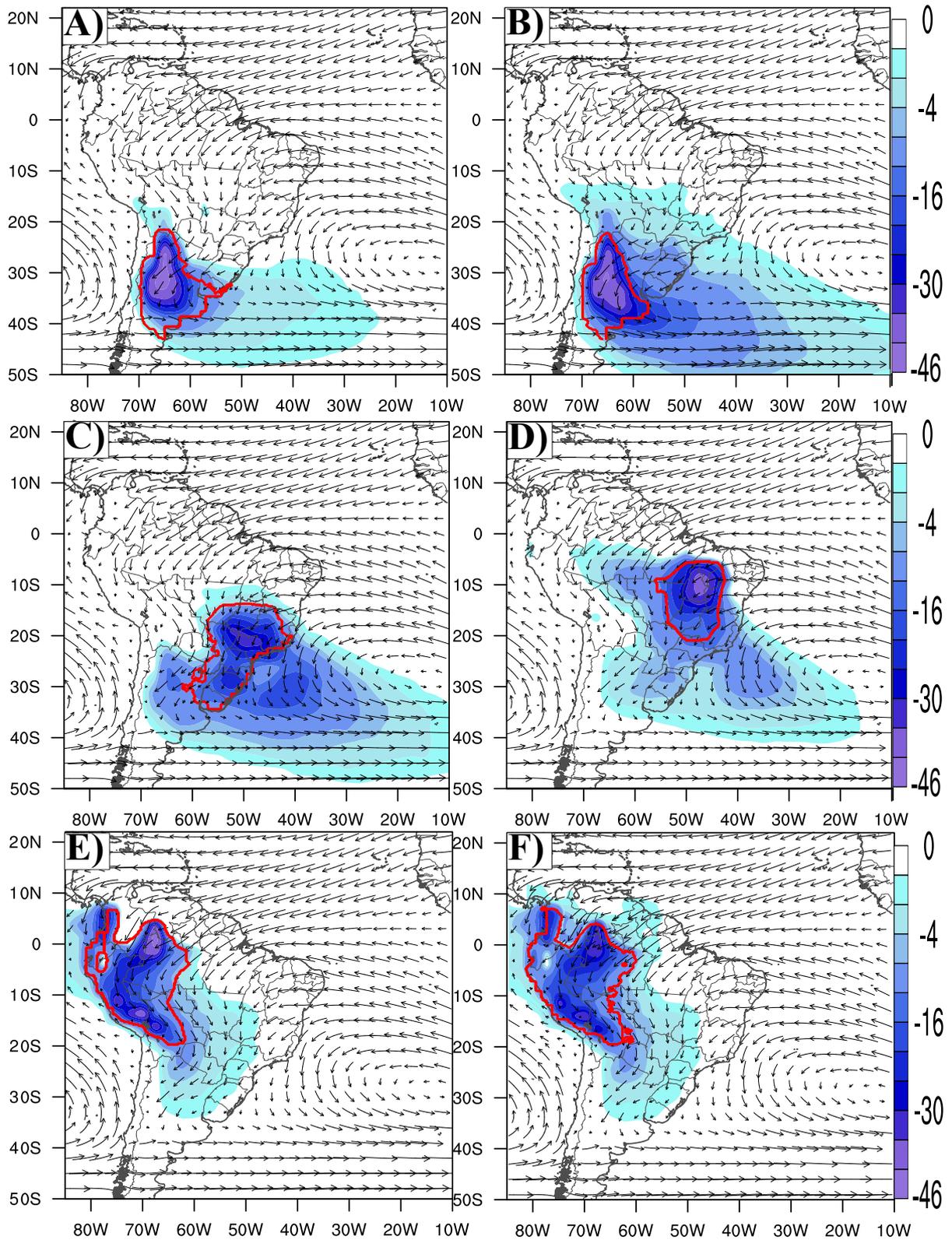


Figura 4.12: Climatologia DJF (1980-2016) das sumidoures de umidade (E-P integrado de 10 dias < 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P < 0 , ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).

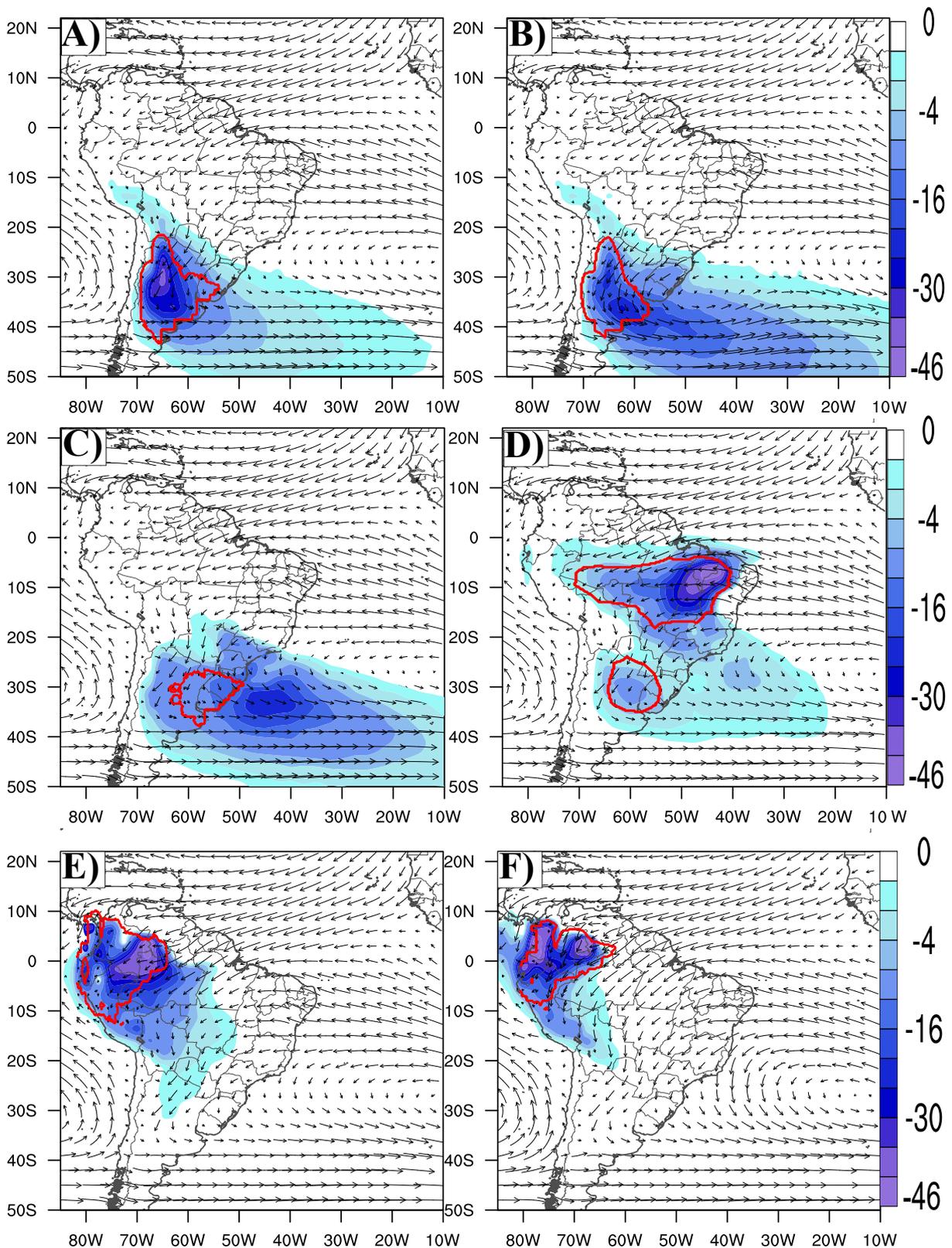


Figura 4.13: Climatologia MAM (1980-2016) das sumidouros de umidade (E-P integrado de 10 dias < 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P < 0 , ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).

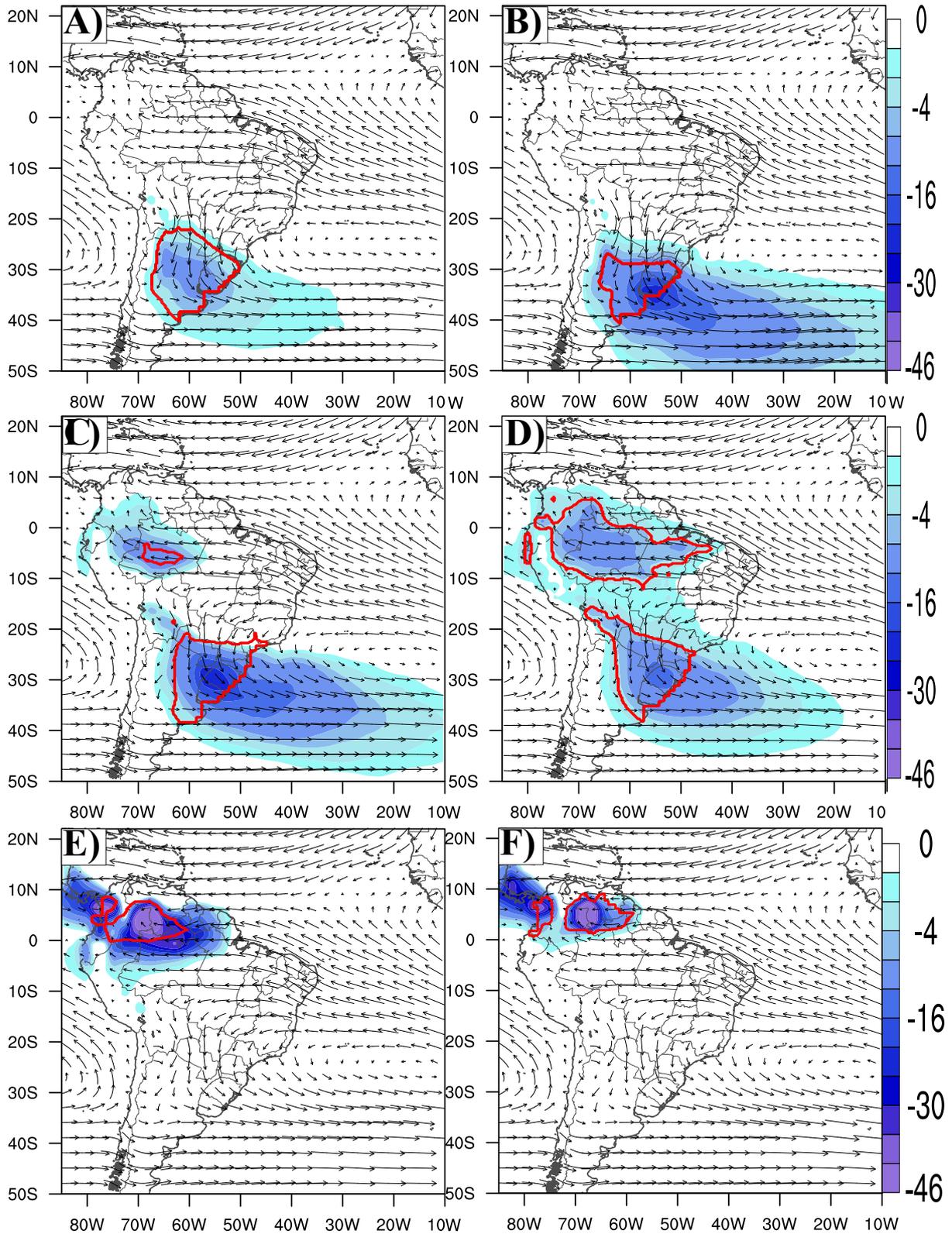


Figura 4.14: Climatologia JJA (1980-2016) das sumidoures de umidade (E-P integrado de 10 dias < 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P < 0 , ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).

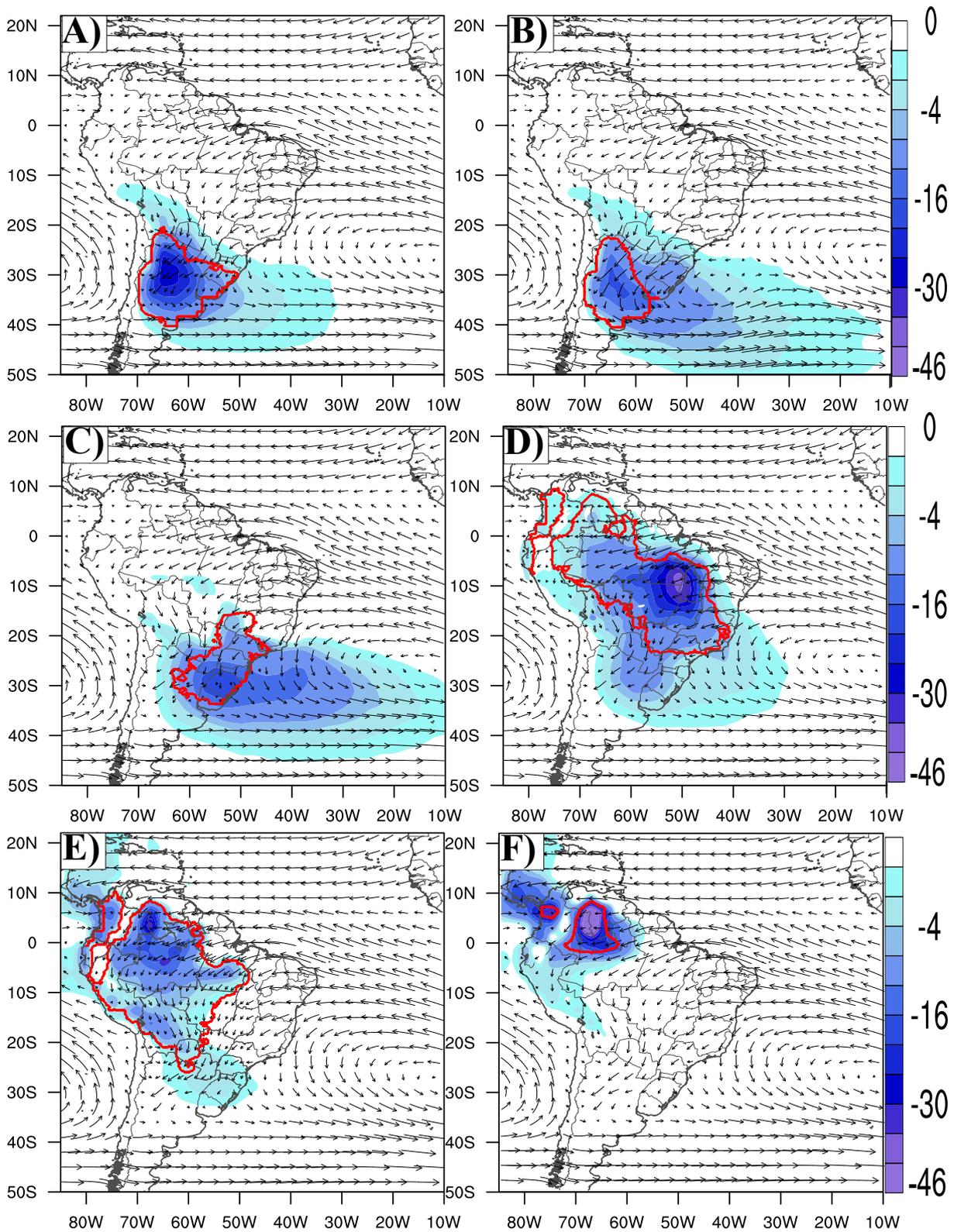


Figura 4.15: Climatologia SON (1980-2016) das sumidores de umidade (E-P integrado de 10 dias < 0) (mm/dia) e vento 900 hPa (vetores) às 00:00 LT para dias JBNN em: (a) Argentina, (b) Brasil-S, (c) Brasil-SE, (d) Brasil-NE, (e) Brasil-N e (f) Venezuela. As fontes de umidade (E-P < 0, ou seja, evapotranspiração maior do que precipitação) são fornecidas por trajetórias para trás (cores vermelhas).

4.5 Padrões de circulação anômala e transporte de umidade associados a JBNNs

A climatologia sinótica e a fonte / sumidouro de umidade anômala para as seis regiões de JBNNs são discutidos nesta seção. O objetivo é compreender os sistemas meteorológicos que influenciam as fontes / sumidouros de umidade associados aos núcleos noturnos de baixo nível. As Figuras : 4.16 e 4.17 apresentam as anomalias sazonais (diferença entre dias com e sem JBNN) das fontes / sumidouros de umidade juntamente com as anomalias dos ventos de 900 hPa às 00:00 LT. Nessas figuras, as anomalias positivas (indicando redução da perda de umidade pelas massas de ar proveniente da fonte via precipitação) e negativas (indicando aumento da perda de umidade pelas massas de ar proveniente da fonte via precipitação) dos sumidouros de umidade (precipitação, $E - P < 0$) estão sombreadas; para fontes de umidade ($E - P > 0$) apenas anomalias positivas (acima dos valores climáticos) são mostradas em linhas contínuas. Durante DJF e MAM, os dias de JBNNs na Argentina e no Brasil-S são caracterizados por anomalia negativa de sumidouro de umidade (contribuindo para a precipitação intensificada) cobrindo o oeste da Argentina, enquanto anomalia positiva (contribuindo para a precipitação reduzida) é observada no sul do Brasil e Paraguai (Figuras : 4.16a, e, f). Ambos os sumidouros de umidade anômalos positivos (menos precipitação) e negativos (mais precipitação) são mais fortes para o Brasil-S do que para os dias JBNN da Argentina. Comparando para trás nas Figuras : 4.16a, e 12e, f nota-se que os NLLJs nessas regiões com os ventos noturnos em 900 hPa caracterizam o estabelecimento de um anticiclone anômalo centrado sobre o Atlântico Sul (38-40°S e 48-50°W), que intensifica os ventos de norte / nordeste nos núcleos dos jatos, conforme descrito por Nicolini M (2004) para o LLJ Argentina. Para as estações de DJF e MAM, as anomalias positivas das fontes de umidade (linhas verdes contínuas) também são mais fortes para o Brasil-S do que para a Argentina JBNN, o que pode ser explicado pelos ventos de leste mais intensos em 900 hPa para o Brasil-S do que para a Argentina JBNN (Figuras : 4.16a, d). Os ventos mais fortes reforçam o transporte de umidade do mar para o núcleo JBNN do Brasil-S e a fonte de umidade local. A circulação anticiclônica anômalos em baixos níveis 35°S-40-45°W também é uma característica comum nas estações JJA / SON para os dias JBNN da Argentina e do Brasil-S (Figuras : 4.16c, dg, h), mas as anoma-

lias de sumidouro de umidade (positivas e negativo) são mais fracas do que em DJF / MAM. Além disso, existem algumas diferenças no padrão espacial de anomalias entre os dias JBNN da Argentina e do Brasil-S, ou seja, em SON os dias JBNN da Argentina (Figuras : 4.16c, d) são caracterizados por aumento da precipitação (anomalia negativa do sumidouro), enquanto para o Brasil-S (Figuras : 4.16g, h) predomina a supressão de precipitação (anomalia positiva do sumidouro). As anomalias positivas das fontes de umidade são uma característica clara dos dias de JBNN na Argentina e no Brasil-S também em JJA / SON (Figuras : 4.16c, d e g, h). Os padrões anômalos de circulação em baixos níveis para a Argentina e o Brasil-S têm semelhanças com os descritos por Nicolini M (2004) e Nicolini et al. (2006) como Argentina LLJ, ou seja, o jato de baixo nível é do norte-nordeste e ocorre no setor oeste de um anticiclone pós-frontal. Este estudo está mostra pela primeira vez que na maior parte do ano esses jatos noturnos de baixo nível têm a principal fonte de umidade sobre o oceano (linhas verdes nas Figuras : 4.16a-h) e contribuem para o aumento / diminuição das chuvas no oeste / modo dipolo leste cobrindo centro-norte da Argentina e sul do Brasil (sombreado nas Figuras : 4.16a-h). Os dias de JBNN no Brasil-SE são caracterizados por anomalias positivas de sumidouro de umidade (supressão de precipitação) sobre o leste do sudeste do Brasil durante a maior parte do ano, enquanto as fontes de umidade são intensificadas no subtropicos (centrado em 20°S) do Oceano Atlântico Sul (Figuras : 4.16i, l). Ao mesmo tempo, exceto em MAM, há aumento da precipitação (anomalia negativa do sumidouro) sobre o sul do Brasil, onde os ventos de baixo nível diminuem, configurando um padrão dipolar de precipitação entre sudeste (aumento) e sul (diminuição) do Brasil durante JBNNs no Brasil -SE. Em níveis baixos, os sumidouros / fontes de umidade anômalos estão associados à presença de um anticiclone sobre o Oceano Atlântico Sul (centrado em 30°S e 30-35°W) que atua acelerando o vento de norte / nordeste na região do Brasil-SE JBNN.

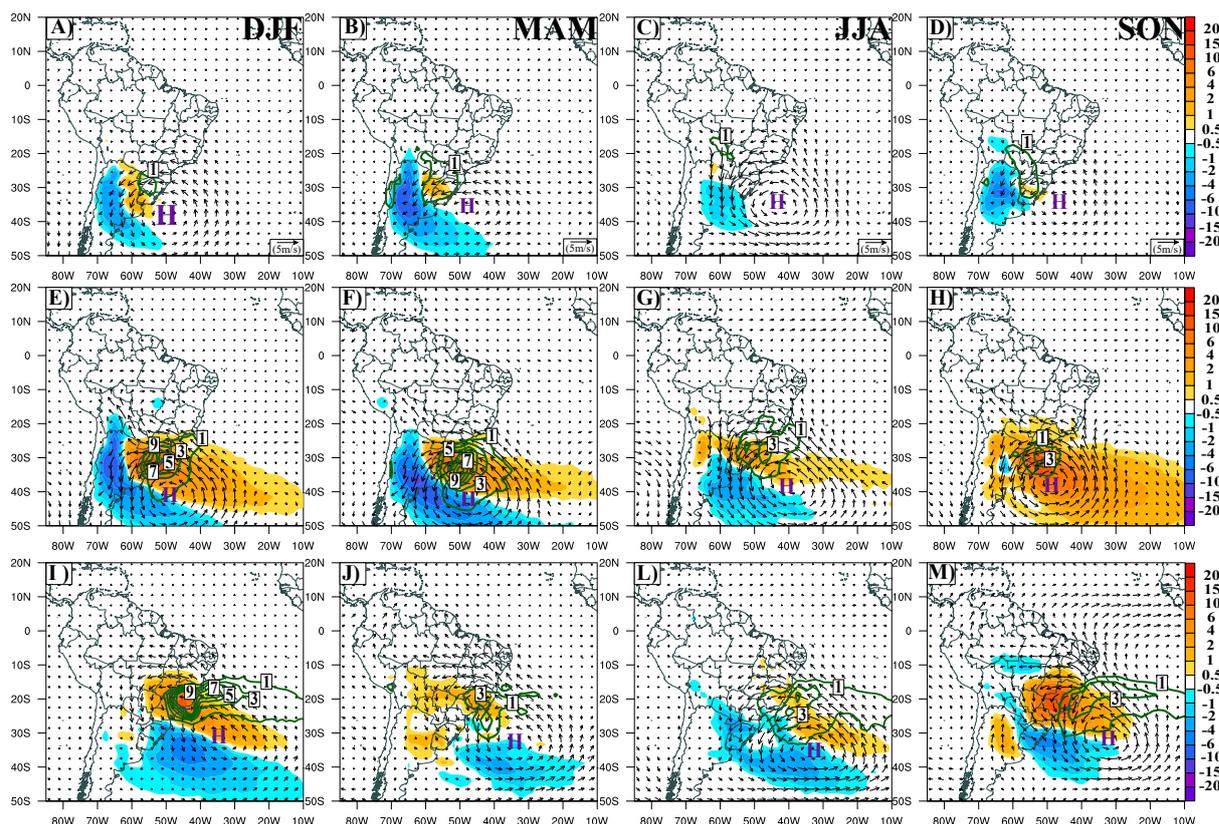


Figura 4.16: Anomalias sazonais (DJF, MAM, JJA e SON) (dias com menos sem JBNN) de vento integrado de 10 dias (E-P) e vento de 900 hPa (vetores) às 00:00 LT. O sombreado indica anomalias do sumidouro de umidade (vermelho é positivo; azul é negativo); as linhas verdes representam apenas as anomalias positivas das fontes de umidade para: (a) - (b) - (c) - (d) Argentina, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-S, (i) - (j) - (k) - (l) Brasil-SE. A letra H identifica o anticiclone anômalo referido no texto.

Os dias JBNN no Brasil-NE estão associados à intensificação dos ventos de leste / sudeste sobre o nordeste do Brasil, com a consequente intensificação das fontes de umidade sobre o TSA e em alguns setores do nordeste do Brasil (Figuras : 4.17a-d). A aceleração de ventos de baixo nível é mais forte em SON e mais fraca em JJA. De acordo com as Figuras : 4.17a-d, para o Brasil-NE os dias JBNN têm grande influência sobre os sumidouros locais e remotos. Embora a frequência de dias JBNN tenha pequena amplitude ao longo do ano (Figura : 4.4), as anomalias dos sumidouros de umidade apresentam padrões diferentes de acordo com a estação do ano (Figuras : 4.17a-d). Para DJF e MAM, há supressão de chuvas sobre o nordeste do Brasil e aumento de chuvas a jusante do núcleo do JBNN (Figuras : 4.17a, b). Para JJA, o impacto local é mais fraco, mas o efeito remoto é maior e resulta em uma grande área da bacia amazônica com diminuição da precipitação durante os dias de JBNN (Figura : 4.17c). Outro padrão

anômalo diferente ocorre em SON (Figura : 4.17d). Nesta estação, os sumidouros de umidade exibem diminuição da precipitação apenas no setor norte do nordeste do Brasil e uma ampla área de aumento da chuva está localizada ao sul e leste do núcleo do JBNN. A intensificação dos ventos alísios do sudeste para Brasil-SE e Brasil-NE para os dias JBNN, principalmente durante a primavera austral, favorece uma maior evaporação do mar para a atmosfera aumentando a disponibilidade de vapor de água e consequentemente as fontes de umidade (linhas nas Figuras : 4.17i, l e 4.17a, d), que é transportado para as regiões remotas. Os dias JBNN da Venezuela e do Brasil-N têm padrões semelhantes de anomalia negativa do sumidouro de umidade, ou seja, precipitação excedendo a evapotranspiração a jusante dos núcleos de jato cobrindo a bacia amazônica centro-oeste, incluindo Peru e Colômbia, durante MAM e SON (Figuras : 4.17f, j e 4.17h, l). Nessas estações, pequenas áreas com sumidouro de umidade positivo (menos precipitação) são estabelecidas perto dos núcleos JBNN. Comparativamente, a maior precipitação associada ao JBNN é mais forte em MAM do que em SON para os jatos Brasil-N e Venezuela. Nesta estação, as fontes anômalas de umidade (linhas verdes) também são mais intensas do que no resto do ano. Durante o JJA, em comparação com a outra temporada, nota-se uma diminuição das áreas dos sumidouros de umidade positivos e negativos (Figuras : 4.17g, k). Diferentes padrões espaciais de anomalias de sumidouros de umidade emergem em DJF para JBNNs Brasil-N e Venezuela (Figuras : 4.17e, i). Para o Brasil-N, há um dipolo norte-sul com supressão da precipitação no noroeste da América do Sul e aumento na bacia amazônica estendendo-se até a parte central do continente (Figura : 4.17e). Para a Venezuela, o dipolo tem orientação leste-oeste com aumento da precipitação ocupando a Colômbia e o Peru, enquanto um déficit de chuva é observado no centro-oeste da bacia amazônica (Figura : 4.17i). Essa diferença pode ser explicada pelos ventos mais fortes de nordeste durante os dias de JBNN no Brasil-N do que na Venezuela. Embora os JBNNs na Venezuela e no Brasil-N apresentem maior frequência em DJF, notamos que as fontes anômalas de umidade são mais fortes (acima de 5 mm dia⁻¹) em MAM e JJA associadas à intensificação de ventos norte-nordeste na TNA (Figuras : 4.17f, j e 4.17g, k). Especificamente em SON, os dias JBNN no Brasil-N também apresentam forte anomalia na fonte de umidade, mas está associada à intensificação dos ventos de leste em TSA (Figura : 4.17h).

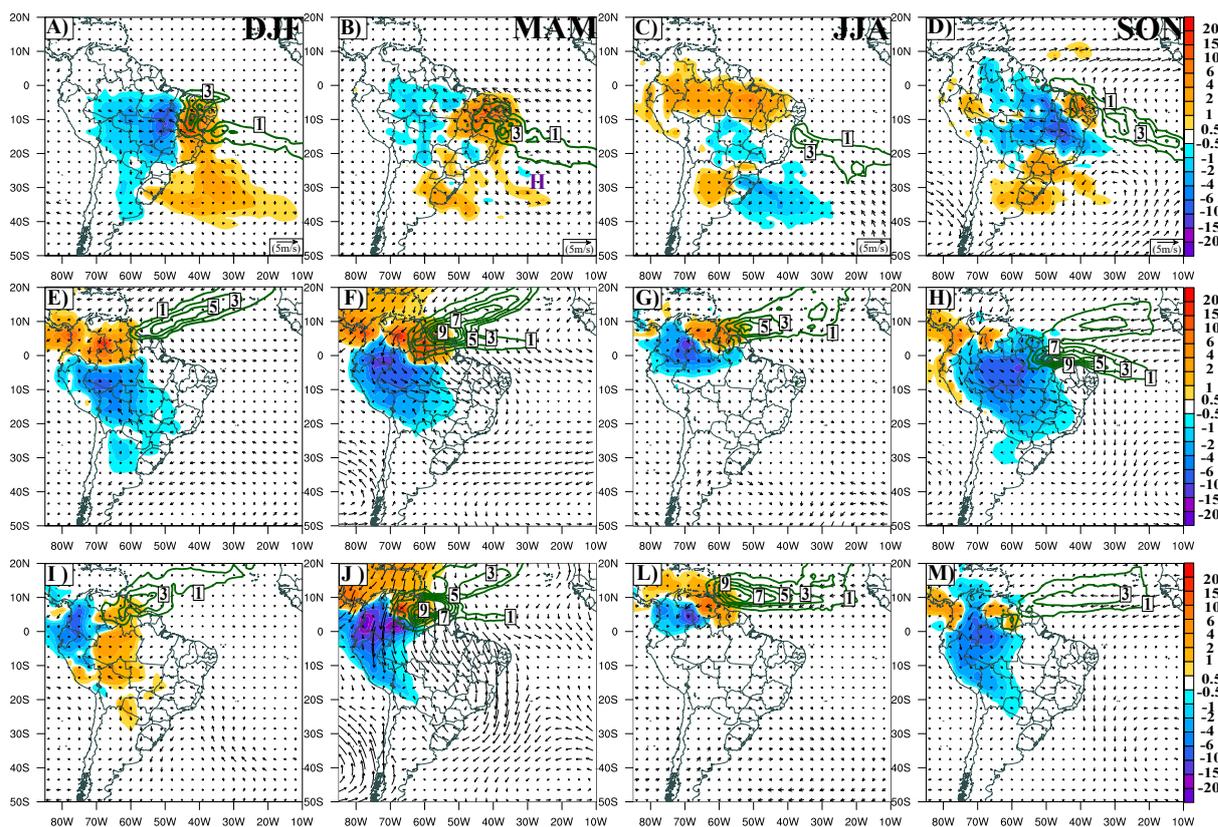


Figura 4.17: O mesmo que a 4.16, mas para (a) - (b) Brasil-NE, (c) - (d) Brasil-N, (e) - (f) Venezuela.

Para os dias JBNN, todos os compostos DJF de ventos de 250 hPa indicam a presença da Alta da Bolívia sobre a Bolívia seguido a jusante por um vale sobre o nordeste do Brasil, enquanto para SON os ventos de oeste se estendem dos extratropicais para as latitudes tropicais (12°S) e há a presença de uma alta pressão sobre o noroeste da bacia amazônica (figura não mostrada).

Esses compostos são semelhantes à climatologia de circulação de níveis superiores mostrada em (Reboita et al., 2010). Portanto, as relações entre a circulação de níveis superiores, precipitação, OLR e os sumidouros de umidade são analisadas em termos das anomalias (diferenças entre dias com e sem JBNNs) mostradas nas Figuras : 4.20, 4.20, 4.18 e 4.18.

Para todas as estações, os dias JBNN no Brasil-S são caracterizados por uma alta pressão anômala em nível semelhante (Figuras 4.18 e-h) com a Argentina (Figura 4.18a-d), mas seu centro é ligeiramente deslocado para o sul. A consequência mais evidente do JBNN no Brasil-S é a forte supressão das chuvas no sul do Brasil e Uruguai e aumento no centro-norte da Argentina. Alguns impactos remotos são observados também no

centro-leste do Brasil com anomalias positivas de precipitação, exceto em JJA (Figuras 4.18e-h).

Exceto no inverno, as anomalias de precipitação associadas aos dias JBNN na Argentina e no Brasil-S (Figuras 4.18a-h) apresentam um padrão de dipolo, na forma de banda noroeste-sudeste, com supressão de chuva na maior parte do sudeste da América do Sul (sul do Brasil, nordeste da Argentina e Paraguai) e aumento das chuvas da Amazônia para o sudeste do Brasil, um padrão normalmente referido como gangorra (Carvalho et al., 2011). Quando ocorre o Brazil-SE JBNN, há também a presença de um anticiclone anômalo em níveis superiores localizado a leste do sul do Brasil, com uma baixa pressão anômala (ou vale) a jusante sobre o sudeste do Brasil (Figuras 4.18i-l). Associado a esta circulação anômala, outro padrão dipolar nas anomalias de precipitação emerge durante os dias JBNN no Brasil-SE, ou seja, menos precipitação no centro-leste do Brasil e mais precipitação no sul do Brasil (Figuras 4.18 a-h). O aumento mais forte da precipitação sobre o sul do Brasil durante a primavera austral (Figura 4.18l) durante JBNNs no Brasil-SE pode estar associado à maior ocorrência de frentes frias cruzando o sul / sudeste do Brasil, reforçando a formação de nuvens e precipitação sobre a região ((De Jesus et al., 2016)).

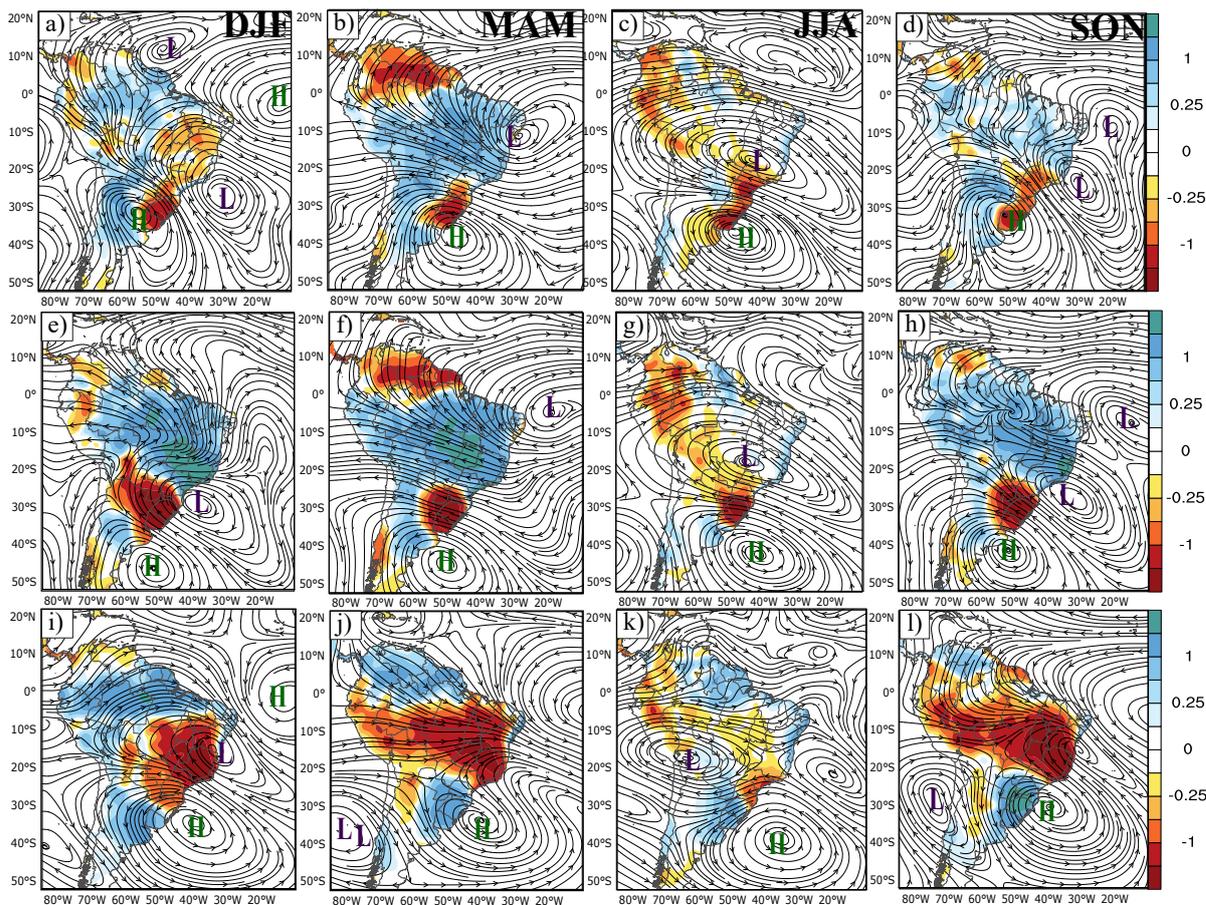


Figura 4.18: Anomalias sazonais (DJF, MAM, JJA e SON) (dias com menos sem JBNN) de precipitação e linhas de corrente em 250 hPa. Sombreado indica anomalias do sumidouro de precipitação (vermelho é positivo; azul negativo): (a) - (b) - (c) - (d) Argentina, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-S, (i) - (j) - (k) - (l) Brasil-SE.

Anomalias de circulação em níveis superiores para JBNNs Brasil-NE mostram a presença de uma baixa pressão sobre o nordeste do Brasil no DJF, que migra para o sudeste durante o MAM e JJA e para o sul em SON (Figuras 4.19a-d). Essa baixa pressão induz subsidência com consequentes supressão da precipitação durante os JBNNs em uma área ampla, que ultrapassa aquela do núcleo do JBNN e avança de nordeste para sudeste do Brasil durante DJF e MAM. A anomalia negativa da chuva ocupa uma área maior em comparação com o sumidouro de umidade positivo (menos precipitação nas Figuras 4.16a-d). Quando em JJA e SON a baixa pressão anômala de nível superior se afasta (para o sul), a anomalia de precipitação negativa ocupa uma área menor.

De acordo com as Figuras 4.19e-l, os dias JBNN Brasil-N e Venezuela apresentam anomalias de circulação (e precipitação) em níveis superiores semelhantes, principalmente em DJF e MAM quando essas regiões apresentam frequências mais altas de JBNNs (Figura ??). Em latitudes tropicais (15°S a 15°N), as anomalias de circulação

mostram um enfraquecimento e intensificação dos ventos de leste, respectivamente, ao norte e ao sul do equador, exceto em DJF, quando é observada uma anomalia cross-equatorial sul-sudoeste (Figuras 4.19e). Além disso, esses JBNNs estão associados à supressão da convecção perto dos núcleos dos jatos de acordo com a anomalia positiva do sumidouro de umidade (Figuras 4.17e-h) e precipitação excessiva a jusante dos testemunhos.

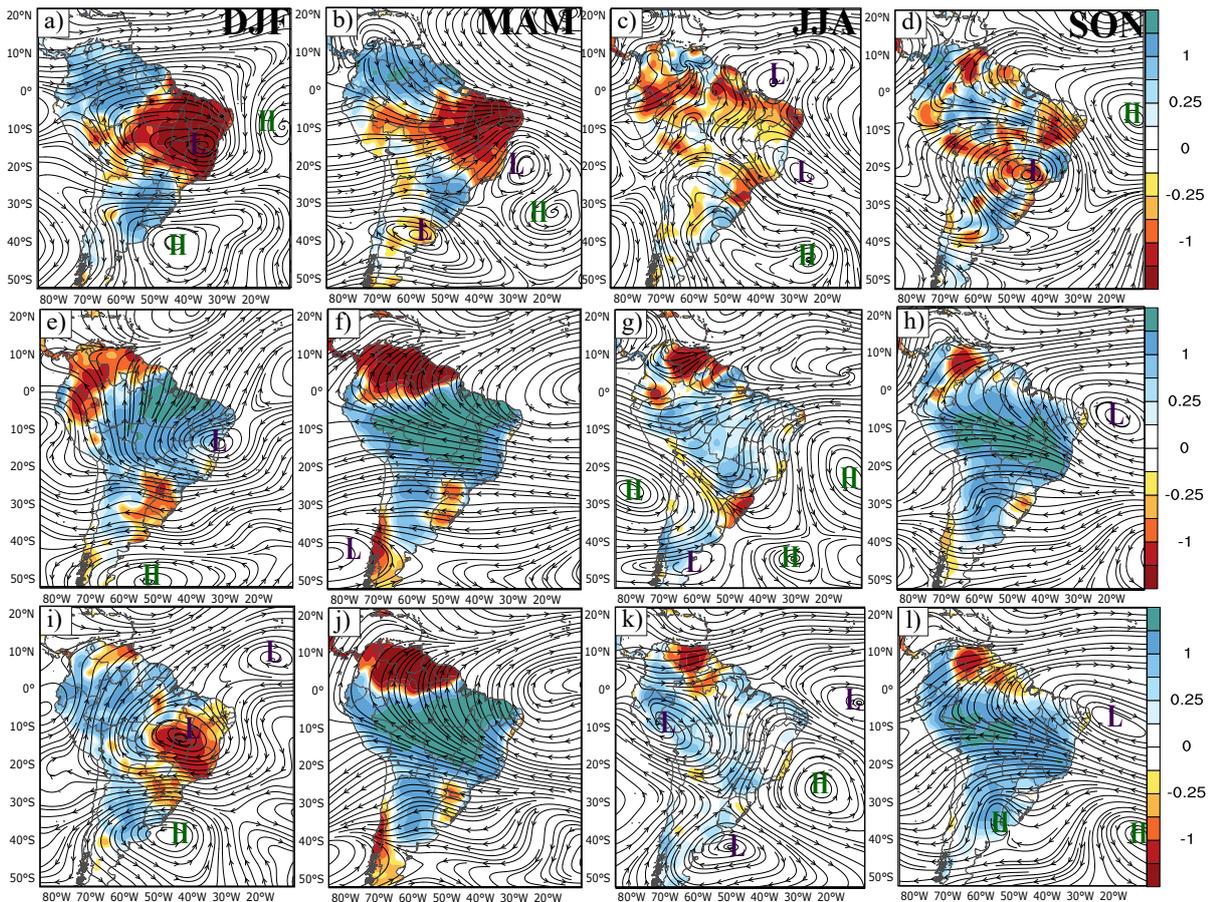


Figura 4.19: O mesmo que a 4.18, mas mas para (a) - (b) - (c) - (d) Brasil-NE, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-N, (i) - (j) - (k) - (l) Venezuela.

Para os dias de JBNN na Argentina, um anticiclone anômalo a 250 hPa está localizado no centro-norte da Argentina, seguido a jusante por uma baixa pressão anômala no leste do sudeste do Brasil (Figura : 4.20a). De acordo com as anomalias de ROL, este padrão de circulação está associado à precipitação acima do normal sobre o centro-norte da Argentina (Figura : 4.20a), que coincide com a intensificação do sumidouro mostrado na Figura : 4.20a. Imediatamente a jusante, sobre o sul do Brasil e o Oceano Atlântico, a anomalia ROL indica supressão da precipitação de acordo com a anomalia

positiva de sumidouros de umidade (Figuras : 4.16a, : 4.17a).

A alta pressão anômala de alto nível para os dias JBNN no Brasil-S é semelhante (Figura : 4.20e) à da Argentina (Figura : 4.20a), mas com o centro do anticiclone ligeiramente deslocado para sudeste. A anomalia de ROL na Figura : 4.20b indica anomalia de precipitação negativa mais forte (positiva mais fraca) (como também mostrado pela anomalia positiva de sumidouro de umidade na Figura : 4.16.b) sobre o sul do Brasil (centro da Argentina) em comparação com a Argentina (Figura : 4.20a). De acordo com as anomalias de ROL, os dias JBNN na Argentina e no Brasil-S (Figuras : 4.20a, e) apresentam um padrão de dipolo, na forma de banda noroeste-sudeste, com supressão de chuvas no sudeste da América do Sul (sul do Brasil, nordeste da Argentina e Paraguai) e intensificação das chuvas da Amazônia ao sudeste do Brasil, conforme já discutido nas análises dos padrões de precipitação na Figura : 4.20 (Carvalho et al., 2011).

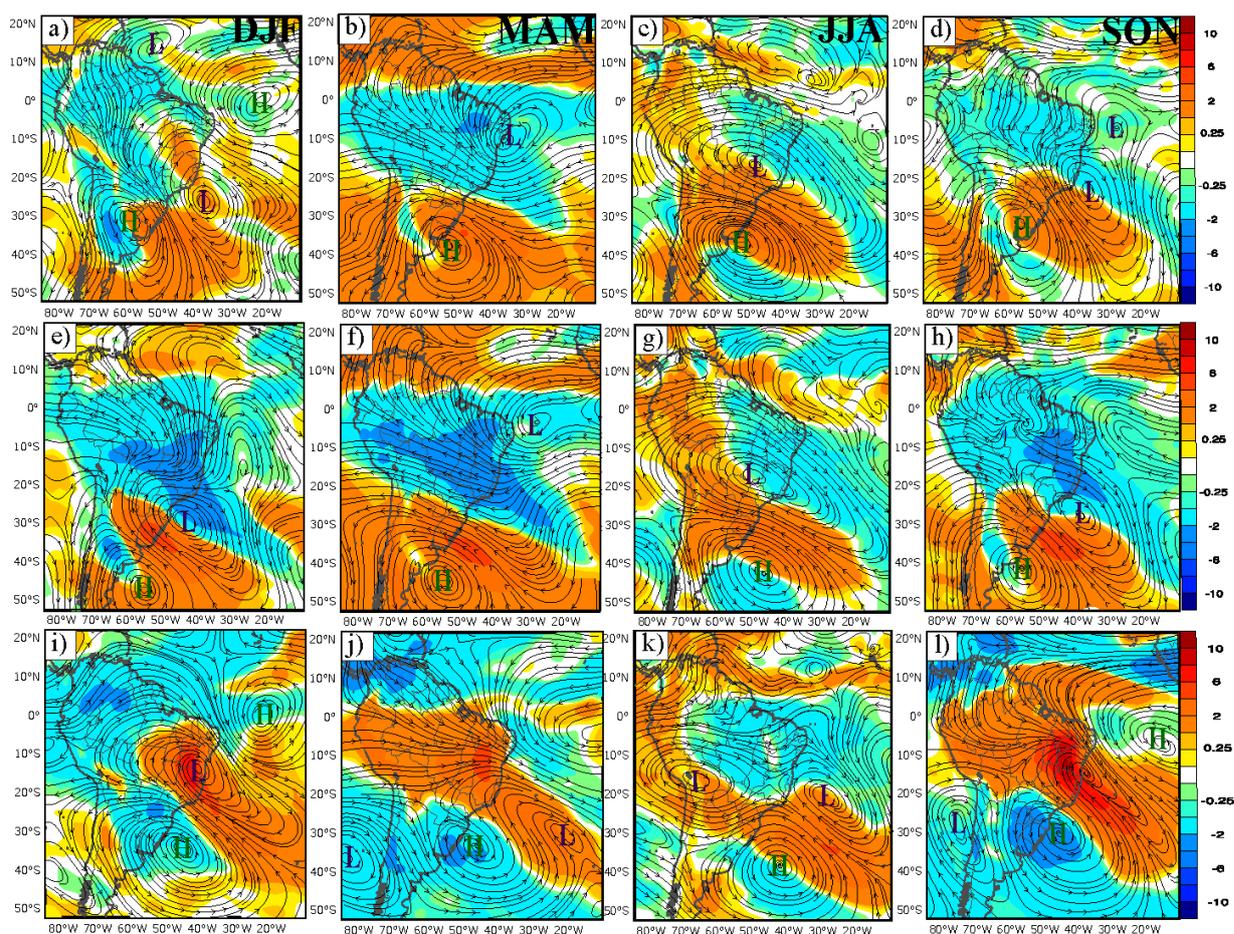


Figura 4.20: Anomalias sazonais (dias com JBNN menos a climatologia) da radiação de onda longa de emergente (OLR em sombreado, W / m²) e linhas de corrente em 250 hPa às 00:00 LT para: para: (a) - (b) - (c) - (d) Argentina, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-S, (i) - (j) - (k) - (l) Brasil-SE.

Os dias JBNN no Brasil-NE mostram uma ampla área de anomalia negativa fraca (positiva mais fraca) de OLR sobre o centro-norte (centro-sul) da América do Sul, indicando precipitação normal acima (abaixo) no ramo oceânico do ITCZ e na bacia amazônica (Figura : 4.21a). Essas anomalias de OLR estão associadas ao enfraquecimento dos ventos de oeste de 250 hPa em latitudes subtropicais e a um ciclone anômalo e amplo nas latitudes tropicais (Figura : 4.21a,b). Os JBNNs na Venezuela (Figura : 4.21i,l) apresentam circulação em níveis superiores e anomalias de OLR semelhantes aos de Brazil-N (Figura : 4.21.e-h), mas em valores absolutos as anomalias de OLR são menores para os dias de JBNN na Venezuela do que no Brazil-N.

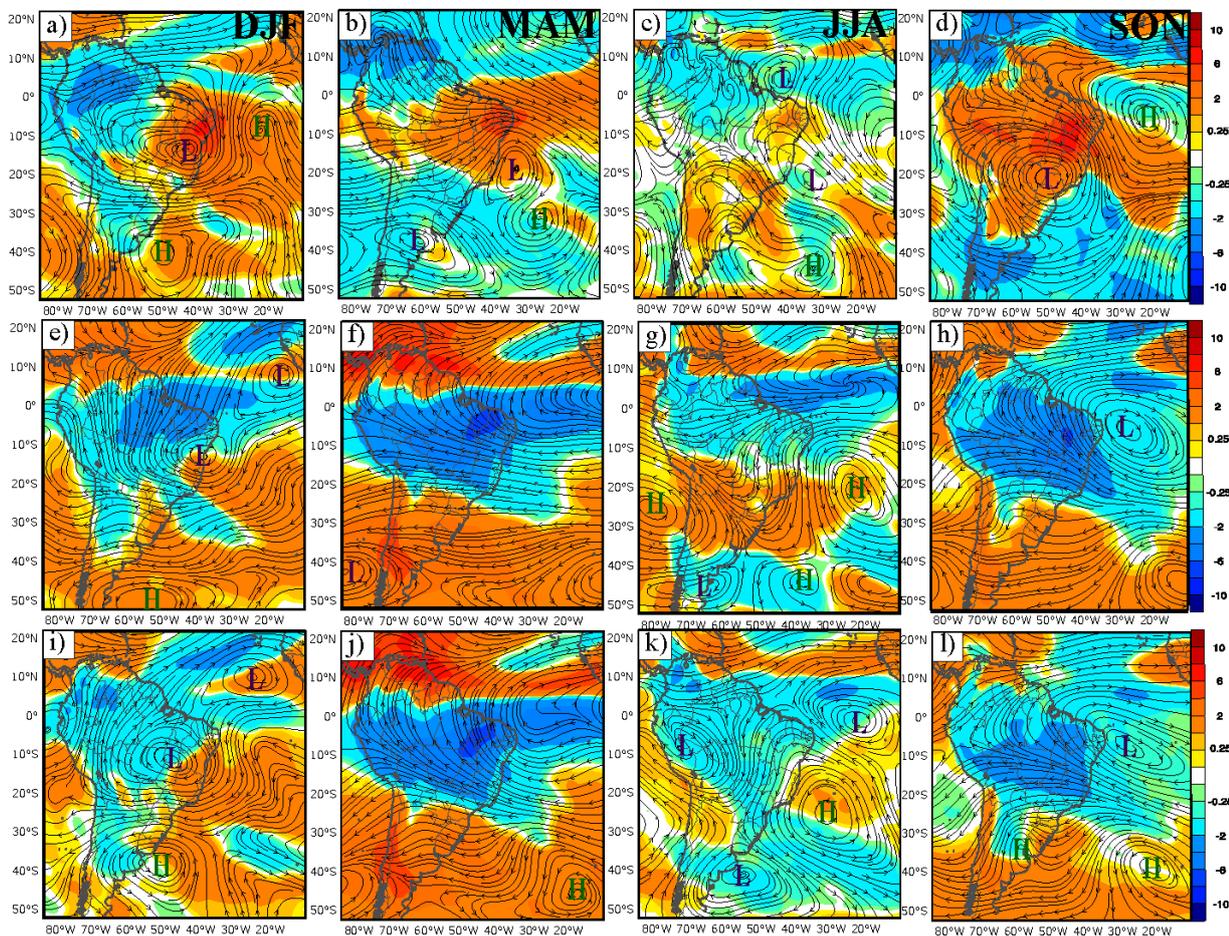


Figura 4.21: O mesmo que a 4.20, mas para (a) - (b) - (c) - (d) Brasil-NE, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-N, (i) - (j) - (k) - (l) Venezuela.

Para cada região, definimos a área limitada pelo percentil de 75º (linhas vermelhas : 4.12, : 4.13 e : 4.14, : 4.15) do sumidouro de umidade (valores negativos nas Figuras mencionadas) para integrar o sumidouro e a precipitação durante os JBNNs. Com isso, foi calculada a correlação temporal (coeficiente de correlação de Pearson), entre sumi-

douros de umidade e a precipitação do Era-Interim. Em cada ponto de grade e realizou-se também o teste de significância estatística t de Student considerando o nível de 95% de confiança ($\alpha=0,05$) (Figura 7).

Para os JBNNs da Argentina, os sumidouros de umidade e precipitação estão estatisticamente correlacionados (correlações negativas indicam aumento da chuva quando os sumidouros de umidade são mais negativos), conforme mostrado na figura 4.22, e os pontos representa 95% de significância. As correlações são maiores no módulo quando os sumidouros de umidade são comparados com ERA-Interim do que com CPC (não mostrado aqui).

Este é um resultado esperado considerando que os sumidouros de umidade são obtidos diretamente do ERA-Interim e espera-se que exista um balanço hídrico nos dados de reanálise. Este equilíbrio não ocorre no CPC, uma vez que ele apenas interpola observações de pluviômetros sem considerar qualquer outro processo dinâmico ou termodinâmico na atmosfera. As correlações sazonais entre as áreas (percentil de 75%) apresentam forte correlação negativa com núcleos intensos sobre a região da Argentina o que indica uma aumento da precipitação (Figura 4.22a,b,c e d).

Para o Brasil-S temos uma diminuição na correlação ao logo dos meses, somente na estação de JJA temos um intenso núcleo de correlação negativa no Uruguai e próximo ao Rio Grande do Sul (RS), o que está de acordo com a figura (4.22d,e,f e g) que mostra a climatologia dos dias com JBNNs.

Para todas as estações, no Brasil-SE (Figura 4.22j,k e l) apresentam valores baixos de correlação e em MAM as correlações são positivas. Como foi observado nas anomalias de precipitação, ocorre menos precipitação no centro-leste do Brasil e mais precipitação no sul do Brasil (Figuras 4.22i,j,k e l).

Neste caso, as áreas de anomalias de sumidouros negativos (percentil 75%) são relativamente menos correlacionadas com a precipitação do que no Brasil-S e na Argentina, mas ainda são estatisticamente significativas em algumas estações. Essas correlações menores podem estar associadas a anomalias de sumidouros de umidade ocupando áreas maiores sobre o oceano do que no continente (Figuras 4.16i), enquanto o oposto ocorre para anomalias de precipitação (Figuras 4.16l).

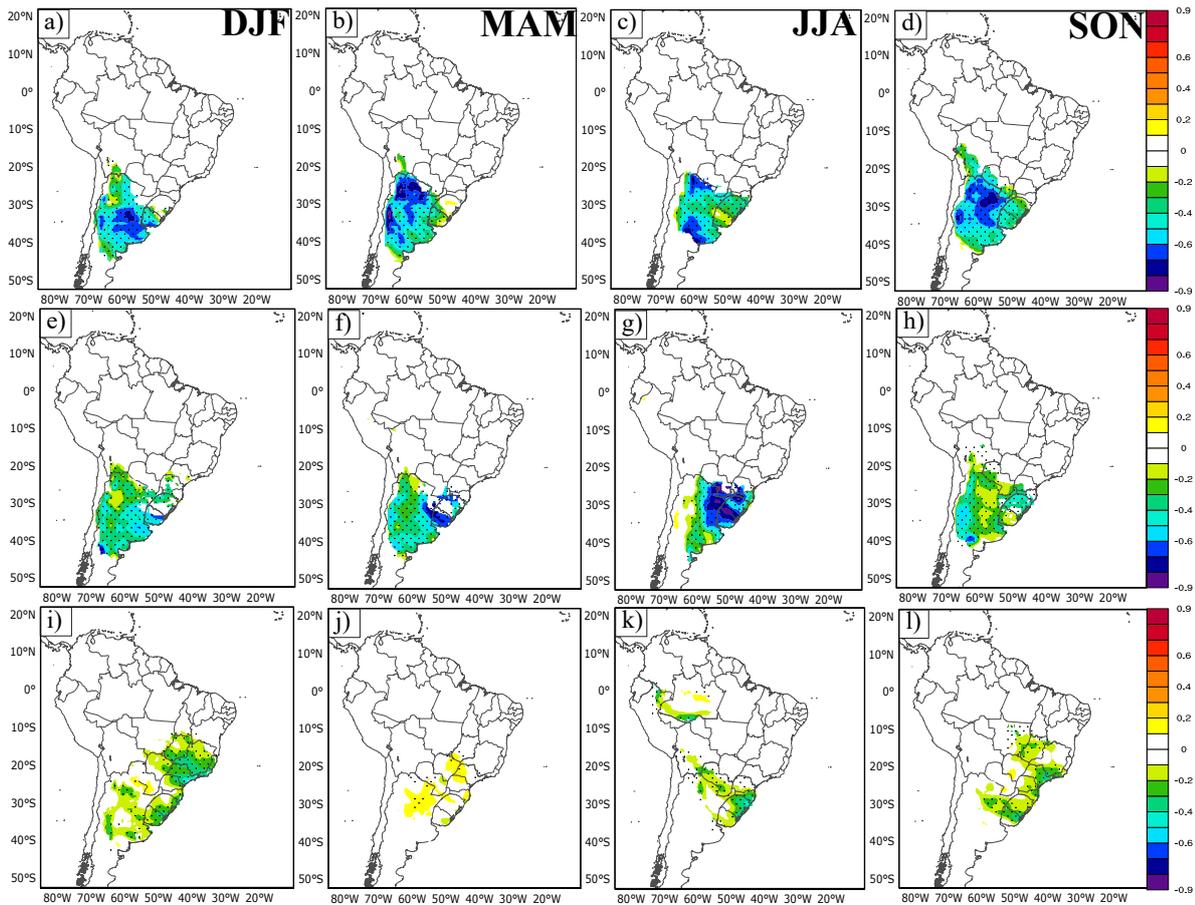


Figura 4.22: Correlação espacial sazonal entre a climatologia da precipitação proveniente do Era-Interim e dos sumidouros de umidade para: (a) - (b) - (c) - (d) Argentina, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-S, (i) - (j) - (k) - (l) Brasil-SE. Aplicado uma máscara com percentil de 75% (: 4.12, : 4.13 e : 4.14, : 4.15). O teste t de Student foi aplicado considerando 95% de confiança ($\alpha=0,05$) e os pontos na cor preta na figura representam locais onde a correlação é significativa (em geral, valores acima de 0,3)

A região do Brasil-NE apresentou ao longo das estações no dias com JBNNs, as maiores correlações em relação as outras regiões. As estações de MAM e SON, apresentaram núcleos intensos de correlação negativa, além disso os mapas estão de acordo com os mapas de anomalias negativas de precipitação (Figura 4.23b e d). As figuras, para os dias com JBNNs Brasil-N e Venezuela, apresentam correlações significativas para os meses de DJF e MAM(Figura 4.23e,i; f,j), mais intensas a jusante dos jatos. A correlação entre os sumidouros de umidade e precipitação, apresenta uma maior correlação negativa em DJF e vai diminuindo a intensidade até voltar a aumentar em SON(Figura 4.23h-l).

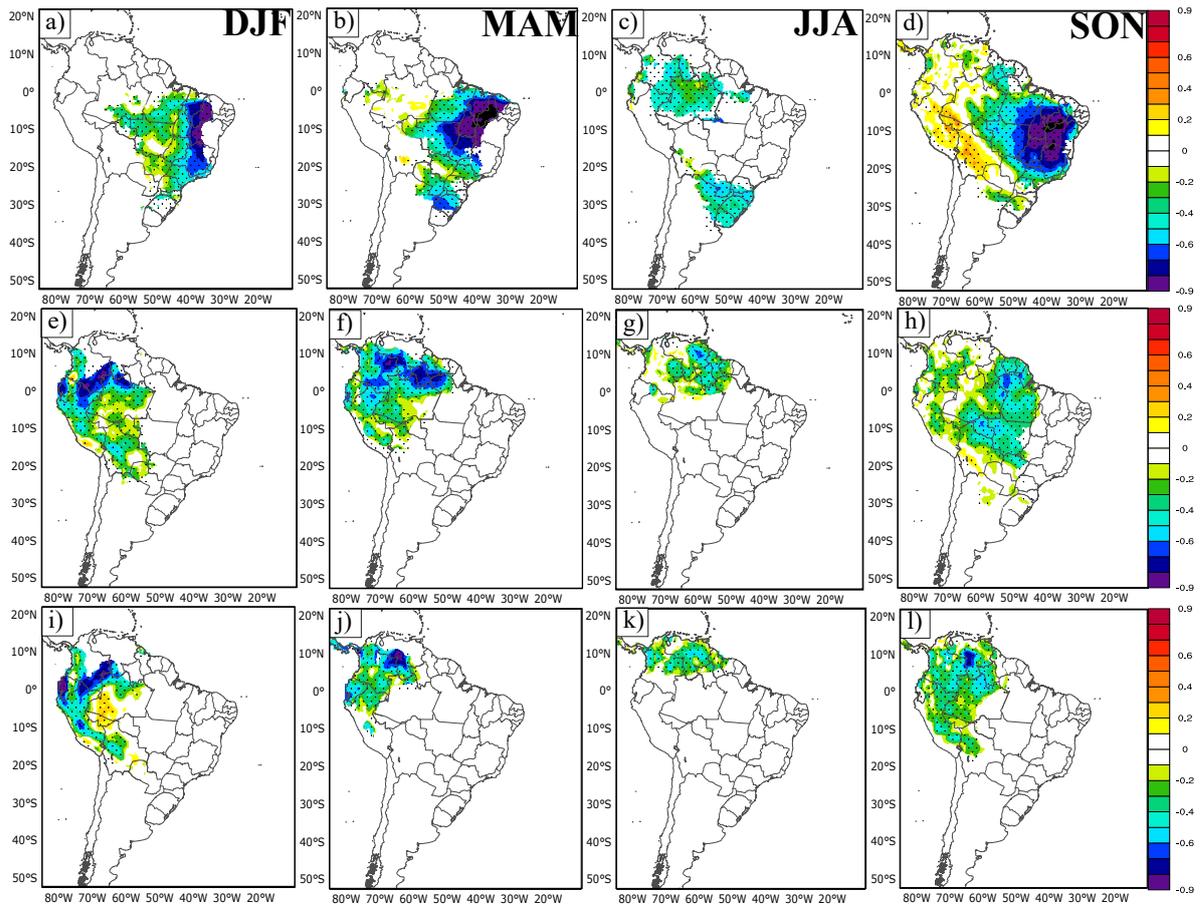


Figura 4.23: O mesmo que a 4.22, mas para (a) - (b) - (c) - (d) Brasil-NE, (e) - (f) - (g) - (h) Brasil-N, (i) - (j) - (k) - (l) Venezuela.

Conclusões

Para este estudo da América do Sul usamos 37 anos (1980-2017) da reanálise ERA-Interim para identificar as regiões de ocorrência de jatos noturnos de baixo nível (JBNNs) e fontes de umidade e sumidouros associados. A identificação do JBNN considerou um índice baseado no cisalhamento vertical da velocidade do vento às 00:00 hora local (LT) em comparação com 12:00 LT proposto por Rife et al. (2010), enquanto as fontes / sumidouros de umidade são obtidas pelo modelo Lagrangiano FLEXPART (Stohl et al., 1995). Considerando a frequência sazonal de JBNNs na América do Sul, selecionamos seis regiões principais de sua ocorrência: Argentina, Brasil-S, Brasil-SE, Brasil-NE, Brasil-N e Venezuela. Os perfis verticais de velocidade do vento mostram esses jatos noturnos de baixo nível agindo entre os níveis de 900 hPa-650 hPa, com velocidades de pico ocorrendo principalmente em 900 hPa. Portanto, os jatos noturnos de baixo nível analisados aqui têm velocidade máxima em níveis mais baixos do que anteriormente documentado para o jato de baixo nível da América do Sul com picos de velocidade em 850 hPa (Marengo et al., 2004; Montini et al., 2019). Em termos de sazonalidade, uma maior frequência de dias com JBNNs é observada nas estações mais quentes do ano, ou seja, na primavera e verão austral (DJF e SON), exceto na região Brasil-NE, onde o jato é frequente durante todos os meses do ano, com um pequeno aumento na frequência durante a primavera austral. O verão austral é a estação com a maior frequência de dias com JBNNs na Argentina, Brazil-S, Brazil-N e Venezuela, enquanto o Brasil-SE apresenta alta frequência semelhante durante o verão e a primavera. Os JBNNs para a maioria das estações e regiões persistem com mais frequência por um ou dois dias. A exceção ocorre para o Brasil-NE que apresenta maior frequência de JBNNs de longa vida (até 8 dias), exceto durante o inverno austral. A maior persistência do JBNN Brasil-

NE é explicada pela ligação entre este jato e os ventos alísios de leste / sudeste no setor noroeste do anticiclone subtropical do Atlântico Sul.

O modelo Lagrangiano FLEXPART aplicado para as regiões do núcleo JBNN é capaz de identificar as fontes e sumidouros de umidade durante os dias de jato. Foi possível verificar que as principais fontes de umidade são os oceanos Atlântico Norte e Sul, os quais desempenham papéis fundamentais no transporte de umidade para o continente por meio dos JBNNs. Além disso, a reciclagem que ocorre na Amazônia também é responsável por parte da umidade que chega ao noroeste da Argentina e ao sul do Brasil, onde a Bacia do Prata também atua como importante fonte local de umidade para essas regiões. Os JBNNs da Venezuela e do Brasil-N estão relacionados à fonte de umidade tropical do Oceano Atlântico Norte, enquanto os jatos Brasil-NE e Brasil-SE têm no Oceano Atlântico Sul tropical sua principal fonte de umidade.

As regiões da Argentina e Brasil-S, apresentam semelhanças nas configurações atmosféricas, sugerindo a presença de um dipolo Leste-Oeste nos dias com jato, maior precipitação sobre o centro-leste da Argentina e supressão sobre o Rio Grande do Sul. Um anticiclone anômalo sobre o Oceano Atlântico Sul reforça os ventos do nordeste caracterizando o JBNN em ambas as regiões. Em altos níveis foi observado uma alta pressão anômalas em todas estações, o que reforça a precipitação no centro-leste e supressão de chuva no sul do Brasil.

O Brasil-SE apresenta dipolo como na Argentina e Brasil-S, porém não configurado em MAM. A precipitação nos dias de JBNNs é mais concentrada sobre o sul da AS e sobre o oceano ATS. Um anticiclone centrado em 30°S intensifica os ventos do norte / nordeste explicando a formação do jato nesta região. Em níveis superiores observa-se um anticiclone anômalo localizado a leste do sul do Brasil, com uma baixa pressão anômala (ou vale) a jusante sobre o sudeste do Brasil. Para o período de DJF e JJA, observasse para ambas as anomalias positivas de PNMM, entre o sudeste-nordeste do Brasil e o oceano Atlântico. A presença dessas anomalias desfavorece os movimentos ascendentes na atmosfera e a formação de nuvens, como consequência tem-se um aquecimento mais efetivo da TSM (10°S-40°S), o que implica nas anomalias positivas dessa variável. Isso também desfavorece a passagem de frentes frias sobre o sudeste do Brasil.

No Brasil-NE a intensidade do JBNNs é mais forte em SON e mais fraca em JJA, mostrando grande influência sobre os sumidouros locais e remotos, com diminuição de

precipitação sobre a bacia amazônica em JJA e sobre parte nordeste do Brasil e aumento ao sul e leste do núcleo do JBNN. Em níveis superiores nota-se uma baixa pressão sobre o nordeste que migra de sudeste durante em JJA e para o sul no SON. As anomalias de TSM em DJF e JJA mostram um dipolo positivo do Atlântico Tropical indicando que nos dias com atuações dos JBNNs, ocorre um déficit de precipitação no Brasil-NE.

As regiões do Brasil-N e Venezuela, apresentam padrões semelhantes de precipitação localizada a jusante dos núcleos dos jatos cobrindo a bacia amazônica centro-oeste, incluindo Peru e Colômbia, durante DJF e MAM. As anomalias de circulações em altos níveis mostram enfraquecimento e intensificação dos ventos de leste, respectivamente, ao norte e ao sul do equador. Exceto em DJF, quando é observada uma anomalia cross-equatorial sul-sudoeste. As anomalias de TSM para ambas regiões mostra o dipolo do Atlântico Tropical negativo o que influencia nos movimentos ascendentes sobre as regiões, intensificando a formação de nuvens e aumentando os totais pluviométricos.

A metodologia de (Rife et al., 2010) permitiu descrever novas ou pouco exploradas regiões de atividade de JBNN (Brasil-S, Brasil-SE, Brasil-NE, LLJ Argentina), bem como sua sazonalidade e fontes de umidade associadas e sumidouros. Desta forma, esta pesquisa adiciona mais um passo no entendimento dos JBNNs na América do Sul em termos de sua climatologia (região de ocorrência, sazonalidade, persistência, intensidade) em algumas regiões específicas do continente. A associação entre fontes e sumidouros de umidade e sua relação com os jatos noturnos de baixo nível também foi explorada. No entanto, mais pesquisas são necessárias para melhor compreender os JBNNs, especialmente sua relação com a variabilidade interanual e os períodos de seca e umidade associados na América do Sul. Um melhor entendimento da modulação JBNNs devido à variabilidade climática pode ajudar a melhorar a previsão do clima em escalas de tempo sazonal a sub-sazonal. As figuras (5.1 e 5.2) mostram um resumo das principais características da atuação dos JBNNs e as fontes de umidade para a metade norte e sul do AS. A anomalia anticiclônica é observada para os jatos observados no setor sul da AS.

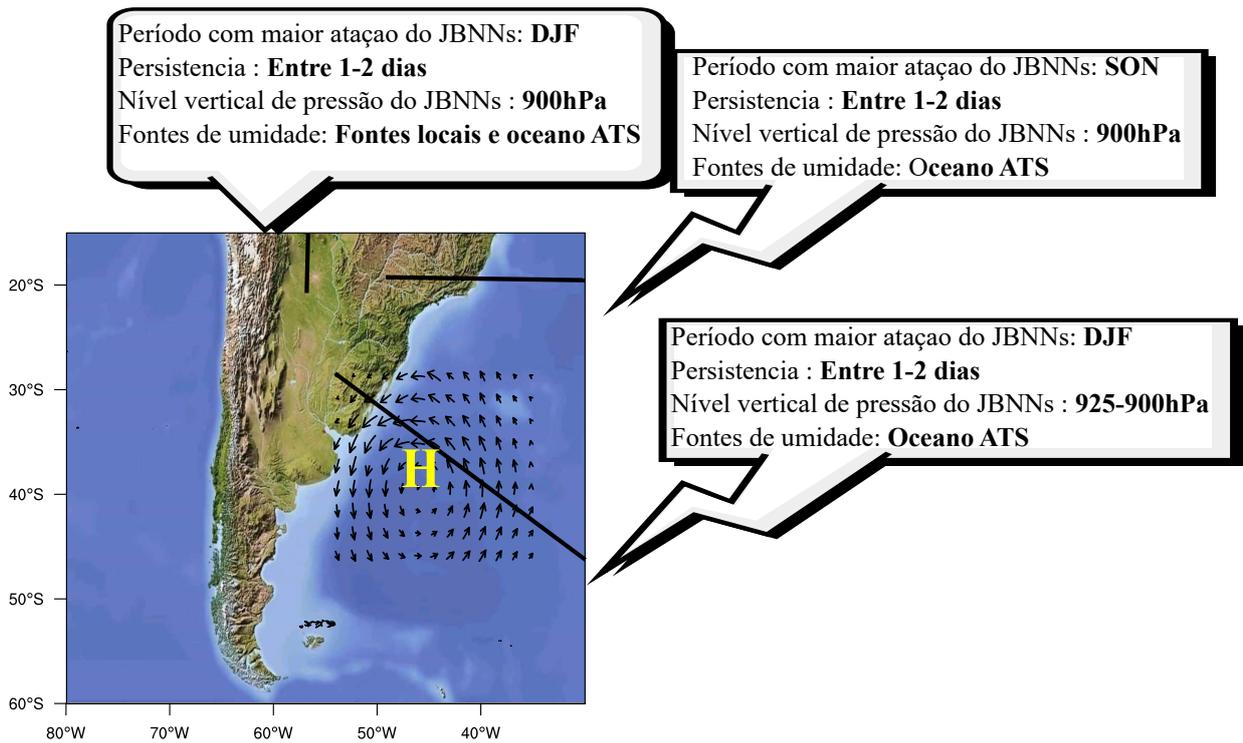


Figura 5.1: Esquema das principais características da atuação dos JBNNs para a metade sul da AS. Os vetores e a letra em amarelo (H) representa anomalia anticiclônica

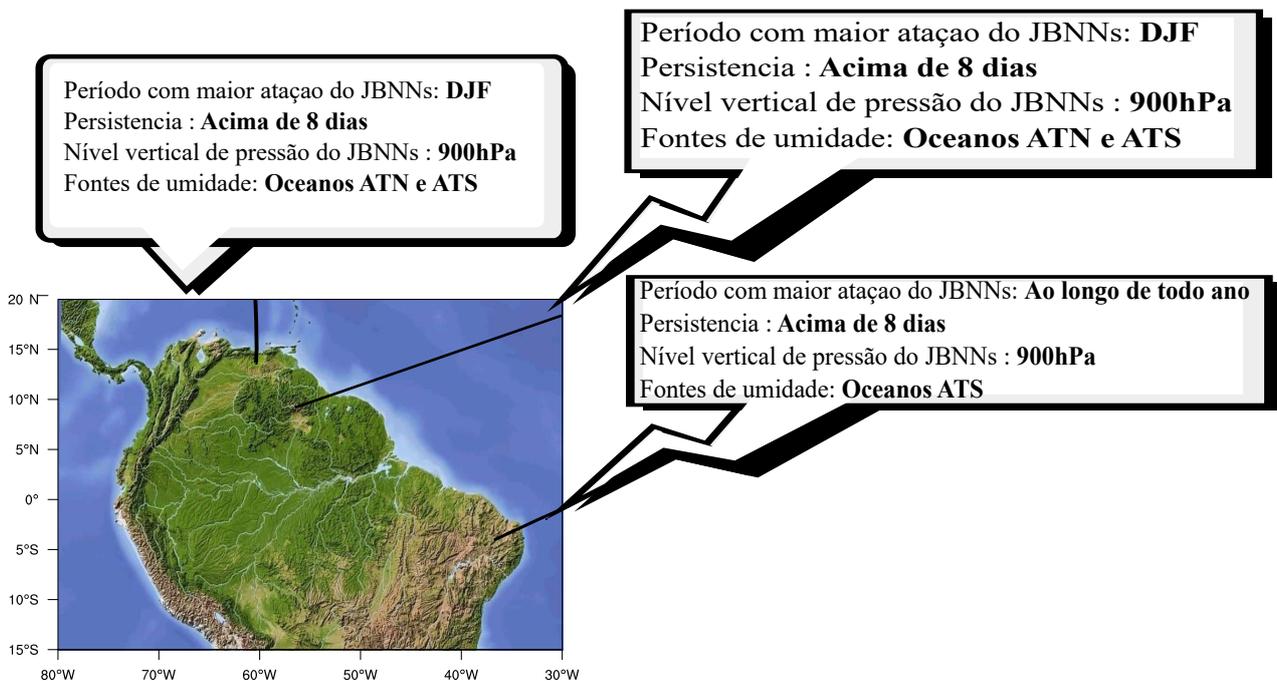


Figura 5.2: Esquema das principais características da atuação dos JBNNs para a metade norte da AS.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros:

Algumas questões relevantes surgem a partir deste estudo, as quais apontam para o desenvolvimento de trabalhos futuros, tais como:

- Estudar os eventos de secas e inundações relacionado com os dias com e sem JBNN da AS,afim de analisar a influência;
- Investigar a simultaneidade da atuação dos JBNN, um exemplo o jato que ocorre na Argentina é o mesmo que ocorre no Brasil-S, isso para todas as regiões;
- Uma análise mais detalhada da contribuição da TSM nos dias com atuação do JBNN;
- Analisar as regiões estudadas e os dias com atuação dos JBNNs utilizado modelo regional, para verificar a influência da intensidade do cisalhamento dos jatos nos aerogeradores dos parques eólicos;
- Investigar a influencia da variabilidade dos modos ENOS (El Niño Oscilação Sul) nos JBNNs e no transporte de umidade ao longo da AS;
- Uma análise através de métodos estatísticos (correlação, EOF,...) da temperatura da superfície do mar e as fontes e sumidouros encontradas nesse trabalho;

Referências Bibliográficas

- O papel da umidade da Bacia do Amazonas no ramo atmosférico do ciclo hidrológico: uma análise Lagrangiana, vol. 18
- Algarra I., Eiras-Barca J., Nieto R., Gimeno L., Global climatology of nocturnal low-level jets and associated moisture sources and sinks, *Atmospheric Research*, 2019, vol. 229, p. 39
- Alves J. M. B., Reanálise de índices de temperatura da superfície do mar no Atlântico e Pacífico tropicais potenciais indicadores da qualidade da estação chuvosa do setor norte do Nordeste do Brasil, *Revista brasileira de Agrometeorologia*, 2002, vol. 10, p. 179
- Ambrizzi T., Ferraz S. E., An objective criterion for determining the South Atlantic Convergence Zone, *Frontiers in Environmental Science*, 2015, vol. 3, p. 23
- Anabor V., Stensrud D. J., De Moraes O. L., Serial upstream-propagating mesoscale convective system events over southeastern South America, *Monthly weather review*, 2008, vol. 136, p. 3087
- Angelini I. M., Garstang M., Davis R. E., Hayden B., Fitzjarrald D. R., Legates D. R., Greco S., Macko S., Connors V., On the coupling between vegetation and the atmosphere, *Theoretical and Applied Climatology*, 2011, vol. 105, p. 243
- Anselmo E. M., Schumacher C., Machado L. A., The Amazonian Low-level Jet and its Connection to Convective Cloud Propagation and Evolution, *Monthly Weather Review*, 2020, vol. 148, p. 4083

- Aranda D. F. C., *Procesos del ciclo hidrológico*. UASLP, 1984
- Arraut J. M., Nobre C., Barbosa H. M., Obregon G., Marengo J., Aerial rivers and lakes: looking at large-scale moisture transport and its relation to Amazonia and to subtropical rainfall in South America, *Journal of Climate*, 2012, vol. 25, p. 543
- Arraut J. M., Satyamurty P., Precipitation and water vapor transport in the Southern Hemisphere with emphasis on the South American region, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2009, vol. 48, p. 1902
- Baas P., Bosveld F., Klein Baltink H., Holtslag A., A climatology of nocturnal low-level jets at Cabauw, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2009, vol. 48, p. 1627
- Balbinot R., de Oliveira N. K., Vanzetto S. C., Pedroso K., Valério Á. F., O papel da floresta no ciclo hidrológico em bacias hidrográficas The forest role in the hydrological cycle at hydrological basins, *Ambiência*, 2008, vol. 4, p. 131
- Baumgartner A., Reichel E., *The world water balance: mean annual global, continental and maritime precipitation and run-off*. Elsevier, 1975
- Blackadar A. K., Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1957, vol. 38, p. 283
- Bluestein H. B., *Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and theory of weather systems*. vol. 2, Taylor & Francis, 1992
- Bonner W. D., Climatology of the Low Level Jet, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1968, vol. 96, p. 833
- Bosilovich M. G., Chern J.-D., Simulation of water sources and precipitation recycling for the MacKenzie, Mississippi, and Amazon River basins, *Journal of Hydrometeorology*, 2006, vol. 7, p. 312
- Boyer T., Levitus S., Antonov J., Locarnini R., Mishonov A., Garcia H., Josey S. A., Changes in freshwater content in the North Atlantic Ocean 1955–2006, *Geophysical Research Letters*, 2007, vol. 34

- Braga R. H. M., Um Estudo Climatológico da Interação Trópicos-Extratrópicos Através do Jato de Baixos Níveis, 2006, Tese de Doutorado
- Brahmananda Rao V., De Lima M. C., Franchito S., Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern northeast Brazil, *Journal of Climate*, 1993, vol. 6, p. 1754
- Brioude J., Angevine W., McKeen S., Hsie E.-Y., Numerical uncertainty at mesoscale in a Lagrangian model in complex terrain, *Geoscientific Model Development*, 2012, vol. 5, p. 1127
- Brioude J., Arnold D., Stohl A., The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART-WRF version 3.1, *Geoscientific Model Development*, 2013, vol. 6, p. 1889
- Browning K., Pardoe C., Structure of low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1973, vol. 99, p. 619
- Brubaker K. L., Entekhabi D., Eagleson P., Estimation of continental precipitation recycling, *Journal of Climate*, 1993, vol. 6, p. 1077
- Carril A. F., Cavalcanti I. F., Menendez C. G., Sörensson A., López-Franca N., Rivera J. A., Robledo F., Zaninelli P. G., Ambrizzi T., Penalba O. C., et al., Extreme events in the La Plata basin: a retrospective analysis of what we have learned during CLARIS-LPB project, *Climate Research*, 2016, vol. 68, p. 95
- Carvalho L. M., Silva A. E., Jones C., Liebmann B., Dias P. L. S., Rocha H. R., Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system, *Climate dynamics*, 2011, vol. 36, p. 1865
- Castillo R., Nieto R., Drumond A., Gimeno L., The role of the ENSO cycle in the modulation of moisture transport from major oceanic moisture sources, *Water Resources Research*, 2014, vol. 50, p. 1046
- Cécé R., Bernard D., Brioude J., Zahibo N., Microscale anthropogenic pollution modeling in a small tropical island during weak trade winds: Lagrangian particle dispersion simulations using real nested LES meteorological fields, *Atmospheric environment*, 2016, vol. 139, p. 98

- Chaves R. R., Cavalcanti I. F. A., Eventos extremos de precipitação sobre o sul do Nordeste. In XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro , 2000
- Chiba O., Kobayashi S., A study of the structure of low-level katabatic winds at Mizuho Station, East Antarctica, *Boundary-Layer Meteorology*, 1986, vol. 37, p. 343
- Costa M. H., Foley J. A., Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1999, vol. 104, p. 14189
- Davis P., Development and mechanisms of the nocturnal jet, *Meteorological Applications*, 2000, vol. 7, p. 239
- De Jesus E. M., da Rocha R. P., Reboita M. S., Llopert M., Dutra L. M. M., Remedio A. R. C., Contribution of cold fronts to seasonal rainfall in simulations over the southern La Plata Basin, *Climate Research*, 2016, vol. 68, p. 243
- de Quadro M. F. L., Pezzi L. P., Rosa E. B., O Climanálise e o monitoramento da ZCAS nos últimos 30 anos, 2016
- De Sousa Campos CJ R. E., Estudo Observacional de Jatos de Baixos Níveis no Litoral Norte e Nordeste do Pará Durante o Período Chuvoso e Seco, Dissertação (Faculdade de Meteorologia)–Universidade Federal de Pelotas, 140pp, 2005, Tese de Doutorado
- De Souza E., Kayano M., Ambrizzi T., Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season, *Theoretical and Applied Climatology*, 2005, vol. 81, p. 177
- de Souza P. H., Sanches R. G., dos Santos B. C., ANÁLISE DAS CHUVAS NO MUNICÍPIO DE ALFENAS/MG: ÍNDICES CLIMÁTICOS E CHUVAS INTENSAS NA SÉRIE HISTÓRICA, 1984-2016., *Revista Brasileira de Climatologia*, 2018, vol. 1
- Dee D., Uppala S., Simmons A., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M., Balsamo G., Bauer P., et al., 2011 Thé-paut J.-N., Vitart F
- Dirmeyer P. A., Brubaker K. L., DelSole T., Import and export of atmospheric water vapor between nations, *Journal of hydrology*, 2009, vol. 365, p. 11

- Drumond A., Nieto R., Gimeno L., Ambrizzi T., A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2008, vol. 113
- Drumond A. R. d. M., Anomalias de TSM no Hemisfério Sul e seu Impacto na Monção Sul Americana, INSTITUTO DE ASTRONOMIA, 2005, Tese de Doutorado
- Durán-Quesada A., Reboita M., Gimeno L., Precipitation in tropical America and the associated sources of moisture: a short review, *Hydrological sciences journal*, 2012, vol. 57, p. 612
- Durán-Quesada A. M., Gimeno L., Amador J., Role of moisture transport for Central American precipitation, *Earth System Dynamics*, 2017, vol. 8, p. 147
- Eltahir E. A., Bras R. L., Precipitation recycling in the Amazon basin, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1994, vol. 120, p. 861
- Emanuel K. A., Živković-Rothman M., Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1999, vol. 56, p. 1766
- Farquharson J. S., The diurnal variation of wind over tropical Africa, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1939, vol. 65, p. 165
- Ferreira A. G., da Silva Mello N. G., Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região, *Revista brasileira de climatologia*, 2005, vol. 1
- Fetter R., Oliveira C. H. d., Steinke E. T., Proposition of an Index for the Study of the Variability of Space-Temporal Rainfall in Brazil, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2018, vol. 33, p. 225
- Findlater J., A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1969, vol. 95, p. 362
- Fu R., Dickinson R. E., Chen M., Wang H., How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon?, *Journal of Climate*, 2001, vol. 14, p. 4003

- Gimeno L., Grand challenges in atmospheric science, *Frontiers in Earth Science*, 2013, vol. 1, p. 1
- Gimeno L., Drumond A., Nieto R., Trigo R. M., Stohl A., On the origin of continental precipitation, *Geophysical Research Letters*, 2010, vol. 37
- Gimeno L., Nieto R., Drumond A., Castillo R., Trigo R., Influence of the intensification of the major oceanic moisture sources on continental precipitation, *Geophysical Research Letters*, 2013, vol. 40, p. 1443
- Gimeno L., Nieto R., Drumond A., Durán-Quesada A. M., Ocean Evaporation and Precipitation, *Encyclopedia of Sustainability Science and Technology*, 2012, pp 7244–7263
- Gimeno L., Stohl A., Trigo R. M., Dominguez F., Yoshimura K., Yu L., Drumond A., Durán-Quesada A. M., Nieto R., Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation, *Reviews of Geophysics*, 2012, vol. 50
- Glickman T. S., , 1995 2000: *Glossary of Meteorology*
- Goessling H., Reick C., What do moisture recycling estimates tell us? Exploring the extreme case of non-evaporating continents, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, vol. 15, p. 3217
- Goualt J., 1938: Vents en altitude a Fort Lamy (Tchad), *Annales de Physique du Globe de la France d'Outre-Mer*, 1938, vol. 5, p. 70
- Guedes R. L., Silva Dias M. A. F. d., Estudo de tempestades severas associadas com o jato subtropical na América do Sul, III CBM: Anais 1980-2006, 1984
- Hastenrath S., Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies, *Journal of Climate*, 1990, vol. 3, p. 893
- Hegarty J., Draxler R. R., Stein A. F., Brioude J., Mountain M., Eluszkiewicz J., Nehr Korn T., Ngan F., Andrews A., Evaluation of Lagrangian particle dispersion models with measurements from controlled tracer releases, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2013, vol. 52, p. 2623
- Hoecker W. H., Three southerly low-level jet systems delineated by the Weather Bureau special pibal network of 1961, *Mon. Wea. Rev*, 1963, vol. 91, p. 573

- Holton J. R., An introduction to dynamic meteorology, American Journal of Physics, 1973, vol. 41, p. 752
- Hurrell J. W., Vincent D. G., On the Maintenance of Short-Term Subtropical Wind Maxima in the Southern Hemisphere during SOP-1, FGGE, Journal of climate, 1991, vol. 4, p. 1009
- Jiménez-Sánchez G., Markowski P. M., Jewtoukoff V., Young G. S., Stensrud D. J., The Orinoco Low-Level Jet: An Investigation of Its Characteristics and Evolution Using the WRF Model, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2019, vol. 124, p. 10696
- Jimenez Sanchez J. G., The Orinoco low-level jet, 2018
- Jones C., Recent changes in the South America low-level jet, npj Climate and Atmospheric Science, 2019, vol. 2, p. 20
- Karan H., Estudo do Jato de Baixos Níveis de Iperó e das implicações no Transporte de Poluentes no estado de São Paulo. 2002. 182 f, Tese (doutorado em Meteorologia)–instituto Astronômico e Geofísico . . . , 2002, Tese de Doutorado
- Keenan T., McBride J., Holland G., Davidson N., Gunn B., Diurnal variations during the Australian Monsoon Experiment (AMEX) phase II, Monthly Weather Review, 1989, vol. 117, p. 2535
- Knippertz P., Wernli H., Gläser G., A global climatology of tropical moisture exports, Journal of Climate, 2013, vol. 26, p. 3031
- Kousky V. E., Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector., Revista Brasileira de Meteorologia, 1988, vol. 3, p. 217
- LaBar R. J., Douglas M., Murillo J., Mejia J. F., The Llanos low-level jet and its association with Venezuelan convective precipitation, National Weather Center Research Experiences for Undergraduates Final Project. Central Washington University, 2005
- Läderach A., Sodemann H., A revised picture of the atmospheric moisture residence time, Geophysical Research Letters, 2016, vol. 43, p. 924

- Landsberg J., Romanini D., Kerstel E., Very high finesse optical-feedback cavity-enhanced absorption spectrometer for low concentration water vapor isotope analyses, *Optics letters*, 2014, vol. 39, p. 1795
- Lenters J. D. K. H. C., On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South America Cilmate., *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1997, vol. 54, p. 656
- Liebmann B., Marengo J., Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin, *Journal of Climate*, 2001, vol. 14, p. 4308
- Lima K. B., Aquino F. E., de Souza Moraes F. D., IMPACTOS GERADOS POR DOIS COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA DE DIFERENTES EXTENSÕES NO SUL DO BRASIL, *Revista Gestão & Sustentabilidade Ambiental*, 2018, vol. 7, p. 186
- Limberger L., Silva M. E. S., Precipitação na bacia amazônica e sua associação à variabilidade da temperatura da superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico: uma revisão, *GEOUSP: Espaço e Tempo (Online)*, 2016, vol. 20, p. 657
- Makarieva A. M., Gorshkov V. G., Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land, *Hydrology and earth system sciences*, 2007, vol. 11, p. 1013
- Marengo J. A., Interannual variability of surface climate in the Amazon basin, *International journal of climatology*, 1992, vol. 12, p. 853
- Marengo J. A., Liebmann B., Vera C. S., Nogués-Paegle J., Báez J., Low-frequency variability of the SALLJ, *CLivAR exchanges*, 2004, vol. 9, p. 26
- Marengo J. A., Soares W. R., Ambrizzi T., Jato de Baixos Níveis ao longo dos Andes, *Tempo e clima no Brasil*, 2009
- Marengo J. A., Soares W. R., de Tempo C. P., Climáticos E., Episódios de Jatos de Baixos Níveis ao Leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2002, vol. 17, p. 35

- Marques J., Santos J. M. d., Villa Nova N. A., Salati E., Precipitable water and water vapor flux between Belém and Manaus (), *Acta Amazonica*, 1977, vol. 7, p. 355
- Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J., McCARTNEY M., Saravanan R., Visbeck M., North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms, *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 2001, vol. 21, p. 1863
- Martin E. R., Schumacher C., The Caribbean low-level jet and its relationship with precipitation in IPCC AR4 models, *Journal of climate*, 2011, vol. 24, p. 5935
- Means L. L., On thunderstorm forecasting in the central United States, *Mon. Wea. Rev.*, 1952, vol. 80, p. 165
- Molion L., A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon basin with consideration on deforestation, Ph. D. thesis, University of Wisconsin, 1975, Tese de Doutorado
- Molion L. C. B., Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação., *Revista Brasileira de Meteorologia*, 1987, vol. 2, p. 107
- 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*, 2019, vol. 124, p. 1200
- Muza M. N., Carvalho L., Variabilidade intrasazonal e interanual de extremos na precipitação sobre o centro-sul da Amazônia durante o verão austral, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2006, vol. 21, p. 29
- Newton C. W., Structure and mechanism of the prefrontal squall line, *Journal of meteorology*, 1950, vol. 7, p. 210
- Nicolini M., Salio P., Borque P., Thermodynamic and kinematic characterization of the low-level troposphere during SALLJEX under different large-scale environments. In *Proc. Eighth Intl. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 2006, p. 1141

- Nicolini M., Salio P., Paegle J., Diurnal wind cycle of the South American Low-Level Jet. In 1st international CLIVAR science conference: monsoon systems, Baltimore, Maryland, USA. DIALOG, [http://www.clivar2004.electronic% 20posters/monsoon_table.html](http://www.clivar2004.electronic%20posters/monsoon_table.html) , 2004
- Nicolini M., Saulo A. C., Torres J. C., Salio P., Enhanced precipitation over southeastern South America related to strong low-level jet events during austral warm season, *Meteorologica*, Special Issue for the South American Monsoon System, 2002, vol. 27, p. 59
- Nicolini M Salio P U. G. M. J. D. M. P. J. Z. E., South American low-level jet diurnal cycle and three-dimensional structure., *Clivar Exchanges*, 2004, vol. 9
- Nieto R., Gimeno L., A database of optimal integration times for Lagrangian studies of atmospheric moisture sources and sinks, *Scientific data*, 2019, vol. 6, p. 1
- Nogues-Paegle Julia; MO K. C., Alternating wet and dry conditions over South America during summer., *Revista Brasileira de Meteorologia*, 1997, vol. 159, p. 279
- Numaguti A., Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1999, vol. 104, p. 1957
- Nunes A. B., de Campos Velho H. F., Satyamurty P., Nocturnal jet simulation under neutral conditions by theoretical model, *Ciência e Natura*, 2007, pp 355–358
- Oki T., The hydrologic cycles and global circulation, *Encyclopedia of hydrological sciences*, 2006
- Oliveira M. I., Nascimento E. L., Kannenberg C., A new look at the identification of low-level jets in South America, *Monthly Weather Review*, 2018, vol. 146, p. 2315
- Palazzi E., Provenzale A., , 2016 in , *The Fluid Dynamics of Climate*. Springer pp 161–182
- Parish T. R., Rodi A. R., Clark R. D., A case study of the summertime Great Plains low level jet, *Monthly weather review*, 1988, vol. 116, p. 94

- Peixoto J. P., Oort A. H., *Physics of climate*, 1992
- Petterssen S., *Weather analysis and forecasting*. McGraw-Hill Book Company, Inc.; New York, 1940
- Pezzi L. P., Rosa M. B., Batista N. N., *A Corrente de Jato sobre a América do Sul*, CPTEC-Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Cachoeira Paulista-SP, 1996
- Poveda G., Jaramillo L., Vallejo L. F., *Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers*, *Water Resources Research*, 2014, vol. 50, p. 98
- Quadro M. F., Dias M. A. F. S., Herdies D. L., de Gonçalves L. G. G., *ANÁLISE CLIMATOLÓGICA DA PRECIPITAÇÃO E DO TRANSPORTE DE UMIDADE NA REGIÃO DA ZCAS*, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2011, vol. 27
- Rasmussen K. L., Houze Jr R. A., *Orogenic convection in subtropical South America as seen by the TRMM satellite*, *Monthly Weather Review*, 2011, vol. 139, p. 2399
- Rayner N., Parker D. E., Horton E., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D., Kent E., Kaplan A., *Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century*, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, vol. 108
- Reboita M. S., Gan M. A., da Rocha R. P., Ambrizzi T., *Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica*, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2010, vol. 25
- Rife D. L., Pinto J. O., Monaghan A. J., Davis C. A., Hannan J. R., *Global distribution and characteristics of diurnally varying low-level jets*, *Journal of Climate*, 2010, vol. 23, p. 5041
- Rocha V. M., Correia F. W. S., Silva P. R. T. d., Gomes W. B., Vergasta L. A., Moura R. G. d., Trindade M. d. S. P., Pedrosa A. L., Silva J. J. S. d., *Reciclagem de Precipitação na Bacia Amazônica: O Papel do Transporte de Umidade e da Evapotranspiração da Superfície*, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2017, vol. 32, p. 387

- Rodrigues M. L. G. A., Franco D., Sugahara S., Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina, *Revista Brasileira de Geofísica*, 2004, vol. 22, p. 135
- Ronchail J., Cochonneau G., Molinier M., Guyot J.-L., De Miranda Chaves A. G., Guimarães V., De Oliveira E., Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans, *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 2002, vol. 22, p. 1663
- Salio P.; Nicolini M. Z. E. J., Mesoscale convective systems over southeastern south america and their relationship with the south american low-level jet., *Monthly Weather Review*, 2007, vol. 135, p. 1290
- Salio P., Nicolini M., Saulo A. C., Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2002, vol. 107, p. ACL
- Salio P., Nicolini M., Zipser E. J., Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet, *Monthly Weather Review*, 2007, vol. 135, p. 1290
- Sampaio G., Marengo J., Nobre C., *A atmosfera e as mudanças climáticas*, 2008
- Satyamurty Prakki; Nobre C. A. D. P. L. S., South America. In: *Meteorology of the southern hemisphere.*, American Meteorological Society, 1998, pp 119–139
- Satyamurty P., da Costa C. P. W., Manzi A. O., Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years, *Theoretical and Applied Climatology*, 2013, vol. 111, p. 195
- Saulo C., Ruiz J., Skabar Y. G., Synergism between the low-level jet and organized convection at its exit region, *Monthly Weather Review*, 2007, vol. 135, p. 1310
- Saulo C.; Ruiz J. S. Y. G., Synergism between the low-level jet and organized convection at its exit region., *Monthly Weather Review*, 2007, vol. 135, p. 1310
- Saulo A. C.; Seluchi M. E. N. M., A case study of a chaco low-level jet event., 2004, vol. 132, p. 2669

- Savenije H. H., Does moisture feedback affect rainfall significantly?, *Physics and Chemistry of the Earth*, 1995a, vol. 20, p. 507
- Savenije H. H., New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the Sahel, *Journal of Hydrology*, 1995b, vol. 167, p. 57
- Schwerdtfeger W., The effect of the Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Weddell Sea, *Monthly Weather Review*, 1975, vol. 103, p. 45
- Seibert P., Frank A., Source-receptor matrix calculation with a Lagrangian particle dispersion model in backward mode, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2004, vol. 4, p. 51
- Seluchi M. E., Saulo A. C., Nicolini M., Satyamurty P., The northwestern Argentinean low: A study of two typical events, *Monthly Weather Review*, 2003, vol. 131, p. 2361
- Sjostedt D. W., Sigmon J. T., Colucci S. J., The Carolina nocturnal low-level jet: Synoptic climatology and a case study, *Weather and forecasting*, 1990, vol. 5, p. 404
- Sodemann H., Stohl A., Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation, *Geophysical research letters*, 2009, vol. 36
- Song J., Liao K., Coulter R. L., Lesht B. M., Climatology of the low-level jet at the southern Great Plains atmospheric boundary layer experiments site, *Journal of Applied Meteorology*, 2005, vol. 44, p. 1593
- Souza C., Cavalcanti I., características sinóticas associadas ao jato em baixos níveis e a influência na atividade convectiva sobre a bacia do prata.. In *Congresso Brasileiro de Meteorologia* , vol. 8, 2004, p. 473
- Stensrud D. J., Importance of low-level jets to climate: A review, *Journal of Climate*, 1996, vol. 9, p. 1698
- Stohl A., Forster C., Eckhardt S., Spichtinger N., Huntrieser H., Heland J., Schlager H., Wilhelm S., Arnold F., Cooper O., A backward modeling study of intercontinental pollution transport using aircraft measurements, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, vol. 108

- Stohl A., Forster C., Frank A., Seibert P., Wotawa G., The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2005, vol. 5, p. 2461
- Stohl A., Hittenberger M., Wotawa G., Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large-scale tracer experiment data, *Atmospheric Environment*, 1998, vol. 32, p. 4245
- Stohl A., James P., A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part I: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe, *Journal of Hydrometeorology*, 2004, vol. 5, p. 656
- Stohl A., Wotawa G., Seibert P., Kromp-Kolb H., Interpolation errors in wind fields as a function of spatial and temporal resolution and their impact on different types of kinematic trajectories, *Journal of Applied Meteorology*, 1995, vol. 34, p. 2149
- Stull R. B., , 1988 in , *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Springer pp 1–27
- Stull R. B., *An introduction to boundary layer meteorology*. vol. 13, Springer Science & Business Media, 2012
- Torrealba E. R., Amador J. A., La corriente en chorro de bajo nivel sobre los Llanos Venezolanos de Sur América., *Revista de Climatología*, 2010, vol. 10
- Trenberth K. E., Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation, *Journal of Climate*, 1999, vol. 12, p. 1368
- Trenberth K. E., Fasullo J. T., Mackaro J., Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses, *Journal of Climate*, 2011, vol. 24, p. 4907
- Tundisi J. G., Ciclo hidrológico e gerenciamento integrado, *Ciência e Cultura*, 2003, vol. 55, p. 31
- 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*, 1979, vol. 107, p. 682

- Uvo C. B., Tolle U., Berndtsson R., Forecasting discharge in Amazonia using artificial neural networks, *Int. J. Climatol*, 2000, vol. 20, p. 1495
- van der Ent R. J., Savenije H. H., Oceanic sources of continental precipitation and the correlation with sea surface temperature, *Water Resources Research*, 2013, vol. 49, p. 3993
- Van der Ent R. J., Savenije H. H., Schaeffli B., Steele-Dunne S. C., Origin and fate of atmospheric moisture over continents, *Water Resources Research*, 2010, vol. 46
- Velasco I., Fritsch J. M., Mesoscale convective complexes in the Americas, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1987, vol. 92, p. 9591
- Vera C., Baez J., Douglas M., Emmanuel C., Marengo J., Meitin J., Nicolini M., Noguez-Paegle J., Paegle J., Penalba O., et al., The South American low-level jet experiment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2006, vol. 87, p. 63
- 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*, 2003, vol. 16, p. 297
- Virji H., A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds, *Monthly Weather Review*, 1981, vol. 109, p. 599
- Wang C., Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate, *Climate dynamics*, 2007, vol. 29, p. 411
- 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*, 1997, vol. 36, p. 1363
- Whiteman CD Bian X Z. S., Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the southern Great Plains, *Journal of Applied Meteorology*, 1997, vol. 36, p. 1363
- Willson M. A., Atmospheric tidal motions over Australia below 20 kilometers, *Monthly Weather Review*, 1975, vol. 103, p. 1110

WMO W., UNESCO U., SO (2012), International Glossary of Hydrology. IHP/OHP-Berichte

Wu Y R. S., Effect of land-use pattern on the development of low-level jets., *Journal of Applied Meteorology*, 1997, vol. 36, p. 573

Yoon J.-H., Zeng N., An Atlantic influence on Amazon rainfall, *Climate dynamics*, 2010, vol. 34, p. 249

Zhong S., Fast J. D., Bian X., A case study of the Great Plains low-level jet using wind profiler network data and a high-resolution mesoscale model, *Monthly Weather Review*, 1996, vol. 124, p. 785

Zhou Jiayu; Lau K. M., Does a monsoon climate exist over South America?, *Journal of climate*, 1998, vol. 11, p. 1020

Zipser E. J.; Paola S. N. M., Mesoscale convective systems activity during salljex and the relationship with sallj., *Monthly Weather Review*, 2004, vol. 9, p. 14