



**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
FACULDADE DE METEOROLOGIA**

**ESTUDO OBSERVACIONAL DOS JATOS DE BAIXOS
NÍVEIS NA REGIÃO METROPOLITANA DE PORTO
ALEGRE DURANTE O PERÍODO DE 1989 A 2003**

JOSÉ GUILHERME MARTINS DOS SANTOS

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Pelotas, sob a orientação da Professora Doutora Claudia Rejane Jacondino de Campos, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, para a obtenção do título de Mestre em Ciências (M.S.).

PELOTAS
Rio Grande do Sul, Brasil
Fevereiro de 2005

Dados de catalogação na fonte:
Ubirajara Buddin Cruz – CRB-10/901
Biblioteca de Ciência & Tecnologia - UFPel

S237e Santos, José Guilherme Martins dos
Estudo observacional de jatos de baixos níveis na região metropolitana de Porto Alegre durante o período de 1989 a 2003 / José Guilherme Martins dos Santos ; orientador Claudia Rejane Jacondino de Campos. – Pelotas, 2005. – 79f. : il. color. – Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Faculdade de Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas. Pelotas, 2005.

1.Meteorologia. 2.Jatos de baixos níveis.
3.Radiossondagem. 4.Porto Alegre. I.Campos, Claudia Rejane Jacondino de. II. Título.

CDD: 551.50981652

JOSÉ GUILHERME MARTINS DOS SANTOS

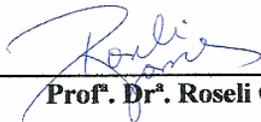
**ESTUDO OBSERVACIONAL DOS JATOS DE BAIXOS
NÍVEIS NA REGIÃO METROPOLITANA DE PORTO
ALEGRE DURANTE O PERÍODO DE 1989 A 2003**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Pelotas, sob a orientação do Professora Doutora Cláudia Rejane Jacondino de Campos, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia para obtenção do título de Mestre em Ciências (M.S.).

APROVADA: 16 de fevereiro de 2005



**Prof.ª. Dr.ª. Cláudia Rejane Jacondino de Campos
(Orientadora)**



Prof.ª. Dr.ª. Roseli Gueths Gomes



**Prof. Dr. Marcelo Romero de Moraes
(Convidado Externo)**

A demasiada atenção que se dedica
a observar os defeitos alheios,
faz com que se morra sem ter tido tempo
para conhecer os próprios.

Jean de La Bruyere

Ao meu avô Osvaldo e avó Madalena (*in memoriam*)

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço ao nosso Pai, criador do céu e da terra, Deus, pelo dom da vida e por sempre ter me guiado no caminho correto.

À minha querida mãe, Maria dos Santos, ela que sempre me apoiou nos momentos alegres e difíceis do meu viver e pelo constante incentivo em lutar na vida.

Não poderia deixar de expressar meus sinceros agradecimentos a duas pessoas que foram muito importantes no meu aprendizado e amadurecimento para a vida, são elas: Aroldo e Áurea.

Aos meus irmãos Rafael, Lorena e Brenda pela convivência e amizade.

Aos tios (Júnior, José Maria, Nazareno) e tias (Arlinda, Alda, Antônia) pelo apoio e força quando necessitei.

Um agradecimento especial à minha namorada Kellen Lima, o seu apoio, carinho, compreensão e amor, mantiveram-me de pé nos momentos divertidos e tristes, além da sua companhia onde aprendi muito.

A minha orientadora Prof^a. Dr^a. Cláudia Rejane Jacondino de Campos, pela sua grande paciência e ensinamentos que foram de grande valia.

Aos colegas paraenses pela convivência em Pelotas durante o Mestrado.

Ao Senhor Adão, Dona Jussara e família, eles que receberam e cuidaram muito bem de todos nós durante esses dois anos.

Ao casal Marcos Aurélio e Alda Belfort, que nos acolheram e ajudaram muito durante a nossa permanência em Pelotas.

À banca examinadora pelas sugestões construtivas.

Aos professores do curso de Pós-Graduação em Meteorologia da UFPel pelos ensinamentos adquiridos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela concessão da bolsa de Mestrado.

À Universidade Federal de Pelotas pela oportunidade de realizar o curso de Pós-Graduação.

As amizades conquistadas em Pelotas durante a minha estada, meus agradecimentos vão para: Diego, Rubnei, Luciana, Lisiane, Marina, Taís, Marcelo Alonso, Robson Leite, Angélica Durigon, Rafael, Júnior (Celaniro), agradeço de coração todo o respeito e amizade durante todo esse tempo.

E todos aqueles que de forma direta ou indireta contribuíram para a realização deste trabalho.

ÍNDICE

	Pág.
LISTA DE TABELAS	viii
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE ABREVIATURAS	xii
SUMÁRIO	xiv
SUMMARY	xvi
1 <u>INTRODUÇÃO</u>	1
2 <u>REVISÃO DE LITERATURA</u>	3
2.1 <u>Jatos de Baixos Níveis</u>	3
2.1.1 Definição dos Jatos de Baixos Níveis.....	3
2.1.2 Mecanismos geradores dos Jatos de Baixos Níveis.....	4
2.1.3 Ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis no Globo, América do Sul e Brasil.....	6
2.1.4 Critérios de Classificação para Jatos de Baixos Níveis.....	15
3 <u>MATERIAL E MÉTODOS</u>	18
3.1 <u>Análise observacional</u>	18
3.1.1 Dados de radiossondagens.....	18
3.1.2 Seleção dos Jatos de Baixos Níveis.....	19
3.2 <u>Estudo de caso: 27/01/2002</u>	21

3.2.1	Descrição dos modelos ETA e Global.....	22
3.2.2	Etapas e processos de inicialização do modelo BRAMS.....	24
3.2.3	Descrição da simulação com o BRAMS.....	25
3.2.4	Visualização das saídas do modelo BRAMS.....	27
3.2.5	Análises realizadas.....	27
4	<u>RESULTADOS E DISCUSSÃO</u>	28
4.1	<i>Análise observacional</i>	28
4.1.1	Estação temperada fria.....	29
4.1.2	Estação fria.....	33
4.1.3	Estação temperada quente.....	36
4.1.4	Estação quente.....	39
4.2	<i>Estudo de caso: Jato de Baixos Níveis do dia 27/01/02</i>	46
4.2.1	Características do Jato de Baixos Níveis.....	46
4.2.2	Análise das imagens de satélite.....	49
4.2.3	Confronto entre os valores simulados pelos modelos Global, ETA, BRAMS (Grade 1 e 2) e os Observados em 850hPa.....	53
4.2.4	Análise das saídas dos modelos Global, ETA e BRAMS (Grade 1) no nível de 850hPa.....	56
4.2.5	Análise das saídas do modelo BRAMS (Grade 2) no nível de 850hPa.....	67
5	<u>CONCLUSÕES</u>	69
6	<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	71

LISTA DE TABELAS

TABELA 1	Critérios de classificação para Jatos de Baixos Níveis.....	17
TABELA 2	Classificação dos Jatos de Baixos Níveis segundo os critérios propostos por Bonner (1968) e modificados por Whiteman et al. (1997).....	21
TABELA 3	Distribuição sazonal dos Jatos de Baixos Níveis para às 00 e 12UTC....	29
TABELA 4	Síntese sazonal dos Jatos Baixos Níveis às 00UTC na região metropolitana de Porto Alegre durante 1989 a 2003.....	43
TABELA 5	Síntese sazonal dos Jatos Baixos Níveis às 12UTC na região metropolitana de Porto Alegre durante 1989 a 2003.....	43
TABELA 6	Comparação entre os modelos Global, ETA e BRAMS (Grade 1 e Grade 2) e o valor Observado no dia 27/01/02 às 00UTC em 850hPa.....	55
TABELA 7	Comparação entre os modelos Global, ETA e BRAMS (Grade 1 e Grade 2) e o valor Observado no dia 27/01/02 às 12UTC em 850hPa.....	56
TABELA 8	Comparação entre os modelos Global, ETA e BRAMS (Grade 1 e Grade 2) e o valor Observado no dia 28/01/02 às 00UTC em 850hPa.....	56

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1	Regiões onde os Jato de Baixos Níveis (preenchido em azul) e Sistemas Convectivos de Mesoescala (caixas abertas em vermelho) ocorrem durante o estação quente. Os quadrados amarelos preenchidos referem-se aos locais onde os Jato de Baixos Níveis tem sido observado. Adaptado de Stensrud (1996).....	7
FIGURA 2	Diagrama esquemático dos elementos relevantes de um intenso transporte de umidade e calor via Jato de Baixos Níveis desde a Amazônia até a região norte da Argentina, Paraguai, Uruguai e sul do Brasil (Marengo et al., 2004).....	10
FIGURA 3	Exemplo de uma radiossondagem com ocorrência de Jato de Baixos Níveis.....	20
FIGURA 4	Exemplo de uma radiossondagem sem ocorrência de Jato de Baixos Níveis.....	20
FIGURA 5	Fluxograma representando o funcionamento do modelo BRAMS.....	24
FIGURA 6	Localização das grades de estudo.....	26
FIGURA 7	Tipos de Jatos de Baixos Níveis na estação temperada fria.....	30
FIGURA 8	Altura de ocorrência dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada fria.....	31

FIGURA 9	Direção predominante dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada fria.....	32
FIGURA 10	Níveis de ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada fria.....	33
FIGURA 11	Tipos de Jatos de Baixos Níveis na estação fria.....	34
FIGURA 12	Altura de ocorrência dos Jatos de Baixos Níveis na estação fria.....	34
FIGURA 13	Direção predominante dos Jatos de Baixos Níveis na estação fria.....	35
FIGURA 14	Níveis de ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis na estação fria.....	36
FIGURA 15	Tipos de Jato de Baixos Níveis na estação temperada quente.....	36
FIGURA 16	Altura de ocorrência dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada quente.....	37
FIGURA 17	Direção predominante dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada quente.....	38
FIGURA 18	Níveis de ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada quente.....	38
FIGURA 19	Tipos de Jato de Baixos Níveis na estação quente.....	39
FIGURA 20	Altura de ocorrência dos Jatos de Baixos Níveis na estação quente.....	40
FIGURA 21	Direção predominante dos Jatos de Baixos Níveis na estação quente....	41
FIGURA 22	Níveis de ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis na estação quente....	41
FIGURA 23	Perfis da velocidade do vento ($m s^{-1}$) em Porto Alegre para os dias 27/01/02 às 00 e 12UTC e 28/01/02 às 00UTC.....	49
FIGURA 24	Hodográfica do vetor velocidade do vento em Porto Alegre no dia 27/01/2002 às 12UTC.....	49
FIGURA 25	Perfis da temperatura potencial (K) em Porto Alegre para os dias 27/01/02 às 00 e 12UTC e 28/01/02 às 00UTC.....	49
FIGURA 26	Perfis da umidade específica ($g kg^{-1}$) em Porto Alegre para os dias 27/01/02 às 00 e 12UTC e 28/01/02 às 00UTC.....	49
FIGURA 27	Seqüência de fragmentos das imagens do satélite geoestacionário GOES-8, no canal infravermelho, correspondente ao Sistemas Convectivos de Mesoescala associado ao Jato de Baixos Níveis em estudo.....	52

FIGURA 28	Transporte horizontal de umidade específica ($\text{m s}^{-1} \text{ g kg}^{-1}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 27/01/02 às 00UTC.....	61
FIGURA 29	Transporte horizontal de umidade específica ($\text{m s}^{-1} \text{ g kg}^{-1}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 27/01/02 às 12UTC.....	62
FIGURA 30	Transporte horizontal de umidade específica ($\text{m s}^{-1} \text{ g kg}^{-1}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 28/01/02 às 00UTC.....	63
FIGURA 31	Magnitude do vento (m s^{-1}) e Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 27/01/02 às 00UTC.....	64
FIGURA 32	Magnitude do vento (m s^{-1}) e Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 27/01/02 às 12UTC.....	65
FIGURA 33	Magnitude do vento (m s^{-1}) e Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 28/01/02 às 00UTC.....	66
FIGURA 34	Transporte horizontal de umidade específica ($\text{m s}^{-1} \text{ g kg}^{-1}$) no nível de 850hPa gerada pelo modelo BRAMS (Grade 2) para o dia 27/01/02 às 12UTC.....	68
FIGURA 35	Magnitude do vento (m s^{-1}) e Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) no nível de 850hPa gerada pelo modelo BRAMS (Grade 2) para o dia 27/01/02 às 12UTC.....	68

LISTA DE ABREVIATURAS

AC	– América Central
ASAS	– Alta Subtropical do Atlântico Sul
B&W	– Bonner & Whiteman
BRAMS	– Brazilian Regional Atmospheric Modelling System
Cb	– Cumulonimbus
CLIVAR	– Climate Variability
COLA	– Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CPTEC	– Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
E	– Este
EUA	– Estados Unidos da América
FURG	– Fundação Universidade Federal do Rio Grande
GEPR	– Grupo de Estudos em Previsão Regional
GOES	– Geoestacionary Operational Environmental Satellite
GrADS	– Grid Analysis and Display System
INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN	– Jatos de Baixos Níveis
JBNAS	– Jato de Baixos Níveis da América do Sul
MESA	– Moonson Experiment South America

N	– Norte
NCAR	– National Center for Atmospheric Research
NCEP	– National Center for Environmental Prediction
PACS/SONET	– Pan-American Climate Studies Sounding Network
POA	– Porto Alegre
RAMS	– Regional Atmospheric Modelling System
REJU	– RAMS Evaluation and Visualization Utilities
S	– Sul
SALLJ	– South American Low-Level Jet
SE	– Sudeste
UTC	– Unidade de Tempo Coordenada
VAMOS	– Variability of American Monsoon Systems
WCRP	– World Climate Research Programme
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

SANTOS, JOSÉ GUILHERME MARTINS DOS. M.S., Universidade Federal de Pelotas, novembro de 2004. **ESTUDO OBSERVACIONAL DOS JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NA REGIÃO METROPOLITANA DE PORTO ALEGRE DURANTE O PERÍODO DE 1989 A 2003**. Professora Orientadora: Cláudia Rejane Jacondino de Campos.

Para analisar as ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis (JBN) na região metropolitana de Porto Alegre, foram utilizados quinze anos de dados de radiossondagem coletados nos horários das 00 e 12UTC, no período de 1989 a 2003. Para identificar as ocorrências dos JBN foram aplicados os critérios de classificação propostos por Bonner (1968) e modificados por Whiteman et al. (1997). Depois de serem selecionados, estes JBN foram separados em função das estações do ano (estação temperada fria, estação fria, estação temperada quente e estação quente). Posteriormente, foi feita uma classificação desses JBN em função do tipo, altura predominante, direção do vento e níveis em que os mesmos ocorreram. Em seguida, selecionou-se um estudo de caso (dia 27/01/02 às 12UTC), que foi o JBN mais intenso observado na estação quente (estação mais comum para ocorrências dos JBN às 12UTC). Para tal, utilizaram-se como ferramentas adicionais: imagens do satélite geoestacionário GOES-8, radiossondagens

e campos de vento, umidade específica e temperatura, fornecidos pelos modelos Global e ETA. Como os modelos Global e ETA não apresentaram uma resolução espacial e nem temporal suficientemente refinada para analisar o JBN, utilizou-se então o modelo mesoescala BRAMS para simular o estudo de caso. Os resultados observacionais mostraram que os JBN foram mais freqüentes na estação temperada quente (12UTC) e quente (00UTC), apresentaram velocidades entre 10 e 16 m s⁻¹ e ocorreram em alturas distintas, dependendo do horário (às 00UTC em 600 m e às 12UTC em 900 m). A direção predominante dos JBN mostrou que às 00UTC, os JBN foram mais freqüentes no primeiro quadrante, enquanto que às 12UTC, esta predominância foi verificada no quarto quadrante. Com a análise numérica foi possível verificar que os três modelos no horário da ocorrência do JBN, superestimaram os valores de umidade específica e temperatura potencial. A velocidade do vento foi subestimada pelos modelos, sendo o BRAMS, o modelo que mais subestimou o valor observado. Observou-se na região de estudo, no horário do JBN (12UTC), um escoamento de norte, com ar quente e úmido, que favoreceu a formação e intensificação do Sistema Convectivo de Mesoescala observado.

SUMMARY

SANTOS, JOSÉ GUILHERME MARTINS DOS. M.S. University Federal of Pelotas, 2004, november. **OBSERVATIONAL STUDY OF THE LOW-LEVEL JET AT THE METROPOLITAN REGION OF PORTO ALEGRE DURING THE PERIOD 1989 TO 2003**. Adviser: Prof^ª. Dra. Cláudia Rejane Jacondino de Campos.

To analyze the occurrences of the Low-Level Jets (LLJ) at the metropolitan region of Porto Alegre, fifteen years of collected data of sounding between 00 and 12UTC in the period 1989 to 2003. For this, the criteria of classification proposed by Bonner (1968) and modified by Whiteman et al. (1997) have been applied. After being selected these LLJ were divided in function of the season of the year (cold tempered season, cold season, hot tempered season and hot season). Afterwards a classification of these LLJ was made according to predominant height, direction of the wind and levels where the same ones had occurred. After that, a case study was selected, the most intense LLJ that occurred on january 27th in 2002 at 12UTC, observed during the hot season (the most common season for occurrences of LLJ at 12UTC). To study it additional tools were utilized: imagery of geostationary satellite GOES-8, fields of wind, specific humidity and temperature supplied by Global and ETA models and sounding before, during and

after the occurrence of the JBN. As the Global and ETA models didn't present a space and temporal resolution refined enough to analyze the LLJ, the numerical model of mesoscale BRAMS was used to simulate the study case. The observational results showed that the LLJ had been more frequent in the hot tempered season (12UTC) and in hot season (00UTC), they present speeds between 10 and 16 m s⁻¹, and occurred in distinct heights depending on the time (at 00UTC in 600 m and at 12UTC in 900 m). The predominant direction of the LLJ showed that at 00UTC, the LLJ had been more frequent in the first quadrant, while at 12UTC, this predominance was verified in the fourth quadrant. With the numerical analysis it was possible to verify that the three models, in the time of the occurrence of the LLJ, had overestimated the values of specific humidity and potential temperature. The speed of the wind was underestimated by the models, being the BRAMS, the model that underestimated most the observed value. It was observed in the study region, in the time of LLJ (12UTC), a stream of north, with hot and humid air, that favored the formation and intensification of the observed Mesoscale Convective System (MCS).

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, um número crescente de pesquisas relacionadas aos efeitos dos Jatos de Baixos Níveis (JBN) no globo vem sendo realizada através de intensivas campanhas de campo para melhor entender e prognosticar tal evento. O JBN é considerado um meio muito eficaz no transporte de calor e umidade das regiões tropicais para as latitudes médias. Este transporte tem como consequência a formação ou intensificação de tempestades severas que se desenvolvem na saída do JBN, causando intensa precipitação. Os JBN ocorrem durante todo o ano, porém na América do Sul, são mais frequentes nos meses de verão (Marengo e Soares, 2002; Ferreira e Calbete, 2002).

Na América do Sul vários experimentos de campo foram realizados para identificar a presença dos JBN, principalmente quando estes são mais frequentes. Mas, em virtude das poucas observações de ar superior ao longo do caminho do JBN, as informações obtidas ainda não são suficientes para explicar seu ciclo diurno.

O JBN ao longo do lado leste dos Andes é considerado uma circulação local, termicamente dirigida, gerada pela estrutura topográfica de grande escala, ou uma circulação de escala sinótica intensificada pela barreira topográfica, com significativa influência da entrada da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e intensificação da

Baixa do Chaco. Esse JBN apresenta uma grande variabilidade nas escalas temporais (diárias, intrasazonais e interanuais) (Silva Dias, 2002).

O transporte do fluxo de umidade em baixos níveis é afetado pelos efeitos dos JBN, que estão intimamente ligados à estrutura de alimentação e manutenção dos *Sistemas Convectivos de Mesoescala*¹ isolados ou em conjuntos no desenvolvimento de uma perturbação sinótica de escala continental, como na frontogênese rápida associada a passagem de uma onda curta em níveis médios da dentro da troposfera. Este fluxo de ar em baixos níveis dirigidos para sul, que transporta calor e umidade, é uma fonte de umidade para a condensação.

Dentro deste contexto, esse trabalho teve por objetivo realizar um estudo observacional dos JBN que ocorreram na região metropolitana de Porto Alegre (RS), durante o período de 1989 a 2003. Para este estudo, foram utilizados dados de radiossondagens no horário das 00 e 12UTC.

E como objetivo específico, verificar a capacidade dos modelos em simular o JBN observado na estação quente, com os dados simulados pelos modelos Global, ETA e BRAMS e também verificar a influência do transporte de calor e umidade pelo JBN na fase de maior atividade do Sistema Convectivo de Mesoescala.

¹ Pode-se definir os Sistemas Convectivos de Mesoescala como sendo aglomerados de nuvens Cumulonimbus que produzem uma área de precipitação, de aproximadamente, 100km ou mais, numa escala horizontal, com tempo de vida de tipicamente 6 a 12 horas (para maiores detalhes consultar Cotton e Anthes, 1989 e Houze, 1993).

2. REVISÃO DE LITERATURA

Neste item, é feita uma revisão sobre a ocorrência dos JBN, no que diz respeito à sua definição, mecanismos responsáveis pela sua origem, regiões do globo mais comuns e favoráveis para a sua ocorrência (na América do Sul e Brasil), estudos sobre sua presença e os principais critérios utilizados para caracterizar a atuação do fenômeno.

No final deste item, uma revisão sobre Sistemas Convectivos de Mesoescala também é apresentada.

2.1. Jatos de Baixos Níveis

2.1.1. Definição dos Jatos de Baixos Níveis

O termo Jato de Baixos Níveis (JBN) foi introduzido por Means (1952, 1954), para descrever uma zona de forte fluxo de ar de sudeste, abaixo do nível de 700hPa (aproximadamente 3000 m), no centro-sul dos Estados Unidos da América (EUA). De acordo com Means, o JBN é pelo menos parcialmente geostrófico e ocorre em situações

sinóticas onde, em virtude da existência de um fluxo de ar quente para oeste, os *ventos geostróficos*² de sudeste que são mais fortes na superfície diminuem com a altura.

Dentro deste contexto, pode-se definir os JBN de uma forma mais sintética, como sendo um sistema de vento com altas velocidades (acima de 10 m s^{-1}), localizado entre um ou dois quilômetros acima da superfície, possuindo uma extensão horizontal de aproximadamente 500 km, dimensão esta, comum de escalas subsinóticas e mesoescala.

O JBN freqüentemente possui uma forte oscilação diurna caracterizada por uma aceleração noturna (Nicolini et al., 1993). O JBN corresponde a um processo eficiente de transporte de calor e de umidade das regiões tropicais para as latitudes médias, tendo como conseqüência a formação, ou intensificação, de tempestades severas (Ferreira e Calbete, 2002; Marengo e Soares, 2002).

2.1.2. Mecanismos geradores dos Jatos de Baixos Níveis

Dentre os *fenômenos* associados à formação dos JBN, Krauss et al. (1985) destacaram o seguinte: a) baroclinidade de escala sinótica associada aos sistemas de tempo, b) baroclinidade associada com terrenos inclinados, c) frentes, d) acelerações advectivas, e) bifurcações, canalizações ao redor de barreiras montanhosas, f) brisas marítimas, g) ventos de vale e montanha.

Stensrud (1996) apresentou alguns *mecanismos físicos* para explicar o desenvolvimento e evolução dos JBN, são eles: 1) oscilação inercial, 2) baroclinidade superficial, 3) efeitos topográficos, 4) forçantes isalobáricas e 5) deslocamento vertical da parcela de ar. A seguir, cada mecanismo de geração é descrito.

1) Oscilação inercial

Mecanismo proposto por Blackadar (1957), e ocorre quando a aceleração do vento dentro da Camada Limite Planetária está apenas sujeita à força do gradiente de pressão e à força de Coriolis, implicando que a componente ageostrófica do vento oscila inercialmente em torno do vetor vento geostrófico, definindo o círculo inercial (Stensrud, 1996).

² O vento geostrófico é um escoamento horizontal na alta atmosfera, que se move paralelo as isóbaras. Resulta do balanço entre a força do gradiente de pressão e da força de Coriolis.

2) Baroclinidade superficial

Os efeitos baroclínicos ocorrem devido ao contraste térmico que se estabelece entre: terra-água, vale-montanha, solo úmido e solo seco, devido às variações da cobertura vegetal, entre outras possibilidades.

3) Efeitos topográficos

A topografia apresenta dois tipos de efeitos: mecânicos e térmicos. Os *efeitos mecânicos* estão associados a heterogeneidade orográfica da superfície (por exemplo: canalização e bloqueio associado às barreiras topográficas). Os *efeitos térmicos* estão associados à diferença de aquecimento superficial (por exemplo: escoamentos resultantes dos *ventos catabáticos*³ e *anabáticos*⁴, isto é, associados à brisa de montanha-vale e de vale-montanha, respectivamente).

4) Forçantes isalobáricas

Ao final dos anos sessenta, Reiter (1969) apud Stensrud (1996) verificou que havia uma relação entre os Jatos de Altos Níveis e a formação dos JBN. Alguns JBN parecem se desenvolver em associação à forçantes de escala sinótica e à uma oscilação diurna mínima que se estende acima da profundidade da *Camada Limite Planetária*⁵. Uccellini e Johnson (1979) documentaram um caso onde os JBN desenvolveram-se dentro da parte mais baixa de uma *circulação ageostrófica* transversal associada com a região de saída do JAN. Estes autores identificaram que os JBN se intensificaram devido ao aumento da *componente isalobárica do vento*⁶ em baixos níveis.

³ Ventos catabáticos → À noite, normalmente o ar frio resfriado e mais denso, tende a descer, como qualquer fluido. Esses ventos descendentes são chamados de ventos catabáticos. Quando o fluxo catabático encontra-se com outras correntes de vento, a convergência pode ocorrer e uma grande linha de nuvens Cumulus ou Cumulonimbus pode se formar.

⁴ Ventos anabáticos → Os ventos locais podem também se formar ao longo de montanhas ou superfícies altas, com os fluxos de baixo para cima, nas encostas. Como os lados de uma montanha ou de uma serra se aquecem durante o dia, o ar adjacente às encostas é aquecido, causando sua ascensão, ocasionando o vento anabáticos. Essas áreas são facilmente localizadas em um imagem de satélite quando as áreas adjacentes às montanhas ou serras estão claras e nuvens convectivas são somente notadas sobre as regiões elevadas.

⁵ A Camada Limite Planetária é a camada de escoamento turbulento da atmosfera em contato direto com a superfície.

⁶ Componente isalobárica do vento em coordenadas (x,y,z,t) é um tipo de vento que resulta da não-estacionariedade do campo de pressão, sempre aponta para os núcleos negativos de variação da pressão.

5) Deslocamento vertical da parcela de ar

Simulando um ciclone costeiro com um modelo numérico, Uccellini et al. (1987) descobriram que um JBN com velocidades acima de 30 m s^{-1} se desenvolvia em resposta ao deslocamento vertical da parcela de ar dentro de um ambiente baroclínico. A medida que as parcelas de ar se aproximavam de um ciclone vindo de nordeste, uma mudança no gradiente de pressão era observada. A mudança era pequena na direção horizontal, mas bem maior na vertical, embora as parcelas de ar se movessem através da região baroclínica associada com a frente costeira. Como as parcelas foram deslocadas verticalmente, ocorreu um rápido aumento na componente ageostrófica do vento, levando a uma aceleração das parcelas e a um rápido desenvolvimento de um JBN.

Pela discussão acima, fica claro que diferentes mecanismos podem ser usados para explicar a formação dos JBN. Tipicamente, nenhum desses mecanismos podem explicar sozinhos as observações, como mostram os trabalhos de Buajitti e Blackadar (1957), Bonner e Peagle (1970), Paegle e Rasch (1973), Newton (1981), Doyle e Warner (1993).

2.1.3. Ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis no Globo, na América do Sul e no Brasil

Vários autores identificaram as regiões mais propícias para ocorrência dos JBN no globo. Segundo Stull (1985) e Stensrud (1996), os JBN foram observados na: **África** (Jury e Tosen, 1989); **América do Norte** (Blackadar, 1957; Bonner 1968; Douglas; 1993); **América do Sul** (Virji, 1981, 1982; Cohen et al. 1995), **Austrália** (Garrat 1985; Keenan et al., 1989); **Ásia** (Findlater, 1969; Tao e Chen, 1987); **Antártica** (SchwerdtFeger, 1975; Chiba e Kobayashi, 1986), **Europa** (Sladkovic e Kantor, 1977; Kraus et al., 1985) (**FIGURA 1**).

Essas regiões de freqüentes ocorrências de JBN são geralmente localizadas a leste de uma grande cadeia de montanhas, ou onde existe forte gradiente de temperatura entre o oceano e continente. Nas latitudes médias, os JBN são mais freqüentes durante os meses de verão (Stensrud, 1996).

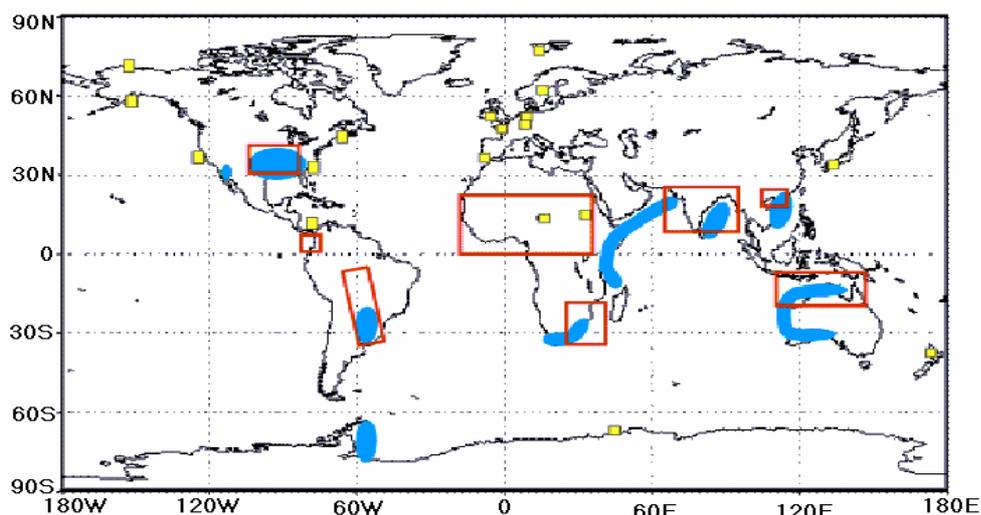


FIGURA 1 – Regiões onde os Jatos de Baixos Níveis (preenchido em azul) e Sistemas Convectivos de Mesoescala (caixas abertas em vermelho) ocorrem durante o verão. Os quadrados amarelos preenchidos referem-se aos locais onde os Jatos de Baixos Níveis tem sido observado. Adaptado de Stensrud (1996).

Estudos de JBN realizados por Bonner e Paegle (1970), para as Montanhas Rochosas dos EUA, e por Paegle (1998), a leste dos Andes, sugerem alguma semelhança entre esses dois jatos. O JBN das Grandes Planícies, que transporta umidade do Golfo do México para o centro dos EUA, está associado com intensa convecção do tipo monção de verão e tem intensidade máxima durante a noite (00 e 06UTC) (Douglas, 1995; Wang e Paegle, 1996; Higgins et al., 1997; Barlow et al., 1998; Berbery e Collini, 2000). O JBN a leste dos Andes, transporta umidade da Amazônia e do Atlântico tropical para a região sul do Brasil, Uruguai, Paraguai e norte da Argentina, sendo associado ao desenvolvimento de Complexos Convectivos de Mesoescala (Marengo e Soares, 2002).

De acordo com Whiteman et al. (1997), o JBN das Grandes Planícies tem sido bem documentado através de estudos observacionais (Izumi e Barad, 1963; Hoecker, 1963; Parish et al., 1988; Frisch et al., 1992); por análises teóricas (Blackadar, 1957; Wexler, 1961; Holton, 1967) e por simulações numéricas (McNider e Pielke, 1981; Paegle e McIlwhorn, 1983; Fast e McCorcle, 1990; Zong et al, 1996).

Segundo Paegle (1998) apud Marengo e Soares (2002), um JBN típico acontece no lado leste de uma topografia elevada. Como exemplos, podemos citar o JBN da Somália, localizado ao leste das regiões elevadas da África, o JBN das Grandes Planícies nos EUA e o JBN que ocorre na América do Sul, encontrado a leste dos Andes. Em todos os JBN, a umidade condensa e freqüentemente precipita na região de

convergência de baixo nível, situada na saída do JBN. Episódios de JBN podem ocorrer durante todo o ano, porém são mais frequentes nos meses de verão (de dezembro até fevereiro).

Segundo Marengo e Soares (2002), em alguns aspectos, os Andes são semelhantes as Grandes Planícies e é esperado que tenha uma influência semelhante na circulação regional que favorece a presença de um JBN. Ambas as montanhas estendem-se das regiões tropicais até as latitudes mais altas, bloqueiam a baixa circulação no sentido zonal e produzem um efeito de canalização. Porém, os Andes são mais estreitos do que as Grandes Planícies. Um aspecto chave do JBN a leste dos Andes é seu ciclo diurno, o qual não pode ainda ser avaliado, uma vez que observações de ar superior são feitas somente uma ou duas vezes ao dia na região do JBN. Apesar da representação de uma velocidade de vento máxima nas reanálises de modelos globais a leste dos Andes, as observações de ar superior são poucas no norte da Argentina, oeste do Brasil, Bolívia e Paraguai, e pela falta de campanhas de campo, ainda não se pode validar a existência dos JBN reproduzidos pelas reanálises (Marengo e Soares, 2002).

Do ponto de vista climatológico, um dos precursores para a classificação e a descrição dos JBN foi Bonner (1968). Este autor, utilizando dados de radiossondagens, analisou dois anos de dados (janeiro de 1959 a dezembro de 1960) obtidos em 47 estações de radiossondagens espalhadas pelos EUA, nas quais as sondas foram lançadas em dois horários (00 e 12UTC), para estabelecer a climatologia e cinemática dos JBN nas Grandes Planícies do centro-oeste americano. Essa climatologia mostrou que: a) os JBN são mais frequentes sobre a Grande Planície, com frequência máxima de ocorrência sobre Oklahoma e Kansas; b) o JBN médio é de sudoeste, com máxima velocidade entre 18,5 e 24,2 m s⁻¹, abaixo de 500 m; c) as variações diurnas foram identificadas na frequência dos JBN, sendo mais frequentes nas sondagens do começo da manhã do que na sondagem da tarde; d) os JBN são mais frequentes em agosto e em setembro, no final do verão e no início do outono nos EUA; e) a altura do máximo e sua intensidade variam caso a caso. Não há uma correlação forte entre a altura do máximo e a altura da inversão térmica de superfície.

Dentre todos os JBN citados anteriormente, o mais conhecido de todos é o JBN que ocorre nas Grandes Planícies dos EUA. Na América do Sul, os JBN ainda são menos estudados do ponto de vista observacional e da modelagem numérica do que nos EUA.

Os JBN localizados à direita e à esquerda da Cordilheira dos Andes se destacam por sua extensão e persistência. Esses JBN apresentam direção do quadrante norte no lado leste (no lado Amazônico) e sul no lado oeste (lado do Pacífico) dos Andes (Ibañez, 1995).

Na FIGURA 2 observa-se um diagrama esquemático dos elementos relevantes de um intenso transporte de umidade e calor através dos JBN na América do Sul, esta figura mostra o transporte de umidade vindo da região Amazônica pelos ventos alísios (este transporte é enriquecido pela evapotranspiração da floresta Amazônica). A mudança na direção do fluxo próximo a superfície de nordeste para sudeste é devido aos Andes, a convergência deste fluxo de sudeste com a corrente de noroeste oriunda da Alta Subtropical do Atlântico Sul em direção ao sudeste do Brasil e nordeste da Argentina é observada nesta região, onde se localiza a saída do JBN. Este transporte é responsável pelo desenvolvimento da atividade convectiva e de precipitação no sudeste da América do Sul (região da Bacia do Rio Prata).

No Chile, o Experimento de Campo Antofogasta investigou o JBN sobre a região do deserto de Antofogasta à oeste dos Andes (Rutland e Ulriksen, 1979). Nesse experimento foi observado um JBN noturno de direção nordeste, que foi observado durante todo o período noturno. Nas primeiras horas da manhã, a persistência direcional desse jato é quebrada e o jato gira de nordeste para sudoeste, para definir um jato diurno, que persistiu durante todo o período diurno.

De acordo com Lettau (1990) apud Karam (2002), os JBN sobre o deserto chileno não podem ser explicados isoladamente pelo mecanismo de oscilação inercial. A estrutura vertical desses jatos é consistente com uma forçante térmica gerada pelo aquecimento diferencial da superfície inclinada no lado oeste da Cordilheira dos Andes. Esse aquecimento diferencial, da encosta inclinada da Cordilheira, leva à formação de gradientes de pressão responsáveis pela formação de escoamentos anabáticos de oeste, que sobem a encosta leste dos Andes. Neste caso, a *força de Coriolis*⁷ provoca o desvio do escoamento anabático originalmente de oeste para sudoeste (Coriolis faz o vento girar para a esquerda no Hemisfério Sul). Durante a noite, o resfriamento do ar sobre o terreno inclinado faz surgir um escoamento catabático de direção leste, que desce a montanha em direção aos vales, mas que vai se desviando pela ação da força de Coriolis para definir um JBN de nordeste.

⁷ A força de Coriolis é uma força desviadora, aparente, devido à rotação da terra, como resultado das forças centrífuga e gravitacional. É mais intensa nos Pólos e nula no Equador.

Outro projeto de destaque na América do Sul que teve por objetivo determinar a intensidade e a variabilidade diurna dos JBN à leste dos Andes foi o PACS/SOnordesteT 1997-1998 (Pan-American Climate Studies Sounding Network). Este projeto ocorreu em Santa Cruz de la Sierra, na Bolívia, com o lançamento de radiossondagens duas vezes ao dia, durante aproximadamente dois meses (janeiro até início de março de 1998). Os dados deste projeto permitiram detectar a existência de um forte JBN na região de estudo em vários dos dias analisados (Douglas et al., 1998).

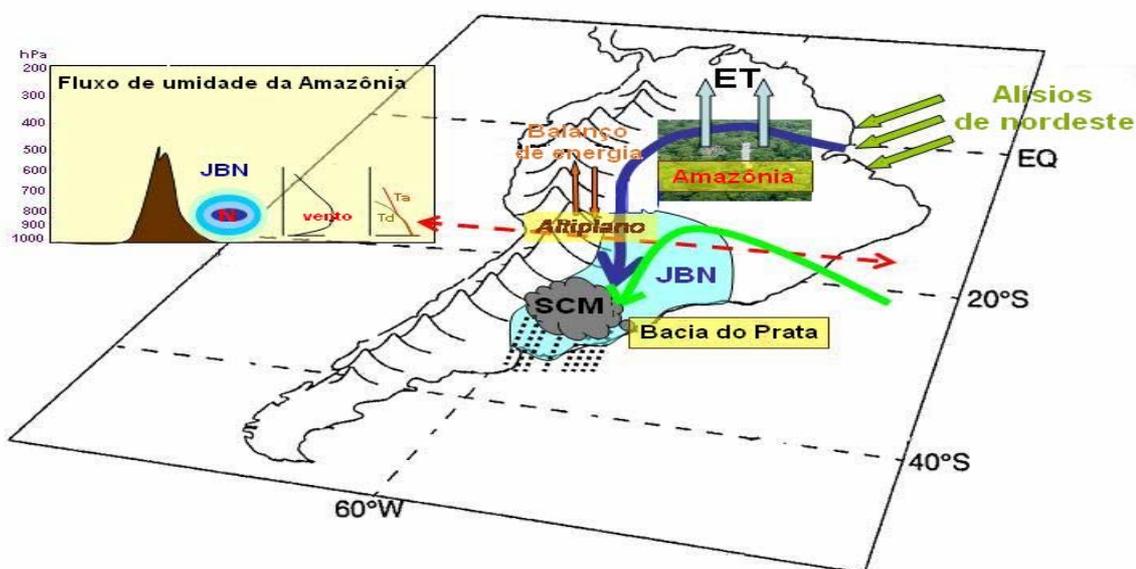


FIGURA 2 – Diagrama esquemático dos elementos relevantes de um intenso transporte de umidade e calor via JBN desde a Amazônia até a região norte da Argentina, Paraguai e Uruguai e sul do Brasil (Marengo et al., 2004).

Dentre os experimentos de campo visando o melhor entendimento dos JBN na AS, temos o South American Low-Level Jet (SALLJ-Brasil) (realizado entre novembro de 2002 e fevereiro de 2003), liderado pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC-INPE) e que incluiu observações de alta resolução espacial e temporal na região do JBN, assim como modelagem atmosférica em vários níveis. O SALLJ-Brasil, juntamente com componentes similares do SALLJ na Argentina, Paraguai e Uruguai, ajudaram a documentar a natureza do ciclo diurno dos JBN e, conseqüentemente, melhorar as previsões de tempo para a região. O SALLJ é uma parte integrante do Monsoon Experiment South America (MESA) o qual representa uma das componentes do programa Variability of American Monsoon Systems (VAMOS). O programa VAMOS

tem como objetivos: entender melhor as monções no contexto do clima global, avaliar os impactos antropogênicos na mudança do clima e a capacidade para as previsões sazonal e interanual do clima. Já o MESA, visa compreender melhor o papel dos JBN na AS no que diz respeito ao transporte de umidade, sua variabilidade e as ligações às anomalias climáticas remotas e locais. Estes programas internacionais mostram o interesse da comunidade científica internacional em relação ao JBN a leste dos Andes.

Mais recentemente, a conferência VAMOS/CLIVAR/WCRP (2002, <http://www.salljex.at.fcen.uba.ar/>) debateu o JBN do lado leste dos Andes, conhecido por Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) ou simplesmente JBN, ressaltando suas características, variabilidade, relação com o desenvolvimento de precipitação convectiva, simulações numéricas e sua relação com ondas de Rossby e outros fenômenos de grande escala.

De acordo com Vera et al. (2002) apud Karam (2002): o JBN à leste dos Andes é modulado pela fronteira orográfica dos Andes, que atua bloqueando e canalizando a circulação de leste dos alísios equatoriais que penetram pelo litoral norte e nordeste do Brasil, passando pela região Amazônica e também por circulações ciclônicas na baixa troposfera, tanto no verão quanto no inverno.

Os JBN mais intensos são favorecidos por condições associadas às perturbações ciclônicas que ocorrem durante a propagação de trens de ondas baroclínicas na alta troposfera (isto é, por cenários caracterizados por sucessão de ondas de Rossby na alta troposfera entre o Pacífico leste e a América do Sul).

Jato de Baixos Níveis aparecem na latitude de 18°S alcançando 30°S na forma de jatos intensos sobre a região do Chaco, onde ocorrem precipitações por atividade dos Sistemas Convectivos de Mesoescala. Os Sistemas Convectivos de Mesoescala podem ser mantidos por advecção de ar tropical, potencialmente quente e úmido, via transporte pelo JBN localizado na região (cerca de 80% dos Sistemas Convectivos de Mesoescala no centro da América do Sul ocorrem durante períodos de intenso JBN com vento de norte).

Cerca de 45% da precipitação austral de verão sobre a Bacia do Rio Prata pode ser explicada pela ocorrência de eventos de JBN.

Os JBN estão associados a *cavados*⁸ na média e alta troposfera sobre o sul da AS; *crista*⁹ na média e alta troposfera sobre a costa sul do Brasil; temperatura acima do

⁸ O cavado é uma área alongada de baixa pressão. As pressões aumentam para a periferia.

⁹ A crista é uma área alongada de alta pressão. As pressões aumentam para o centro.

normal no sul do Brasil, Paraguai, Uruguai, sul do Paraguai e nordeste da Argentina; e abaixo do normal sobre regiões norte e central do Brasil e ausência de uma *Zona de Convergência do Atlântico Sul*¹⁰ (ZCAS) significativa. A intensificação do JBN está relacionada a períodos de ZCAS inativa e vice-versa.

Recentemente pode-se verificar um número cada vez mais crescente de trabalhos relacionados aos JBN na América do Sul, tendo em vista a sua importância para o clima regional. Dentre estes trabalhos podemos citar:

Marengo e Soares (2002), que estudaram e analisaram a estrutura vertical, transporte de umidade e as características sinóticas dos episódios de JBN e Jato de Sul (como definido pelo autor, o Jato de Sul, representa uma entrada de ar frio associado a uma frente fria, com uma grande variabilidade sinótica do fluxo meridional próximo aos Andes) através de dados de radiossondagens (balão piloto e radiossonda na Bolívia), balão piloto (em Trinidad e no Aeroporto Internacional de Santa Cruz), reanálises do National Center for Environmental Prediction (NCEP) e observações sinóticas de superfície do Paraguai durante os dias 13-19 de abril de 1999. Estes autores concluíram que o Jato de Sul representa um episódio sinótico já documentado, com resfriamento forte e afluência de ar seco, que produz condições frias e até geadas no sul do Brasil (Satyamurti et al., 2001). Comparando a profundidade dos dois eventos estudados, eles verificaram que o JBN foi mais profundo (1600 m) do que o Jato de Sul (1200 m) e que o fluxo meridional do Jato de Sul parece ser mais intenso do que o JBN (isto está de acordo com algumas observações feitas nesta região durante o verão de 1998). Com relação ao ciclo diurno dos JBN e do Jato de Sul, existe um problema em virtude da pouca resolução temporal de observações na região ao longo do JBN. As reanálises mostram a intensidade máxima do JBN entre 00 e 12UTC, enquanto que o maior transporte de ar frio e seco do Jato de Sul acontece entre 06 e 12UTC. Em relação ao Jato de Sul, o ciclo diurno vai depender da penetração do sistema sinótico. A maioria das sondagens de ar superior na região dos JBN é disponível somente duas vezes por dia, em torno das 11 e 22UTC, e é esperada uma variabilidade da velocidade máxima do vento entre as observações neste período. Estas sondagens mostram a intensidade máxima dos jatos em torno das 11UTC, mas devido ao número de observações ser pequeno, não permite a validação da intensidade máxima derivada das reanálises do

¹⁰ A ZCAS é um fenômeno típico de verão, caracterizado nas imagens de satélite por uma banda de nebulosidade com direção NW-SE que vai desde a Amazônia até o Oceano Atlântico, e é responsável por grande parte da chuva sobre as regiões sudeste e centro-oeste do Brasil no verão.

NCEP. Portanto, para o episódio do JBN estudado pelos autores neste trabalho, as reanálises não satisfazem o critério de classificação dos JBN proposto por Bonner (1968), pois subestimam a intensidade do fluxo de norte. Assim, devido às limitações das reanálises do NCEP, uma combinação delas com observações de ar superior (balão piloto e radiossondagem) e observações de superfície, ajudaram a melhor definir a estrutura e características sinóticas do JBN e Jato de Sul.

Ferreira e Calbete (2002) fizeram um estudo de caso de JBN na América do Sul, visando explicar como os JBN modificam a estabilidade atmosférica através do uso de informações de ar superior de algumas localidades do Brasil (Rondônia, Rolim de Moura, Rebio, Campo Grande, Porto Velho, Vilhena e Foz do Iguaçu), Bolívia (Santa Cruz de la Sierra) e Argentina (Salta e Resistência) no período de janeiro a abril de 1999. Foram aplicados os critérios de classificação de JBN propostos por Bonner (1968), onde eles detectaram um total de 15 ocorrências de JBN em Santa Cruz de la Sierra, as quais nove correspondem a jatos procedentes de norte. Deste total, apenas dois jatos foram observados nas sete estações estudadas. Em seguida selecionaram os casos para posterior análises, foram eles: 28 de janeiro; 2, 3 e 7 de fevereiro; 14, 15, 17, 24 e 25 de março e 15 de abril. Segundo esses autores, os episódios de JBN são freqüentemente associados a modificações no perfil de temperatura. Uma característica marcante é a ocorrência de inversão de temperatura potencial, logo abaixo do nível do vento máximo (Blackadar, 1957). Tais inversões foram observadas na maioria dos episódios estudados, com mais ou menos intensidade. Ferreira e Calbete (2002) concluíram que o evento do dia 7 de fevereiro, apresentou umidade relativa muito baixa sobre a Bolívia, porém suficiente para intensificar o sistema frontal observado sobre o norte da Argentina. O segundo episódio, do dia 15 de abril, foi o de maior intensidade neste período, sendo muito bem representado através das radiossondagens de Santa Cruz de la Sierra. Neste episódio os autores observaram claramente a inversão térmica no nível do jato e as camadas de mistura turbulenta acima e abaixo do jato. Dessa forma, os autores verificaram que os JBN na América do Sul estão associados a fortes modificações no perfil de temperatura, aumento de estabilidade atmosférica, favorecendo o transporte de calor e umidade e possivelmente à manutenção ou extinção do próprio jato.

Com relação aos JBN que ocorrem no Brasil, podemos citar a sua ocorrência nas seguintes localidades: Porto Alegre (Corrêa et al., 2002), ao longo do vale do Rio

Paraná (Stivari e Oliveira, 1999); Rondônia (Ferreira, 1988), São Paulo (Cárdenas, 1990; Oliveira, 1993; Karam, 2002; Silva Dias, 2002).

Para o caso dos JBN que ocorreram em São Paulo, Cárdenas (1990) apud Karam (2002), utilizando radiossondagens feitas em Bauru em janeiro de 1983, identificou três casos de estudo de JBN, onde a máxima velocidade do vento variou entre 11 e 23 m s⁻¹ e a direção do vento foi de sudeste e nordeste, com o jato contido em uma camada de espessura entre 335 e 1054 m; levantando evidências de que os JBN observados em Bauru se estendem horizontalmente por todo o Planalto Paulista e que estão associados à oscilação inercial.

Stivari e Oliveira (1999) verificaram a existência dos JBN na região do lago de Itaipu, através da análise de 188 sondagens realizadas no aeroporto de Foz do Iguaçu, nos meses de setembro a dezembro de 1994 e de junho a novembro de 1995, no horário das 12UTC. Estes autores detectaram, através das 188 sondagens, que 58,5% correspondem a JBN e que estes jatos desenvolvem-se na sua maioria entre 300-400 m e verificaram também que 40% dos jatos ocorrem em dias sem inversão térmica. Os resultados mostraram que, para esta região, o tipo de JBN mais frequente é o tipo que apresenta velocidade no núcleo do jato entre 10 e 12 m s⁻¹ (Bonner, 1968) com direção predominante do vento de nordeste, ocorrendo em situação de alta pré-frontal ou alta do Atlântico Sul. Outra categoria de JBN encontrada foi o tipo JBN com velocidades menores que 10 m s⁻¹ (Stivari e Oliveira, 1999), detectado em 20,9% dos dias analisados, apresentando direção predominante do vento de sudeste, esta categoria é observada em situação pós-frontal. Os autores concluíram que o contraste térmico gerado pela heterogeneidade da superfície em razão da presença do lago de Itaipu pode ser responsável pela formação e intensificação dos JBN com velocidades menores que 10 m s⁻¹ observados naquela região em dias de ventos calmos e céu claro, a ser investigado utilizando um modelo numérico de mesoescala.

Corrêa et al. (2002) fizeram a análise e classificação não-hierárquica dos JBN e dos Ventos Máximos baseados em análise multivariada no perfil vertical do vento em Porto Alegre através da utilização de dados de radiossondagens do Aeroporto Internacional Salgado Filho, no período de agosto de 1992 a setembro de 2001. Os JBN foram classificados conforme o critério de Bonner (1968) e modificados por Whiteman et al., (1997), ao qual foi agregada uma nova categoria (JBN fraco) proposta por Corrêa et al., (2001). No caso dos ventos máximos, estes autores utilizaram uma classificação similar ao critério anterior com a diferença de que eles não utilizaram o critério do

cisalhamento vertical associado ao vento máximo. Corrêa et al. (2002) concluíram que os JBN e os ventos máximos são mecanismos muito importantes na circulação atmosférica, pois atuam de forma a otimizar os mecanismos de transporte de vapor d'água de regiões próximas do Equador para latitudes médias, caracterizando uma circulação na América do Sul nos níveis mais altos da Camada Limite Planetária (altura da ordem de 600 m ou mais), apresentando uma maior intensidade e o predomínio de oeste/noroeste. Porém os JBN apresentaram uma outra característica importante nas alturas da ordem de 300 m, na parte mais baixa da Camada Limite Planetária, mostrando um predomínio da circulação com sentido de leste, com intensidades da ordem de 10-15 m s⁻¹ e com uma frequência da ordem de 46%, caracterizando uma circulação do vapor d'água do Atlântico Sul para regiões do interior do continente. Tal situação pode descrever um importante mecanismo na geração e manutenção dos Sistemas Convectivos de Mesoescala e na geração de tempo severo.

2.1.4. Critérios de Classificação para Jatos de Baixos Níveis

Na literatura existem vários critérios de classificação dos JBN (TABELA 1). Dentre eles, existem dois: 1) os baseados somente na intensidade e altura do máximo (Bonner, 1968; Stull, 1988; Whiteman et al., 1997) e 2) aqueles que são baseados tanto no valor e altura do máximo quanto na presença de cisalhamento direcional (Oliveira e Fitzjarrald, 1993, 1994).

A seguir, um detalhamento dos critérios acima citados para classificar os JBN será feita.

Inicialmente, Bonner (1968) utilizando o critério 1 examinou a estrutura espacial e características temporais dos JBN das Grandes Planícies dos EUA usando três critérios (*JBN1*, *JBN2* e *JBN3*) para identificar a presença de um JBN na sondagem vertical da velocidade do vento. Os critérios *JBN1*, *JBN2* e *JBN3* especificam que os perfis de velocidade do vento tem que apresentar um máximo de pelo menos 12, 16 e 20 m s⁻¹ respectivamente abaixo de 1500 m de altitude e que deve existir um decréscimo na velocidade do vento de pelo menos 6, 8 e 10 m s⁻¹, respectivamente, desde o nível onde se encontra o JBN até o nível de 3000 m.

Esse critério foi implementado por Whiteman et al., (1997) que atribuíram uma nova categoria de JBN na classificação de Bonner (1968), chamado de *JBN0*, nesta categoria a intensidade do vento deve ser igual ou superior a 10 m s⁻¹, no nível de

máxima intensidade e apresentar um decréscimo de pelo menos 5 m s^{-1} desde o nível onde se encontra o vento máximo até o nível de 3000 m.

Ainda dentro deste mesmo critério, Stull (1988) definiu a ocorrência de um JBN de forma pragmática, ou seja, através da observação direta da velocidade do vento, onde, toda vez que se encontra um máximo relativo na estrutura vertical da velocidade do vento com intensidade maior que 2 m s^{-1} nos primeiros 1500 m da atmosfera.

Por outro lado, utilizando o critério 2, Oliveira e Fitzjarrald (1993,1994) através de estudos sobre as Brisas no Rio Amazonas e Camada Limite Local, também classificaram os JBN em duas categorias: *JBN1* e *JBN2*. O *JBN1* é função da presença do cisalhamento direcional (anti-horário), observado numa camada rasa (500 m), com rotação horária, e apresenta um escoamento perturbado pela circulação dos sistemas locais (brisa fluvial). Neste tipo de JBN, a máxima velocidade foi observada pela manhã, e o mesmo é um JBN específico da estação seca. O outro tipo de JBN observado foi o tipo *JBN2*, diferente do *JBN1*, este foi detectado na ausência de cisalhamento direcional considerável, em uma camada profunda (400-600 m), com escoamento de leste. Neste caso, o escoamento é pouco perturbado pelos sistemas locais e influenciado pelos sistemas da bacia Amazônica (penetração de leste das linhas de instabilidade tropicais). Em geral, os *JBN2* são observados à noite.

TABELA 1 – Critérios de classificação para Jatos de Baixos Níveis

TIPOS	CRITÉRIO(S) DE CLASSIFICAÇÃO	REFERÊNCIA
Definido de forma pragmática	Quando se encontra um máximo relativo na estrutura vertical da velocidade do vento com intensidade maior que 2 m s^{-1} nos primeiros 1500 m da atmosfera acima da superfície.	Stull (1988)
JBN0	$v_{\max} \geq 10 \text{ m s}^{-1}$ e $(v_{\max} - v_{3\text{km}}) \geq 5 \text{ m s}^{-1}$	Whiteman et al., (1997)
JBN1	$v_{\max} \geq 12 \text{ m s}^{-1}$ e $(v_{\max} - v_{3\text{km}}) \geq 6 \text{ m s}^{-1}$	Bonner (1968)
JBN2	$v_{\max} \geq 16 \text{ m s}^{-1}$ e $(v_{\max} - v_{3\text{km}}) \geq 8 \text{ m s}^{-1}$	
JBN3	$v_{\max} \geq 20 \text{ m s}^{-1}$ e $(v_{\max} - v_{3\text{km}}) \geq 10 \text{ m s}^{-1}$	
JBN1	<p>Presença de cisalhamento direcional (anti-horário)</p> <p>$v_{\max} = 2 \text{ a } 6 \text{ m s}^{-1}$</p> <p>$z_{\max} = 100 \text{ m}$ (camada de 500 m)</p> $\frac{\partial(\vec{v}/v)}{\partial z} \cong \frac{(\vec{v}_{1\text{km}} - \vec{v}_{\max})}{ \vec{v}_{1\text{km}} - \vec{v}_{\max} } \cdot \frac{1}{500} \geq \frac{0 - \pi/2}{500} (\text{rad m}^{-1})$ <p>Camada rasa. Rotação horária com direção norte à superfície a leste de 600 m. Escoamento perturbado pela circulação dos sistemas locais (brisa fluvial). O rio está localizado ao sul do ponto de observação. Em geral, a máxima velocidade do JBN é observada pela manhã. JBN específico da estação seca.</p>	Oliveira e Fitzjarrald (1993,1994)
JBN2	<p>Ausência de cisalhamento direcional apreciável</p> <p>$v_{\max} = 10 \text{ a } 15 \text{ m s}^{-1}$</p> <p>$z_{\max} = 400 \text{ a } 600 \text{ m}$</p> $\text{direção} = \frac{(\vec{v}_{1\text{km}} - \vec{v}_{\max})}{ \vec{v}_{1\text{km}} - \vec{v}_{\max} } \approx \frac{\pi}{2} (\text{rad})$ <p>Camada profunda. Direção do escoamento: leste. Escoamento pouco perturbado pelos sistemas locais e influenciado pelos sistemas da bacia Amazônica (penetração de leste das linhas de instabilidade tropicais). Em geral, tais JBN são observados à noite. JBN característico da estação úmida.</p>	

3. MATERIAL E MÉTODOS

Neste item, é descrito como foram obtidos os dados de radiossondagens e a forma como esses dados foram tratados para posterior análise observacional.

Também neste capítulo é descrita a simulação, utilizando o modelo BRAMS, de um caso de ocorrência de JBN observado no dia 27/01/2002.

3.1. Análise observacional

3.1.1. Dados de radiossondagens

Os dados utilizados neste trabalho foram coletados, através das radiossondagens obtidas no Sistema W9000 produzidas pela “VIZ – Manufacturing Company - USA”, no Aeroporto Internacional Salgado Filho de Porto Alegre – RS, durante o período de 1989 a 2003, nos horários das 00 e 12UTC. Esses dados foram obtidos no seguinte endereço: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

No período mencionado, não houveram informações de ar superior no horário das 00UTC nos anos de 1992 a 1995 e 1998, portanto foram utilizadas 9.125 sondagens no período de estudo.

Em virtude do grande espaçamento vertical entre os dados de ar superior nas sondagens, adotou-se o seguinte critério, visando um maior detalhamento das informações: utilizou-se somente as sondagens que possuíam no mínimo seis pontos de informações desde a superfície até 1300 m de altura. Após a aplicação deste critério nas sondagens restantes, foi feita uma interpolação linear de 50 em 50 m utilizando um programa em Linguagem Basic, com a finalidade de obter os perfis verticais dos dados igualmente espaçados em todas as sondagens.

Após os dados estarem uniformizados, foram confeccionados os perfis verticais do vento horizontal para as sondagens das 00UTC e em seguida para às 12UTC, até 3000 m de altura, visando detectar as ocorrências dos JBN.

3.1.2. Seleção dos Jatos de Baixos Níveis

Para selecionar os casos de ocorrências de JBN utilizaram-se os critérios de classificação propostos por Bonner (1968) e modificados por Whiteman et al. (1997), a partir de agora designado por B&W. Para tal analisaram-se os perfis do vento das 00 e 12UTC das sondagens interpoladas (item 3.1.1). Conforme descrito no item 2.1.4, da Revisão Bibliográfica, B&W sugeriram dois critérios de classificação que devem ser satisfeitos simultaneamente: a) o primeiro especifica o valor máximo da velocidade do vento no “núcleo do jato” e b) o segundo especifica a diminuição do valor da velocidade do vento acima do seu núcleo máximo até a atingir a velocidade mínima em 3000 m (TABELA 2).

Para melhor entendimento dos critérios aqui utilizados, os exemplos abaixo mostram duas situações onde, na primeira (FIGURA 3), existe a ocorrência de JBN e na segunda (FIGURA 4) não se verifica a ocorrência de JBN. Na primeira situação, pode-se observar que a diferença ($v_{\text{máx}} - v_{3\text{km}}$) é maior do que o dobro de $v_{\text{máx}}$, portanto nesta sondagem há ocorrência de JBN (TABELA 1). Já na segunda situação, a diferença $v_{\text{máx}} - v_{3\text{km}}$ é menor do que o dobro de $v_{\text{máx}}$, portanto não há ocorrência de JBN nesta sondagem.

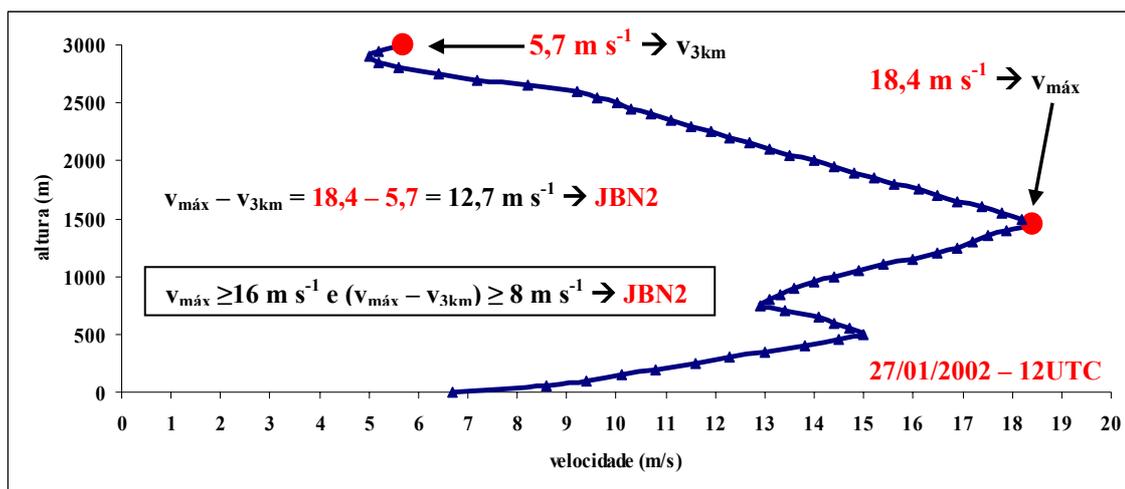


FIGURA 3 - Exemplo de uma radiossondagem com ocorrência de Jato de Baixos Níveis.

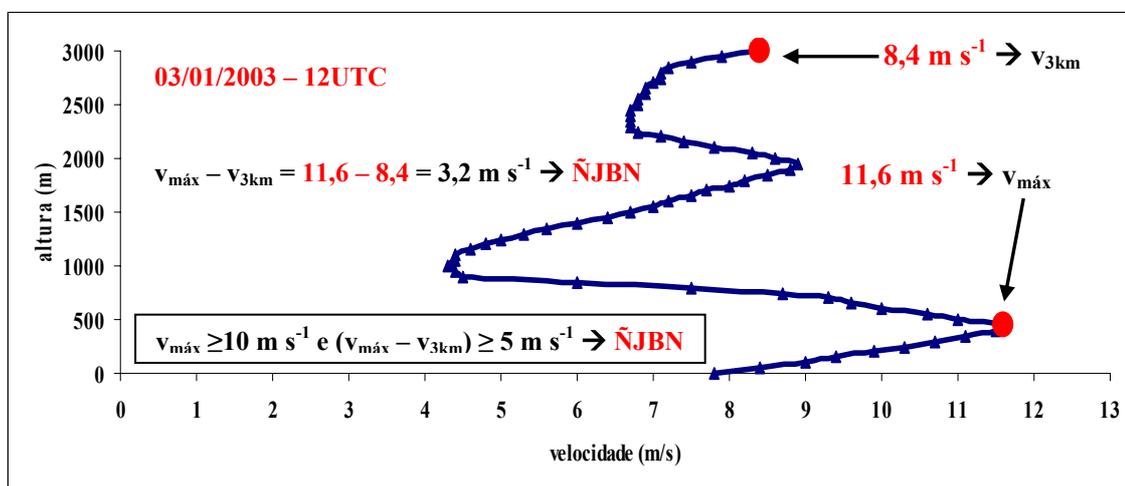


FIGURA 4 - Exemplo de uma radiossondagem sem ocorrência de Jato de Baixos Níveis.

Visando realizar uma análise sazonal os JBN detectados foram separados em quatro conjuntos, representando as estações do ano, tal qual a metodologia utilizada por Assis e Camargo (2002). Estes autores utilizaram a seguinte subdivisão: estação temperada fria, relativa ao outono, composta pelos meses de março, abril e maio; estação fria, relativa ao inverno, composta pelos meses de junho, julho e agosto; estação temperada quente, relativa à primavera, composta pelos meses de setembro, outubro e novembro; estação quente, relativa ao verão, composta pelos meses de dezembro, janeiro e fevereiro.

Após esta etapa, foi realizada a seguinte análise para cada horário (00 e 12UTC) e para cada estação do ano: tipos de JBN observados, altura de ocorrência e direção do JBN.

Em seguida, os JBN detectados foram separados em função dos seus níveis de ocorrências conforme sugerido por Bonner (1968a, b). Assim, em cada estação do ano, tanto para às 00 quanto para às 12UTC, a atmosfera foi dividida em níveis de 500 em 500 m, desde a superfície até 2500 m de altura.

TABELA 2 - Classificação dos Jatos de Baixos Níveis segundo os critérios propostos por Bonner (1968) e modificados por Whiteman et al. (1997)

Tipos de JBN	Descrição dos Critérios
JBN0	Para intensidade do vento igual ou superior a 10 m s^{-1} , no nível de máxima intensidade da velocidade do vento, com um decréscimo de pelo menos 5 m s^{-1} acima deste nível e abaixo de 3000 m de altura.
JBN1	Para intensidade do vento igual ou superior a 12 m s^{-1} , no nível de máxima intensidade da velocidade do vento com um decréscimo de pelo menos 6 m s^{-1} acima deste nível e abaixo de 3000 m de altura.
JBN2	Para intensidade do vento igual ou superior a 16 m s^{-1} , no nível de máxima intensidade da velocidade do vento, com um decréscimo de pelo menos 8 m s^{-1} acima deste nível e abaixo de 3 000 m de altura.
JBN3	Para intensidade do vento igual ou superior a 20 m s^{-1} , no nível de máxima intensidade da velocidade do vento, com um decréscimo de pelo menos 10 m s^{-1} acima deste nível e abaixo de 3000 m de altura.

3.2. Estudo de caso: 27/01/2002

O caso de ocorrência de JBN observado na estação do verão no dia 27/01/2002 foi selecionado para estudo utilizando o BRAMS, por ser o jato mais intenso que foi identificado. Este jato estava associado a um Sistema Convectivo de Mesoescala observado na região de estudo.

Para análise do caso de estudo foram utilizadas as seguintes informações:

- a) Imagens do satélite ambiental de órbita geoestacionária (GOES-8), no canal do infravermelho (canal 4), em um intervalo de 30 em 30 minutos, obtidas no seguinte endereço. http://satelite.cptec.inpe.br/imagens/imagset/as/as_30, com o objetivo de acompanhar o ciclo de vida do Sistema Convectivo de Mesoescala.
- b) Radiossondagens dos dias 27/01/02 (00 e 12UTC) e 28/01/02 (00UTC), para efeito de comparação com os dados gerados pelos modelos Global, ETA e BRAMS. E análise de condições ambientes antes, durante e após a ocorrência dos JBN.
- c) Campos de vento, umidade específica e temperatura fornecidos pelos modelos Global (resolução horizontal de 100 km e saída de 6 em 6 h) e ETA (resolução horizontal de 40 km e saída de 12 em 12 h) fornecidos pelo CPTEC/INPE compreendendo um intervalo de 24 h, ou seja, desde o dia 27/01/02 às 00UTC até o dia 28/01/02 às 00UTC. Estes campos forneceram as informações sinóticas e de mesoescala necessárias para analisar as características do JBN.

Conforme mencionado anteriormente o JBN selecionado foi observado na sondagem das 12UTC do dia 27/01/02. As sondagens disponíveis (das 00 e 12UTC do dia 27/01/2002), não permitiram obter uma análise mais detalhada da evolução do JBN selecionado, uma vez que o mesmo foi detectado somente na sondagem das 12UTC do dia 27/01/02. Por outro lado, os campos dos modelos Global e ETA também não apresentaram uma resolução temporal (6 h – Global e 12 h – ETA) nem espacial (100 km – Global e 40 km – ETA) refinada o suficiente para permitir uma análise mais detalhada do mesmo. Por esta razão, decidiu-se simular o caso de estudo, utilizando o modelo BRAMS, com uma resolução espacial e temporal maior, o que permitiu acompanhar mais detalhadamente o JBN.

3.2.1. Descrição dos modelos ETA e Global

O modelo Eta é um modelo de mesoescala, em ponto de grade, de equações primitivas. A versão do modelo Eta que roda operacionalmente no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) é hidrostático e cobre a maior parte da América do Sul e oceanos adjacentes. A resolução horizontal atual é de 40 km e a vertical de 38 camadas. As previsões são fornecidas duas vezes ao dia, uma com condição inicial às 00UTC e outra às 12UTC. A condição inicial é proveniente da

análise do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e as condições de contorno lateral são provenientes das previsões do modelo global do CPTEC e atualizadas a cada 6 horas. O prazo de integração é de 72 horas. A grade horizontal é a grade E de Arakawa e a coordenada vertical é a coordenada eta. A topografia é representada em forma de degraus. As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura do ar, componentes zonal e meridional do vento, umidade específica, água líquida da nuvem, pressão à superfície e energia cinética turbulenta.

Já o modelo Global (ou Modelo de Circulação Geral Atmosférica - MCGA), iniciou operacionalmente a previsão numérica de tempo global no CPTEC em novembro de 1994, onde foi implementada a versão 1.7 do modelo COLA. Como parte da implementação deste modelo no CPTEC, o truncamento romboidal, adotado pelo COLA, foi generalizado para truncamento triangular e foram introduzidas: resoluções horizontal e vertical versáteis, adaptações na geração de arquivos de entrada e saída para as necessidades operacionais do CPTEC e utilização de temperatura da superfície do mar média observada da última semana. Essa primeira versão foi denominada versão 1.0 CPTEC/COLA. Uma nova versão do modelo global do CPTEC foi colocada em operação em dezembro de 1998, denominada versão 2.0 CPTEC/COLA. Basicamente, esta implementação consistiu em realizar as modificações propostas pelo COLA para a versão que eles denominaram versão 1.12 e implementar um pós-processamento diferente daquele que vinha sendo utilizado até então. Esta nova versão incluiu uma modificação no modelo de tratamento da interação atmosfera-biosfera, nova opção de parametrização da convecção profunda e um novo esquema de difusão horizontal. Quanto ao pós-processamento, o cálculo da função de corrente e do potencial de velocidade foi modificado para evitar incompatibilidades entre esses campos e os campos de vento zonal e vento meridional, especialmente próximo à topografia alta e, além disso, para evitar erros associados à interpolação na horizontal, a grade do modelo passou de uma grade regular para uma grade gaussiana na direção horizontal. O MCGA é usado operacionalmente para previsão de tempo e, com as devidas modificações, para previsão do clima. O MCGA é rodado para previsão de sete dias nos horários 00 e 12UTC, para as resoluções T62L28 e T126L28. Nos horários intermediários, 06 e 18UTC, o modelo é rodado para previsão de doze horas com a resolução T62L28 para produzir um ciclo de assimilação de seis horas.

3.2.2. Etapas e processos de inicialização do modelo BRAMS

As simulações com o modelo BRAMS compreendem três fases, a saber: pré-processamento, processamento e visualização ou pós-processamento, que esquematicamente podem ser visualizados no fluxograma representado na FIGURA 5.

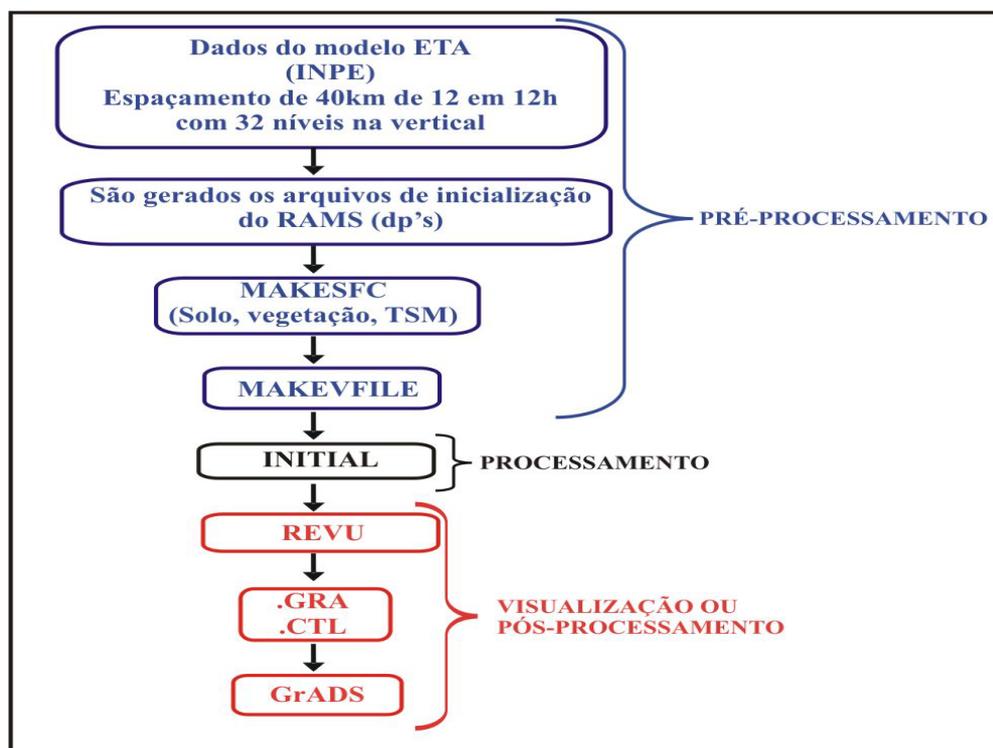


FIGURA 5 – Fluxograma representando o funcionamento do modelo BRAMS.

A seguir, cada fase da simulação é descrita.

Na *fase de pré-processamento* inicialmente são gerados os arquivos de solo, vegetação e temperatura da superfície do mar, estes dados estão disponíveis semanalmente e apresentam uma resolução de 50 km e estes arquivos gerados são para as grades de simulação escolhidas rodando-se o modelo na opção MAKESFC. Em seguida, torna-se necessário que usuário disponibilize ao modelo os dados de entrada para iniciar o BRAMS (temperatura do ar, altura geopotencial, umidade do ar e vento horizontal em diferentes níveis da atmosfera) provenientes neste trabalho do modelo ETA. Para tal, roda-se o modelo na opção MAKEVFILE com o objetivo de interpolar os dados contidos nos arquivos dp's (que contém os dados de entrada) nas grades de simulação escolhidas.

O *processamento*, propriamente dito, começa quando o BRAMS inicia as integrações no tempo das variáveis nas grades selecionadas. Nesta fase o modelo roda na opção INITIAL, gerando os arquivos de análise que contém os dados simulados para as grades que foram escolhidas e horários selecionados.

E finalmente, na última fase, ou seja, na *fase de visualização ou pós-processamento*, os dados contidos nos arquivos de análise são transformados em arquivos que possam ser visualizados graficamente. Neste trabalho foi usado o RAMS Evaluation and Visualization Utilities (REVVU).

3.2.3. Descrição da simulação com o BRAMS

Dentre os modelos regionais mais usados no mundo, está o Regional Atmospheric Modelling System (RAMS), um modelo de circulação prognóstico desenvolvido na Universidade do Colorado (EUA) a partir de um modelo de mesoescala (Pielke, 1974) e de um modelo de nuvens (Trípoli e Cotton, 1982).

O RAMS é fundamentado na integração das equações diferenciais de conservação de momentum, de massa e de energia, com referência a um sistema de coordenadas que segue o terreno. Por sua complexidade, o modelo RAMS simula qualquer situação de escoamento e pode ser aproveitado em diversas situações.

O modelo BRAMS 2.0 é baseado na versão 5.02 do modelo RAMS com diversos aperfeiçoamentos numéricos e de parametrizações físicas. Um diferencial significativo entre as versões BRAMS 2.0 e RAMS 4.4 encontra-se na parametrização de convecção, a qual sofreu profundas inovações na versão atual. O BRAMS 2.0, além da antiga parametrização convectiva de Kuo, acrescentou ao leque de parametrizações para convecção profunda os esquemas de Grell (Grell e Devenyi, 2002) e de Cumulus rasos (Souza, 1999).

A simulação com o modelo BRAMS foi realizada com uma grade aninhada e fixa (FIGURA 6), sendo a Grade 1 com 88X70 pontos de grade e resolução horizontal de 36 km (centrada em 30°S e 60°W, cobrindo uma área de aproximadamente 3.330X2.220 km²), e a Grade 2 com 126X100 pontos de grade e resolução horizontal de 9 km (centrada em 30,5°S e 54°W, cobrindo uma área de 1.332X999 km²). A Grade 1 abrange a área onde o Sistema Convectivo de Mesoescala se encontra durante todo o seu ciclo de vida, desde a formação até a sua dissipação. A Grade 2 está centrada na região onde o Sistema Convectivo de Mesoescala apresenta maior intensidade sobre o

Rio Grande do Sul e também abrange o local onde foi lançada a radiossondagem. Utilizaram-se 32 níveis na vertical em ambas as grades, com um espaçamento de 100 m junto a superfície, estendendo-se com uma razão vertical de 1,2 até a altura de 1000 m. A partir de 1000 m o espaçamento foi mantido constante com o valor de 1000 m, alcançando o topo do domínio em 14 km. Os passos no tempo nas grades 1 e 2 foram de 45 e 15 s, respectivamente. A simulação teve início às 00UTC do dia 27/01/02 e terminou às 00UTC do dia 28/01/02, compreendendo um total de 24 h com saídas de 1 em 1 h. O BRAMS foi inicializado com dados de análise do modelo ETA. Estes dados foram analisados sobre superfícies isentrópicas e depois interpolados para a grade do modelo.

As parametrizações utilizadas aqui estão sendo usadas operacionalmente no Grupo de Estudos em Previsão Regional (GEPRA). Os dados de inicialização foram informados ao modelo a cada 3 h através do esquema de nudging nos limites laterais da grade maior. Para as duas grades foram utilizadas as seguintes opções: topografia com resolução de 10 km; diferenciação na fronteira lateral de Klemp e Wilhelmson (1978), parâmetros de radiação segundo Mahrer e Pielke (1977), parametrização convectiva de Grell e Devenyi (2002), parametrização dos coeficientes de difusão segundo Mellor e Yamada (1974), microfísica de nuvens ativada.

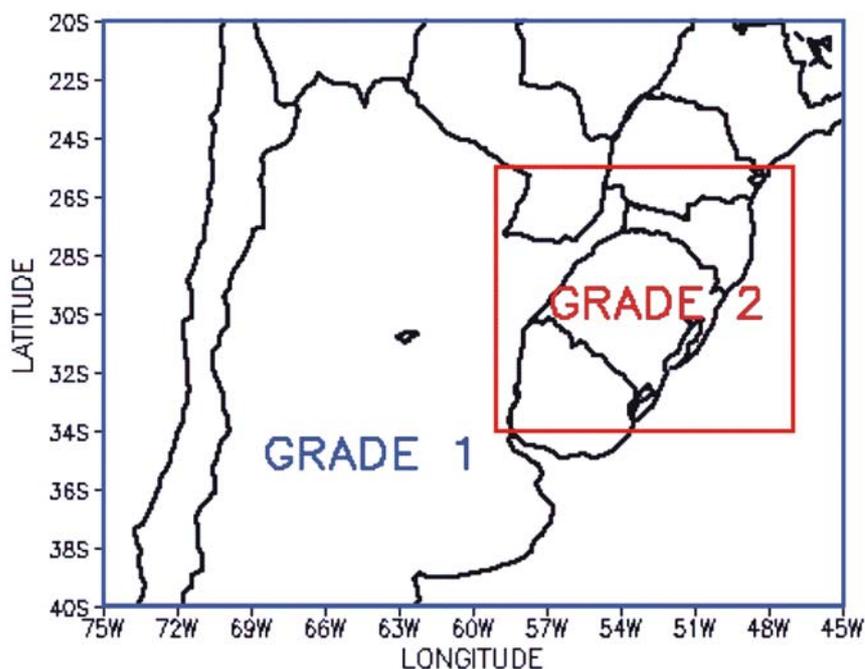


FIGURA 6 – Localização das grades de estudo.

3.2.4. Visualizações das saídas do modelo BRAMS

Os resultados obtidos através do modelo BRAMS foram visualizados através do pacote gráfico GrADS (Grid Analysis and Display System), desenvolvido por pesquisadores do COLA (Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies) da Universidade de Maryland (EUA). Este pacote é específico para visualização e análise de dados em grade e implementa um modelo de dados de quatro dimensões: latitude, longitude, nível (de pressão) e tempo, técnica de armazenamento que possibilita facilmente a comparação entre um grupo de dados, pois permite o correto ajuste espacial para a sobreposição dos mesmos.

3.2.5. Análises realizadas

- a) Inicialmente foi feito o confronto de umidade específica, temperatura potencial e velocidade do vento simulado pelos modelos Global, ETA, BRAMS (Grade 1 e 2) com os Observado em Porto Alegre (Lat.: 30,01°S e Lon.: 51,21°W) às 00 e 12UTC do dia 27/01/2002 e às 00UTC do dia 28/01/2002;
- b) Em seguida analisaram-se os campos de vento e umidade específica (transporte horizontal de umidade específica) e vento e temperatura em 850hPa, gerados pelos modelos Global, ETA e BRAMS (Grade 1) no horário antes (00UTC do dia 27/01/02), durante (12UTC do dia 27/01/02) e após (00UTC do dia 28/01/02) o episódio do JBN, possibilitando assim melhor visualização das características da ocorrência do JBN;
- c) Por fim, analisaram-se os campos de vento e umidade específica (transporte horizontal de umidade) e vento e temperatura, gerados pelo BRAMS (Grade 2) no horário de ocorrência do JBN (12UTC do dia 27/01/02).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste item são mostrados os resultados observacionais para os JBN detectados às 00 e 12UTC, durante o período de 1989 a 2003 na região metropolitana de Porto Alegre. Os resultados referentes a um caso de ocorrência de JBN associado a um Sistema Convectivo de Mesoescala também são apresentados.

4.1. Análise observacional

Conforme descrito no item 3.1.2 os JBN foram classificados aplicando-se os critérios de B&W aos dados coletados. A distribuição sazonal para às 00 e 12UTC dos JBN detectados é mostrada na TABELA 3.

Pode-se observar nesta tabela que a maior ocorrência dos JBN foi no horário das 12UTC, com 156 ocorrências, correspondendo a 71,2% do total de JBN observados.

TABELA 3 – Distribuição sazonal dos Jatos de Baixos Níveis para às 00 e 12UTC

Estação	00UTC	12UTC	TOTAL
<i>Temperada Fria</i>	15	34	49
<i>Fria</i>	5	30	35
<i>Temperada Quente</i>	19	53	72
<i>Quente</i>	24	39	63
TOTAL	63	156	219

É possível notar também que tanto para às 00 quanto para às 12UTC, a estação do ano que apresentou menor ocorrência de JBN foi a temperada fria. Por outro lado, as estações que tiveram maior ocorrência de JBN às 00 e 12UTC, respectivamente foram a quente (38%) e a temperada quente (34%).

Portanto, por essa tabela também pode-se notar que os JBN são observados em todas as estações do ano, com predominância nas estações temperada quente e quente.

A seguir é feita uma descrição detalhada dos resultados obtidos para cada estação do ano.

4.1.1. Estação temperada fria

Na estação temperada fria, conforme mostra a TABELA 3, foram detectados 15 JBN às 00 e 34 às 12UTC.

Os JBN detectados nesta estação do ano foram inicialmente separados por tipo, tanto para às 00 quanto para às 12UTC. Os resultados desta análise são mostrados na FIGURA 7, onde tem-se a distribuição dos JBN por tipo observados em Porto Alegre. Observou-se nesta figura que, para o horário das 00UTC, os JBN0 e JBN1 foram os tipos mais frequentes detectados na região de estudo, com 47% e 33% de ocorrência respectivamente. Os JBN0 e JBN1, são aqueles que apresentam velocidades máximas ou iguais a 10 e 12 m s⁻¹, respectivamente. Também para este horário, foi detectada a ocorrência do tipo JBN3 correspondendo a 20% dos casos detectados. Para o horário das 12UTC os tipos predominantes também foram os JBN0 e JBN1, com 38% e 29% de ocorrência, respectivamente. Além destes dois tipos, observou-se também que na região

de estudo, para este horário, os tipos JBN2 (21%) e JBN3 (12%), caracterizados por apresentarem velocidades máximas no núcleo do jato de no mínimo 16 e 20 m s⁻¹, respectivamente.

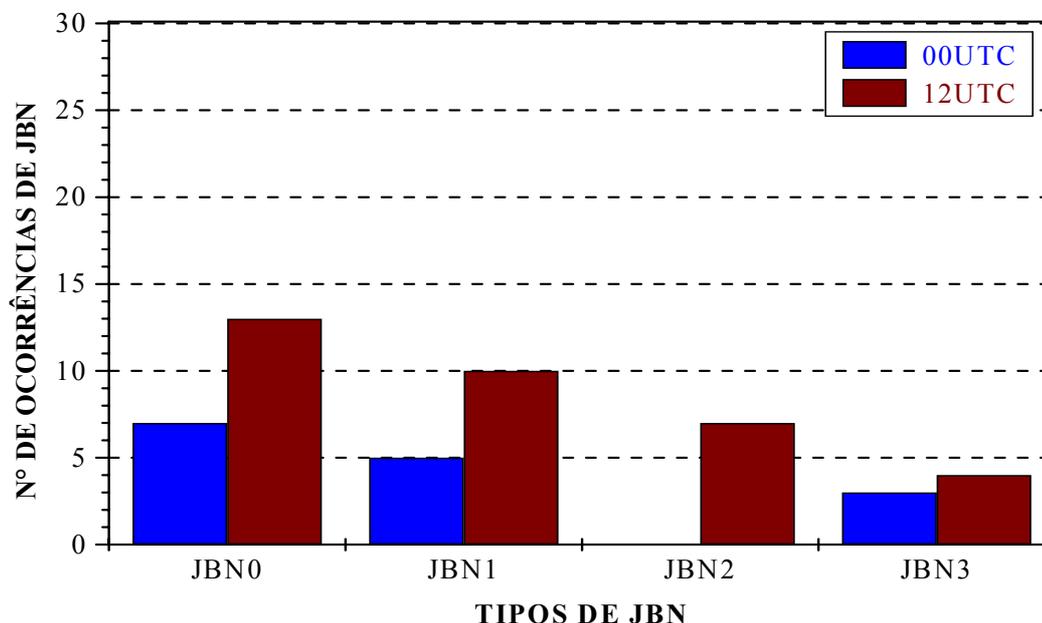


FIGURA 7 – Tipos de Jatos de Baixos Níveis na estação temperada fria.

Outra análise realizada foi com relação à altura de ocorrência dos JBN. Os resultados desta análise são mostrados na FIGURA 8 para às 00 e 12UTC. Pode-se observar nesta figura que no horário das 00UTC a altura mais freqüente de ocorrência dos JBN foi 250 m, com 3 ocorrências (equivalente a 20% do total de JBN observados). Neste horário, cerca de 93% dos JBN detectados (14 JBN) limitaram-se à altura de 900 m. Por outro lado, às 12UTC, a altura de máxima predominância dos JBN foi em 900 m, correspondendo a 15% do total observado. Para este horário, foram observadas outras duas alturas com ocorrências consideráveis, sendo elas: 300 m e 600 m, cada uma com 12% de ocorrência. De uma forma geral, para este horário, os 63% dos JBN detectados limitaram-se também à altura de 900 m conforme foi verificado para o horário das 00UTC.

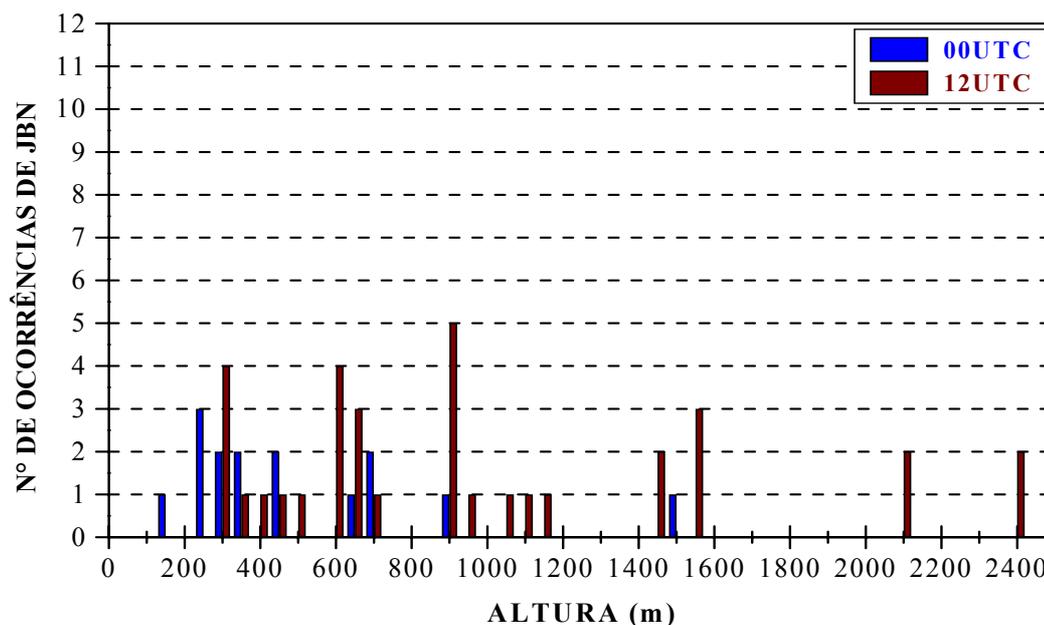


FIGURA 8 – Altura de ocorrência dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada fria.

Em seguida analisou-se a direção predominante dos JBN que é mostrada na FIGURA 9. A direção predominante dos JBN foi dividida em quadrantes da seguinte forma, para o primeiro quadrante tem-se as direções correspondente à N, NNE, NE, ENE e E; para o segundo quadrante E, ESE, SE, SSE e S; terceiro quadrante: S, SSW, SW, WSW e W e finalmente o quarto quadrante com as seguintes direções: W, WNW, NW, NNW e N.

Nota-se na FIGURA 9 que a direção dos JBN apresentou grande variação entre os dois horários. Às 00UTC, 86% das ocorrências limitaram-se ao primeiro quadrante (entre NE e E) com 60% das ocorrências representando a direção ENE, 13% a direção NE e 13% a direção E. No horário das 12UTC, a direção do vento apresentou duas direções predominantes dos JBN. A direção que mais se destacou foi a do segundo quadrante, correspondendo a 30% das ocorrências observadas. Neste quadrante 15% dos JBN tinham direção SSE, 9% direção SE e 6% direção S. A segunda direção predominante ficou localizada no quarto quadrante (entre WNW e NW) com 6% dos JBN correspondendo a direção WNW e 12% a direção NW. Para este horário houveram outras direções onde foram verificados os JBN, mas com menor frequência, são elas: N (9%), NE (6%), ENE (6%), E (9%), WSW (6%).

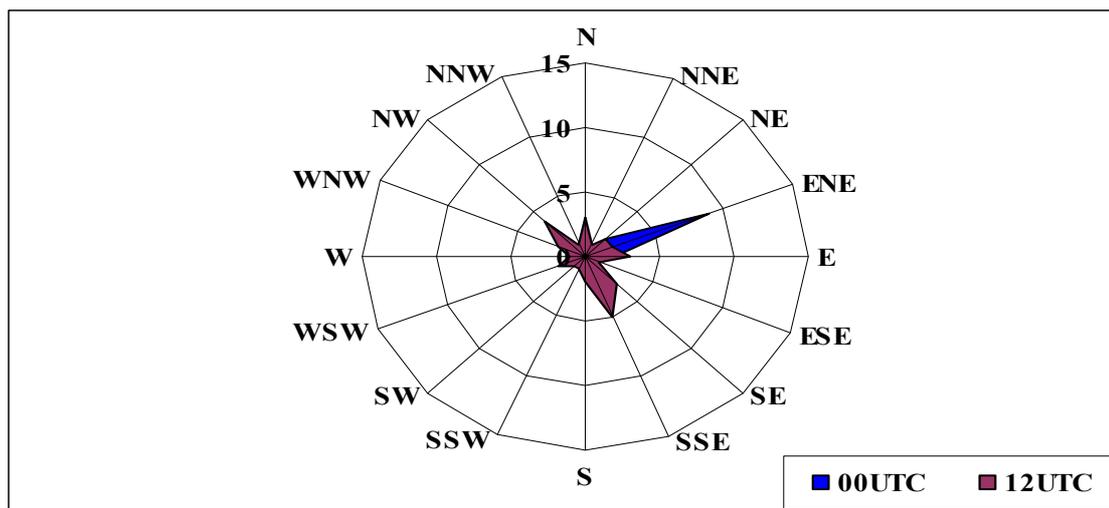


FIGURA 9 – Direção predominante dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada fria.

Analizou-se também a ocorrência de JBN por níveis, onde os principais níveis dos JBN estão representados na FIGURA 10, estes níveis foram escolhidos com base no trabalho realizado por Bonner (1968a, b) para os EUA, que dividiu a Camada Limite Planetária em níveis de 500 em 500 m desde a superfície até a altura de 2500 m, da seguinte forma: Nível 1 (0-500 m), Nível 2 (500-1000 m), Nível 3 (1000-1500m), Nível 4 (1500-2000 m) e Nível 5 (2000-2500 m).

Nesta figura pode-se observar que para às 00UTC a maioria dos JBN estão localizados no Nível 1 (66,7%). Para este horário também foi observado JBN nos Níveis 2 e 3. Por outro lado, para às 12UTC foram detectados JBN em todas os níveis. Sendo os Níveis 1 e 2 os de maior ocorrência com 23,5% e 41,2%, respectivamente.

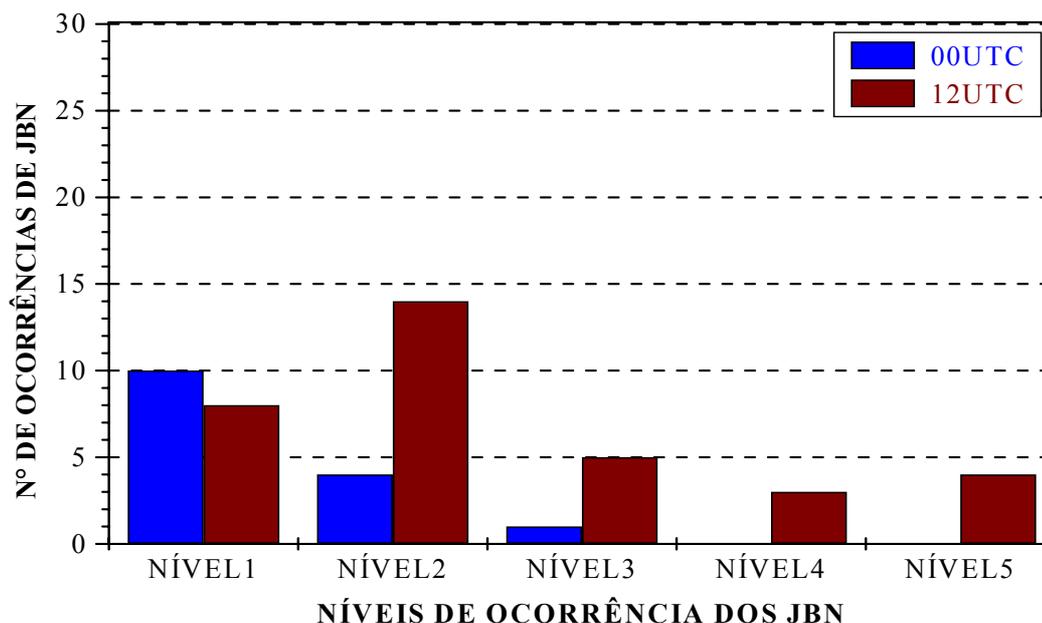


FIGURA 10 – Níveis de ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada fria.

4.1.2. Estação fria

A estação fria, foi a estação que apresentou a menor ocorrência de JBN às 00UTC. Nesta estação foram detectados 5 JBN às 00UTC e 30 às 12UTC.

A distribuição do tipo de JBN para esta estação encontra-se na FIGURA 11, nesta figura no horário das 00UTC, o tipo JBN1 (60%) foi o mais frequente. Os demais tipos, ou seja, JBN2 e JBN3 apresentaram somente uma ocorrência. No horário das 12UTC, também observou-se que o tipo JBN1 representou a maioria das ocorrências de JBN (47%), em seguida tem-se o JBN0 (20%) e por último, os tipos JBN2 e JBN3 (17% para cada tipo de JBN). Verificou-se para esta estação que as velocidades ficaram entre $15,9 \text{ m s}^{-1}$ (limite superior do JBN1) e 10 m s^{-1} (limite inferior do JBN0), tanto para às 00 como para às 12UTC. Também notou-se que o tipo JBN1, foi o tipo que mais se destacou nesta estação para ambos os horários, sendo seu equivalente em porcentagem igual à 60% às 00UTC e 47% às 12UTC.

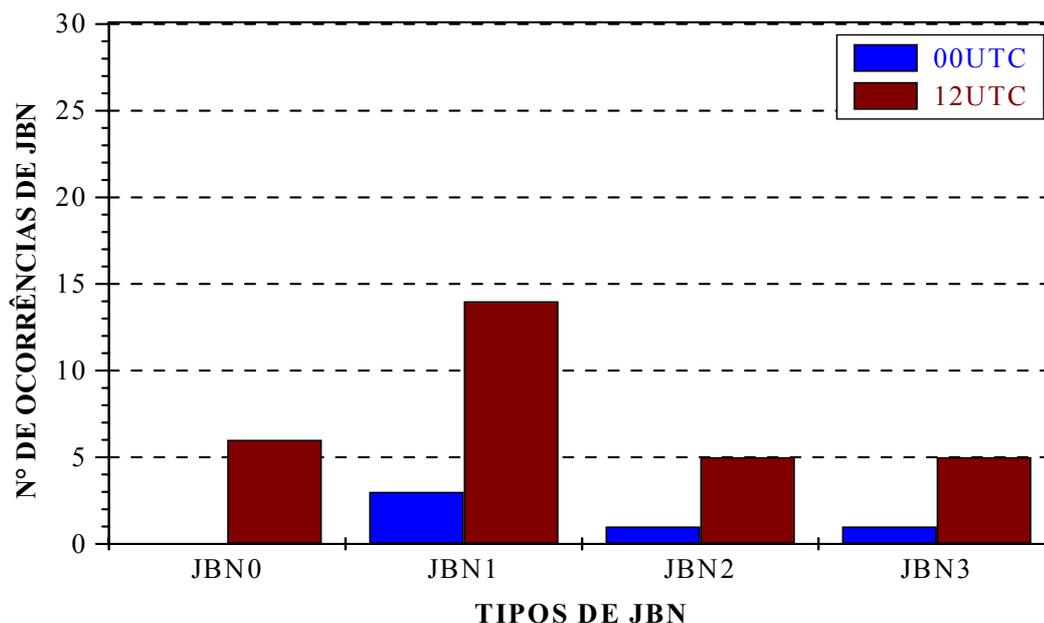


FIGURA 11 – Tipos de Jatos de Baixos Níveis na estação fria.

Verifica-se na FIGURA 12, a altura em que os JBN são detectados com maior frequência, durante o horário das 00 e 12UTC. No horário das 00UTC a altura mais freqüente foi 700 m, com duas ocorrências. Por outro lado, às 12UTC as alturas em que ocorreram os JBN foram distribuídas da seguinte forma, sendo a maior ocorrência em 1550 m (17%) e depois em 600 e 900 m, com 13% de ocorrência em cada altura. As demais alturas não registraram ocorrências superiores a duas.

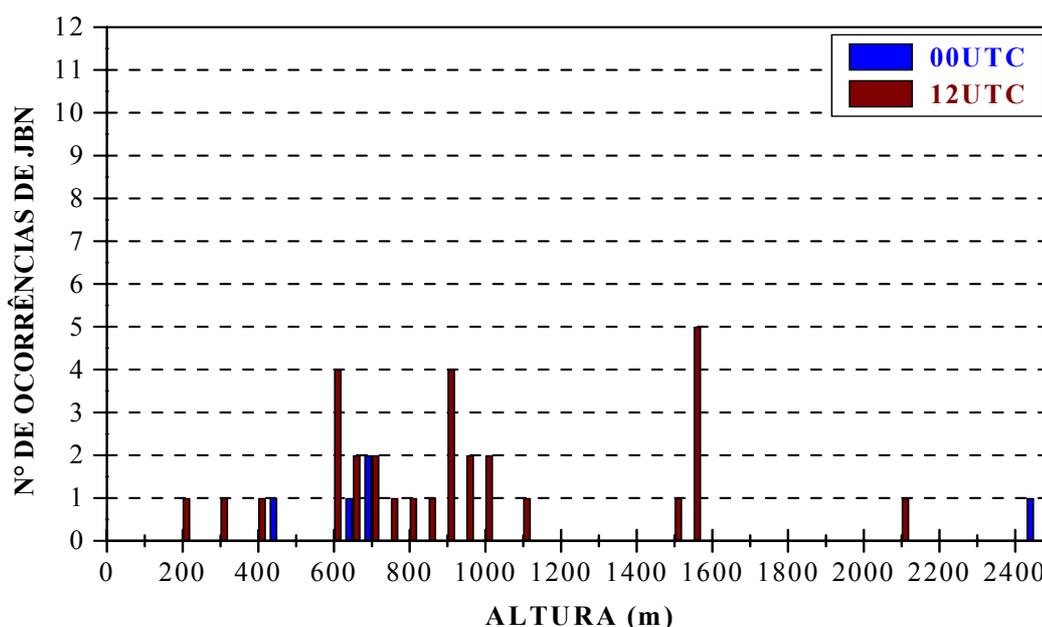


FIGURA 12 – Altura de ocorrência dos Jatos de Baixos Níveis na estação fria.

Analisou-se também a direção predominante dos JBN (FIGURA 13), para às 00 e 12UTC. No horário das 00UTC, não houve uma direção predominante dos JBN, para este horário, as direções detectadas foram, ENE, E, SSE e W, e suas respectivas ocorrências foram, 1, 2, 1 e 1. No horário das 12UTC, foi observado que a direção predominante encontrou-se no primeiro e quarto quadrantes. Referente ao primeiro quadrante a direção ENE foi a que mais se destacou com 10% do total das observações verificadas. O total percentual para este quadrante foi de 37% dos casos observados. Com relação ao quarto quadrante, a direção de maior destaque foi a WNW, equivalente à 30% das ocorrências observadas. Esse quadrante representou 63% dos JBN detectados para o horário das 12UTC.

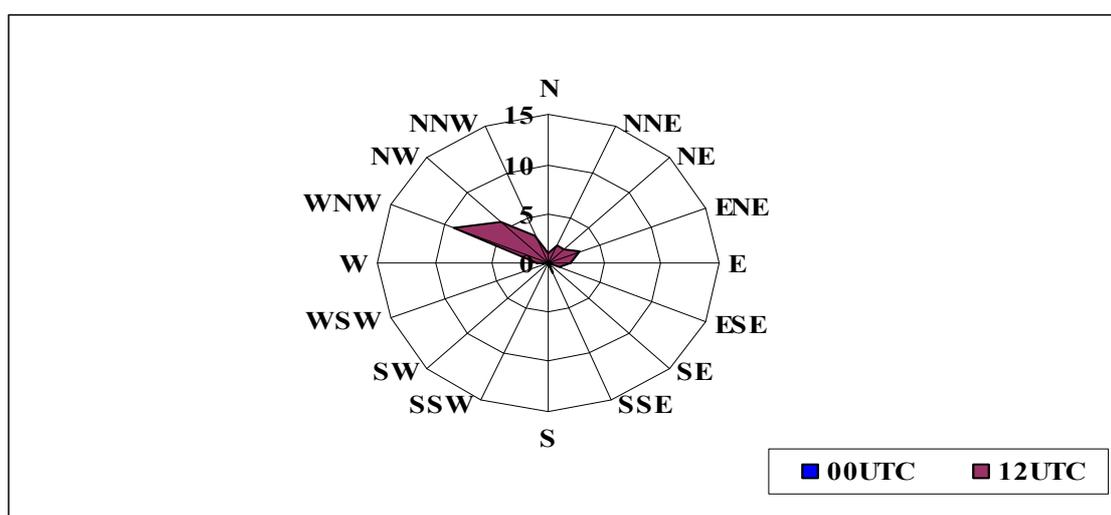


FIGURA 13 – Direção predominante dos Jatos de Baixos Níveis na estação fria.

Analisou-se também os níveis de ocorrência dos JBN tanto para às 00 quanto para às 12UTC, representado pela FIGURA 14. No horário correspondente às 00UTC, foram detectadas 5 ocorrências sendo que 3 ocorreram no Nível 2 (equivalente a 60%), ou seja, entre 500-1000 m de altura. Já às 12UTC, o nível de maior destaque foi o Nível 2, com 19 ocorrências (aproximadamente 63%), sendo o segundo maior nível de destaque o Nível 4 (entre 1500-2000 m) com 5 ocorrências (em torno de 17%) e os demais níveis totalizaram cerca de 20%.

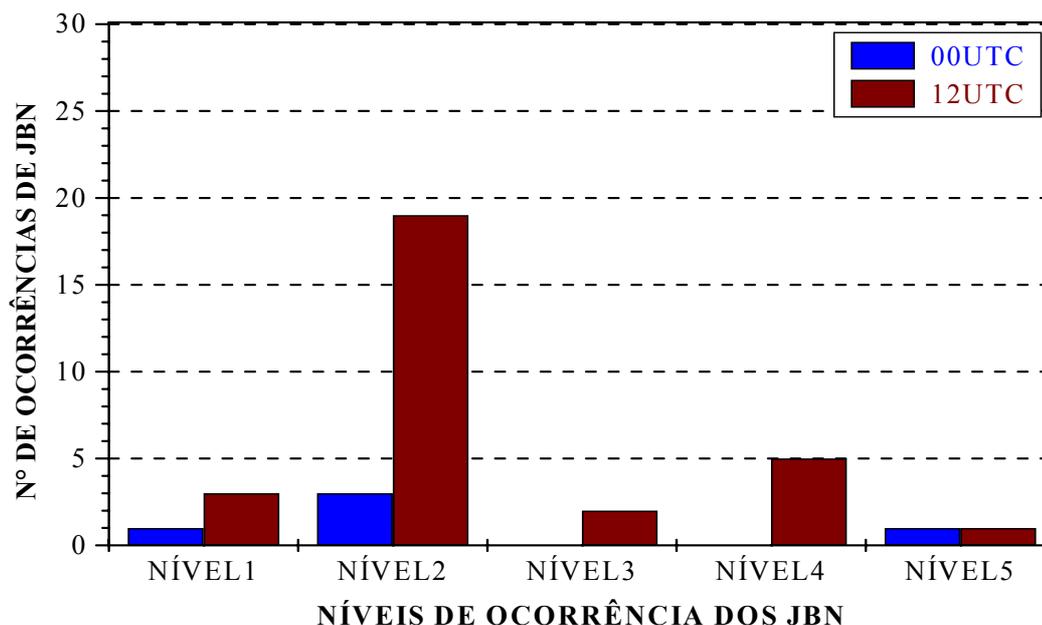


FIGURA 14 – Níveis de ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis na estação fria.

4.1.3. Estação temperada quente

O total das ocorrências de JBN detectadas para a estação temperada quente foram distribuídas da seguinte forma: 19 JBN às 00UTC e 53 às 12UTC, sendo que estes eventos foram separados por tipo de JBN conforme mostra a FIGURA 15. Observa-se nesta figura que foram detectados nos dois horários os quatro tipos de JBN: JBN0, JBN1, JBN2 e JBN3. O tipo mais freqüente observado às 00UTC foi o JBN3 (32%) e as 12UTC foi o JBN1 (53%).

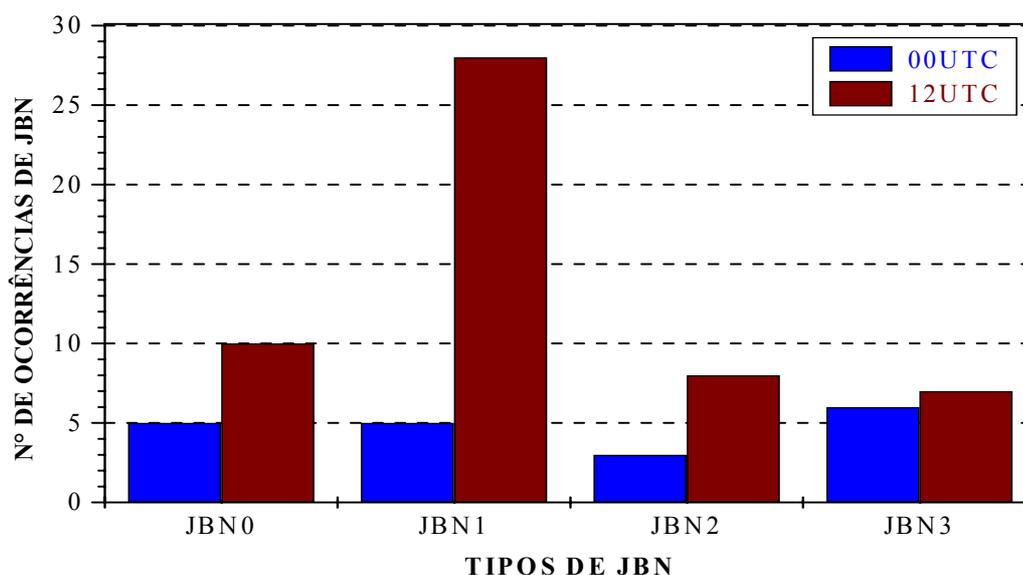


FIGURA 15 – Tipos de Jatos de Baixos Níveis na estação temperada quente.

Os resultados obtidos com relação as alturas em que ocorreram os JBN são apresentados na FIGURA 16 para os dois horários de estudo (00 e 12UTC). No horário das 00UTC a altura de 600 m foi mais freqüente (com 6 ocorrências, aproximadamente 32%) seguida da altura de 350 m, com 3 ocorrências (16%). Durante às 12UTC, a altura mais freqüente dos JBN foi em 900 m (com 9 ocorrências, 17%), sendo detectada a ocorrência de JBN em outras alturas, tais como: 300 m (com 9%), 800 m (7%), 1500 m (7%) e 1550 m (9%).

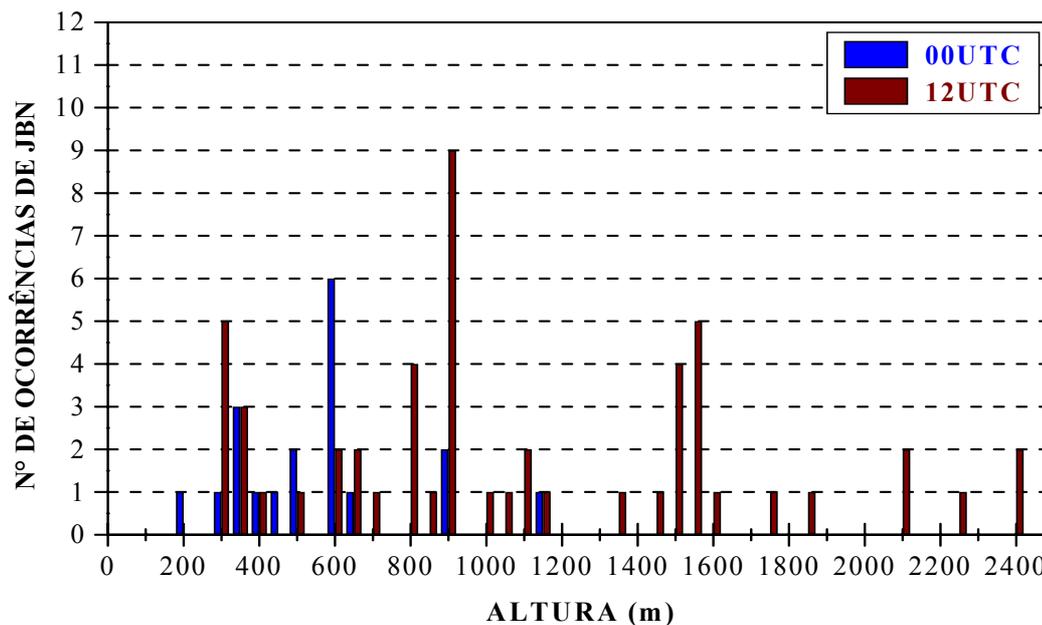


FIGURA 16 – Altura de ocorrência dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada quente.

Outra análise realizada foi feita com base na direção predominante dos JBN (FIGURA 17). Nesta figura verificou-se no horário das 00UTC a predominância da direção do vento no primeiro quadrante, isto é, entre E e ENE (37% 26%, respectivamente), também para este mesmo quadrante, verificaram-se ocorrências de outras direções com ocorrências menores, são elas: N, NNE e NE, juntas estas direções totalizaram cerca de 31%. Quando se analisou o horário das 12UTC, percebeu-se a predominância dos JBN no primeiro e quarto quadrantes e uma pequena ocorrência no terceiro quadrante, apenas 3 ocorrências (6%). No primeiro quadrante, a direção que mais se destacou foi NE (11%), seguida das direções NNE e ENE (9% para cada uma). Para este quadrante, cerca de 39% das ocorrências de JBN foram detectadas.

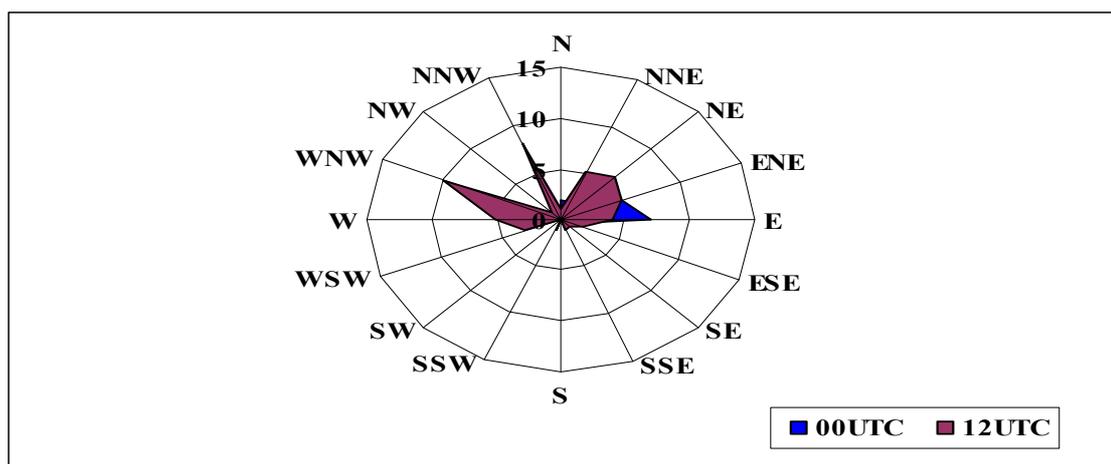


FIGURA 17 – Direção predominante dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada quente.

As ocorrências dos JBN por níveis encontram-se na FIGURA 18 para às 00 e 12UTC. A distribuição dos JBN por níveis para às 00UTC mostrou que os JBN concentraram-se nos Níveis 1 e 2, ou seja, da superfície até 1000 m de altura com 95% das ocorrências. Apenas 5% dos JBN localizaram-se no Nível 3 (entre 1000 e 1500 m). Por outro lado durante às 12UTC, o Nível 2 foi o nível que mais se destacou com 38% das ocorrências de JBN, seguida dos Níveis 1 e 3, ambos com 19% de ocorrência cada e finalmente o Nível 4 com 15%. O nível 5 foi o nível que apresentou a menor ocorrência de JBN para este horário (9%).

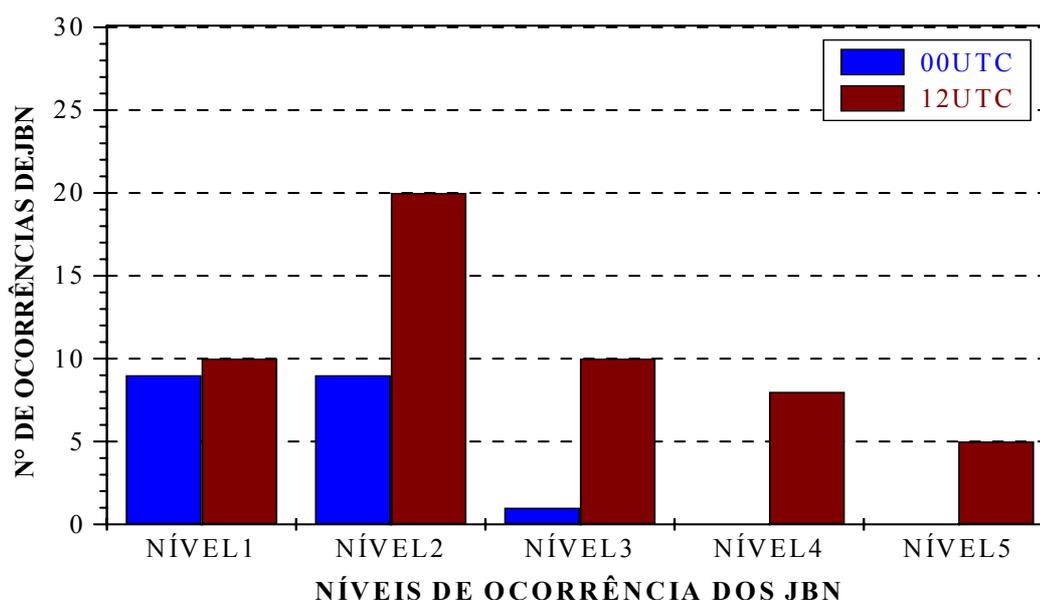


FIGURA 18 – Níveis de ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis na estação temperada quente.

4.1.4. Estação quente

A última estação analisada da parte observacional foi a estação quente, esta estação apresentou a seguinte distribuição: 24 ocorrências às 00UTC e 39 às 12UTC.

A distribuição dos tipos de JBN é mostrada na FIGURA 19 para os horários mencionados anteriormente. Para o horário das 00UTC os tipos JBN0, JBN1 e JBN2 foram os mais frequentes, eles estão distribuídos da seguinte maneira: 4 (17%), 12 (50%) e 7 (29%) ocorrências respectivamente, ressaltando que o tipo JBN1 (com 50%) foi o que mais se destacou dentre os outros tipos. Já para 12UTC, todos os tipos de JBN apresentaram valores consideráveis, sendo assim distribuídos: JBN0, JBN1, JBN2 e JBN3 com 13 (33%), 10 (26%), 9 (23%) e 7 (18%) ocorrências, respectivamente. Como observou-se na FIGURA 19, o tipo JBN0 foi o que mais se destacou dentre os demais.

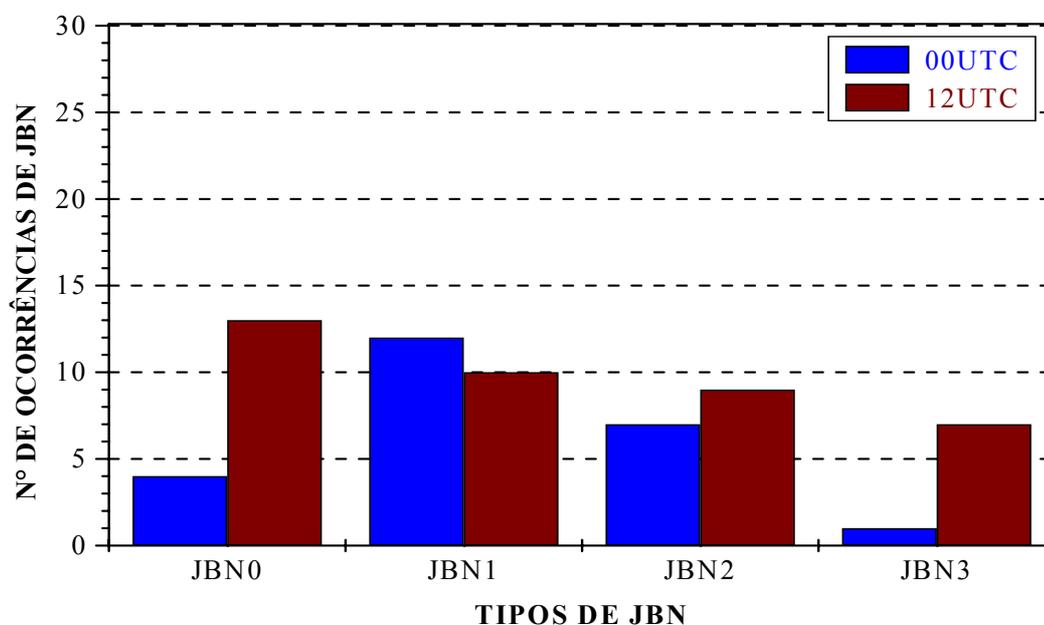


FIGURA 19 – Tipos de Jatos de Baixos Níveis na estação quente.

As alturas em que ocorreram os JBN é mostrada na FIGURA 20, tanto para às 00 com para às 12UTC. Verificou-se no horário das 00UTC que os JBN foram mais frequentes na altura de 600 m (29%), para as demais alturas, os valores não foram superiores a duas ocorrências (8,3%). As alturas que se destacam no horário das 12UTC foram: 900 m, com 11 ocorrências (28%) e 1500 m com 5 ocorrências (13%), as demais alturas não ultrapassaram 3 ocorrências (8%).

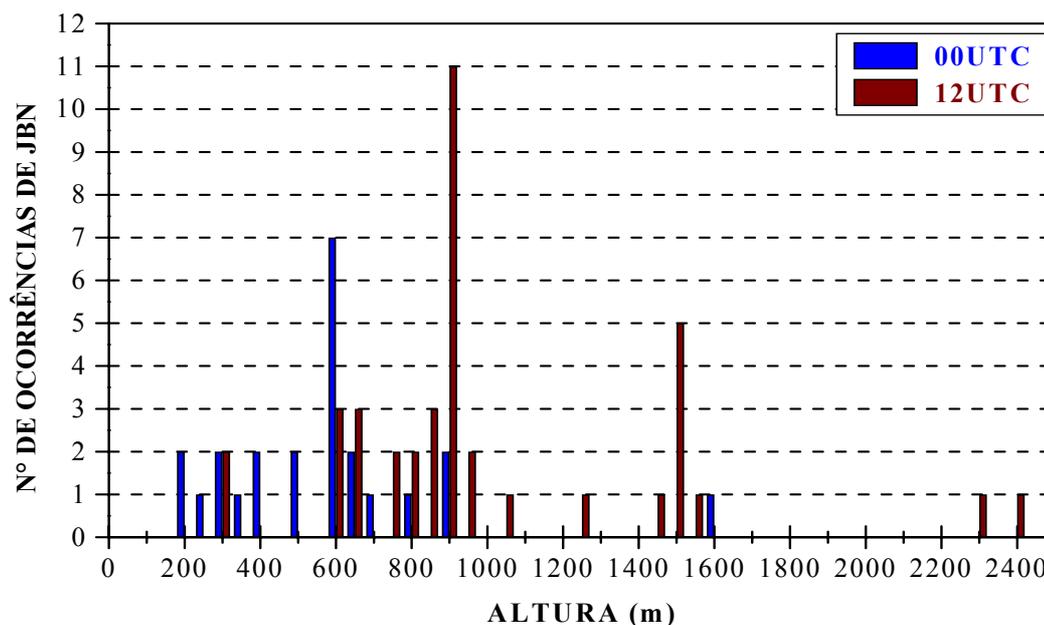


FIGURA 20 – Altura de ocorrência dos Jetos de Baixos Níveis na estação quente.

A análise da direção predominante dos JBN é mostrada na FIGURA 21 para às 00 e às 12UTC. A predominância da direção às 00UTC mostrou que neste horário, 75% das ocorrências de JBN encontraram-se no primeiro quadrante, sendo distribuídos da seguinte forma: NE (12,5%), ENE (33,3%) e E (29,2%), sendo a direção ENE a que mais se destacou com 8 ocorrências, seguida da direção E com 7 ocorrências. No horário das 12UTC, a direção predominante dos JBN encontrou-se concentrado no primeiro e quarto quadrantes, estes quadrantes corresponderam aproximadamente 23% e 69%, respectivamente. Foi verificado também que existiu uma pequena predominância no segundo quadrante (7,8%). No primeiro quadrante a direção E foi responsável por 15% das ocorrências enquanto que no quarto quadrante, a direção NW representou 28% das ocorrências e em seguida a direção W com 26%.

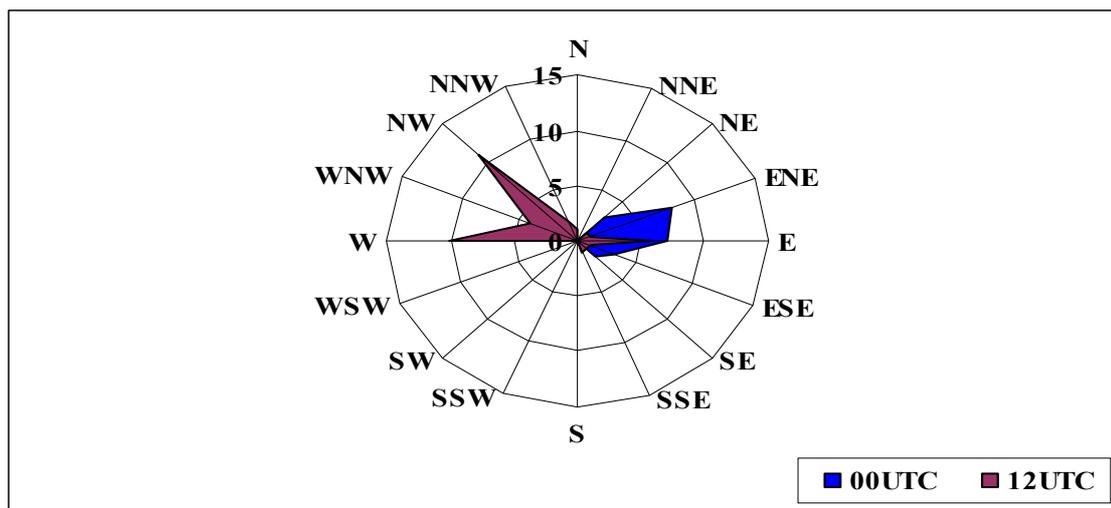


FIGURA 21 – Direção predominante dos Jatos de Baixos Níveis na estação quente.

O nível de ocorrência dos JBN é mostrado na FIGURA 22, para ambos os horários de estudo. O maior número de ocorrência de JBN durante às 00UTC, conforme observado na FIGURA 22, estavam confinados até a altura de 1000 m. A distribuição das ocorrências de JBN para este horário foram: no Nível 1 com 42% e Nível 2 com 54%, ambos com 10 e 13 ocorrências, respectivamente. No horário das 12UTC, diferente do observado às 00UTC, além da maior predominância dos JBN no Nível 2 (67%) verificou-se também um máximo secundário no Nível 3 (20%). Os JBN neste horário foram detectados em níveis mais elevados do que no horário das 00UTC.

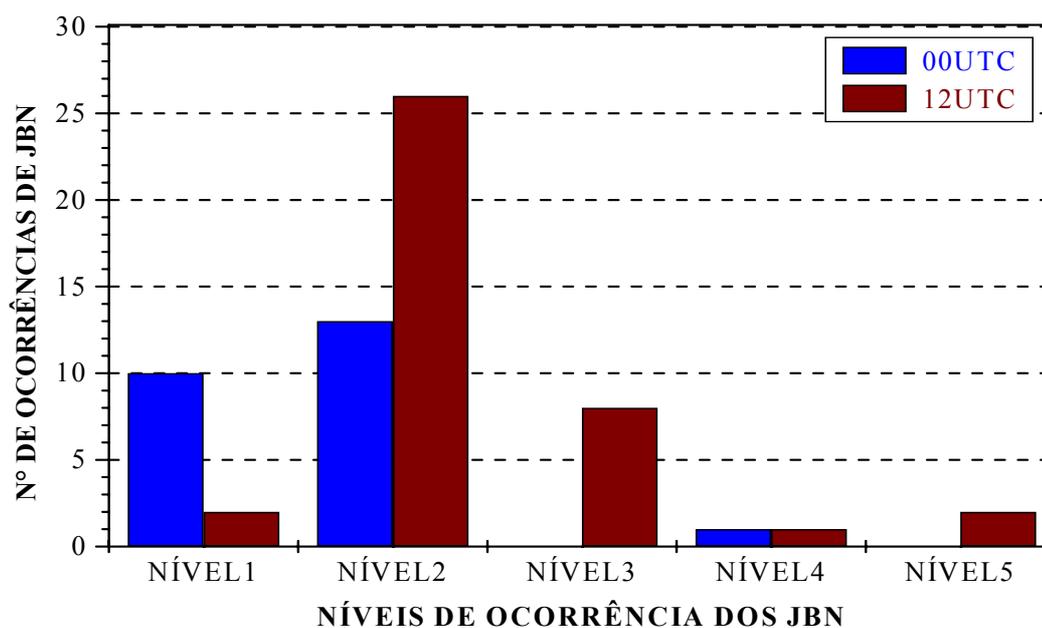


FIGURA 22 – Níveis de ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis na estação quente.

Em síntese, pode-se verificar que:

1. ***Na estação temperada fria***, o JBN tipo JBN0 (47% às 00UTC e 38% às 12UTC) foi o mais freqüente, isto é, com velocidades entre 10 e 12 m s⁻¹. As alturas mais freqüentes de ocorrência dos JBN às 00 e as 12UTC foram respectivamente 250 m e 900 m. A direção predominante dos JBN mostrou que às 00UTC, o quadrante preferencial de ocorrência foi o primeiro quadrante, sendo a direção ENE (60%) a que mais se destacou. Já no horário das 12UTC, o segundo quadrante apresentou as maiores ocorrências, com predominância na direção SSE (15%). Cerca de 67% dos JBN analisados no horário das 00UTC ocorreram no Nível 1 (entre 0 e 500 m). No horário das 12UTC, observou-se que a predominância de JBN ocorreu no Nível 2 (entre 500-1000 m) com 41%.
2. ***Na estação fria***, o tipo JBN1 (60% às 00UTC e 47% às 12UTC) apresentou as maiores ocorrências. As alturas de ocorrências dos JBN para os dois horários analisados, ficaram distribuídos da seguinte forma: às 00UTC em 700 m (60%) e às 12UTC em 1500 m (17%). Tais JBN apresentaram direção predominante às 00UTC no primeiro quadrante, sendo a direção E (40%) a mais freqüente. No caso das 12UTC, esta predominância foi verificada no quarto quadrante, com a direção WNW apresentando 30% das ocorrências de JBN. Para esta estação, os JBN detectados foram verificados no Nível 2, para ambos os horários (sendo 60% às 00UTC e 63% às 12UTC).
3. ***Na estação temperada quente***, o tipo JBN3 (32%) no horário das 00UTC representou a maioria dos JBN detectados, ao passo que, durante às 12UTC, o tipo JBN1 (53%) foi responsável pela metade das ocorrências de JBN. Tais eventos, foram observados nas alturas de 600 m (32%) às 00UTC e em 900 m (17%) às 12UTC. Os JBN nesta estação concentraram-se no primeiro quadrante no horário das 00UTC, sendo E (37%) a direção predominante deste jato, e durante às 12UTC, o quarto quadrante, representado pela direção WNW (19%) foi responsável pelos maiores valores de ocorrência de JBN. Os Níveis 1 e 2 (47% para cada nível) se destacaram dentre os demais níveis no horário das 00UTC. No horário das 12UTC os JBN concentraram-se no nível 2 (38%).
4. E finalmente ***na estação quente***, observou-se que os tipos JBN1 (50%) às 00UTC e JBN0 (33%) às 12UTC, apresentaram as maiores ocorrências. E ainda nesta estação, os JBN concentraram-se na altura de 600 m (29%) às 00UTC e

em 900 m (28%) às 12UTC. Os JBN às 00UTC apresentaram predominância no primeiro quadrante, com destaque para a direção ENE (33%). No horário das 12UTC verificou-se que o quarto quadrante apresentou as maiores ocorrências, com direção predominante de NW (28%). O Nível 2, para os dois horários, foi o nível de maior ocorrência de JBN.

As tabelas 4 e 5 mostram o resumo dos resultados da análise observacional dos JBN na região metropolitana de Porto de Alegre durante 1989 a 2003.

TABELA 4 – Síntese sazonal dos Jatos Baixos Níveis às 00UTC na região metropolitana de Porto Alegre durante 1989 a 2003

00UTC	<i>Temperada Fria</i>	<i>Fria</i>	<i>Temperada Quente</i>	<i>Quente</i>
TIPO	JBN0 (47%)	JBN1 (60%)	JBN3 (32%)	JBN1 (50%)
ALTURA	250m (20%)	700m (40%)	600m (32%)	600m (29%)
DIREÇÃO	Primeiro quadrante	Primeiro quadrante	Primeiro quadrante	Primeiro quadrante
NÍVEL	Nível 1 (67%)	Nível 2 (60%)	Nível 1 e 2 (47%) para cada	Nível 2 (54%)

TABELA 5 – Síntese sazonal dos Jatos Baixos Níveis às 12UTC na região metropolitana de Porto Alegre durante 1989 a 2003

12UTC	<i>Temperada Fria</i>	<i>Fria</i>	<i>Temperada Quente</i>	<i>Quente</i>
TIPO	JBN0 (38%)	JBN1 (47%)	JBN1 (53%)	JBN0 (33%)
ALTURA	900m (15%)	1550m (17%)	900m (17%)	900m (28%)
DIREÇÃO	Segundo quadrante	Quarto Quadrante	Quarto Quadrante	Quarto Quadrante
NÍVEL	Nível 2 (41%)	Nível 2 (63%)	Nível 2 (38%)	Nível 2 (67%)

Ao verificar os níveis em que ocorreram os JBN em Porto Alegre, notou-se a sua maior frequência de ocorrência tanto no NÍVEL 1 (0-500m) como no NÍVEL 2 (500-1000m) para os horários das 00 e 12UTC durante os quinze anos analisados, e estes mesmos resultados foram também verificados por Bonner (1968) e Whiteman et al.

(1997), em que eles encontraram a máxima frequência dos JBN para os níveis anteriormente mencionados ao analisar dados de 8 estações nos EUA nos horários das 00 e 12UTC. Corrêa et al. (2002), analisando dados de aproximadamente cinco anos (dezembro de 1995 a novembro de 1999) no horário das 12UTC do Aeroporto Salgado Filho (Porto Alegre), verificaram que aproximadamente 49% dos JBN estavam localizados no NÍVEL 2.

Na estação fria, Bonner (1968) encontrou que o vento máximo de nordeste estava associado com frentes frias. Ele detectou um máximo distinto nas primeiras horas da manhã na frequência, indicando que a oscilação diurna do vento deve ter um efeito na produção ou intensificação desse jato de nordeste, este resultado está concordante com os resultado aqui encontrados.

A grande variabilidade para as horas de ocorrências preferenciais dos JBN detectados na estação fria pode ser outra indicação que durante esta estação, a atividade dos transientes sinóticos (sistemas frontais, El Niño) é o principal mecanismo forçante para a formação dos JBN. Por outro lado, a preferência noturna ou ocorrência nas primeiras horas da manhã dos JBN (entre 06 e 12UTC) durante a estação quente, sugere a influência dos mecanismos da camada limite em organizar este padrão durante esta estação (Marengo et al., 2004).

Na sua climatologia de dois anos de dados de radiossondagem Bonner (1968), verificou que, das 47 estações estudadas (nas Grandes Planícies dos EUA), 44 estações apresentaram ocorrências de JBN às 12UTC, ou seja, as maiores frequências de JBN no período diurno, durante a estação quente. A mesma característica preferencial para as horas diurnas (12UTC) dos JBN das Grandes Planícies foram também identificadas na região metropolitana de Porto Alegre (RS) durante o período de 1989 a 2003 para a mesma estação. Bonner (1968), encontrou que a variação diurna na frequência dos JBN pode ser encontrada tanto na estação quente como na estação fria. A intensidade do efeito diurno é mais pronunciada durante os meses da estação quente (às 12UTC nos EUA), onde 75% dos JBN detectados foram identificados neste horário. Wang e Fu (2004), mostraram que a variação diurna dos JBN é uma indicação clara da importância dos processos da camada limite na modulação do JBN.

Com relação às alturas de ocorrência e da velocidade dos JBN, Bonner (1968), mostrou que tanto a velocidade do vento quanto a altura variam muito de caso a caso. Nos dois horários que foram analisados aqui (00 e 12UTC), as mesmas características

estavam presentes, então dependendo do horário, os JBN observados nas quatro estações apresentaram peculiaridades distintas.

Durante os quinze anos analisados, uma característica que foi bem observada, tanto durante o dia (12UTC) como a noite (00UTC), foi uma alteração na direção do vento detectada nos JBN. Esta troca também foi identificada por Stensrud et al. (1996), em que esta particularidade na mudança da direção do vento a noite é característica de um comportamento de JBN.

Hoecker (1963, 1965) apud Higgins et al. (1997) usaram uma rede especial de balão piloto entre Amarillo (Texas, nos EUA) e Little Rock (Arkansas, nos EUA), para examinar as características de três casos de JBN durante a estação temperada quente de 1961. Eles encontraram um jato máximo entre 300 e 800 m acima da superfície, com predominância noturna (às 00UTC). Também verificou-se que em Porto Alegre, nesta mesma estação (00UTC) os JBN se concentraram entre os NÍVEIS 1 e 2, ou seja, entre a superfície e 1000 m.

A deficiência que se encontra na América do Sul para os estudos relacionados aos efeitos dos JBN é com relação ao número reduzindo de estações de ar superior, isto é, as sondagens que são lançadas duas vezes ao dia não são suficientes para determinar a variação temporal e estrutura dos JBN. Em função dessa baixa resolução temporal, torna-se impossível observar quando o máximo desenvolvimento do JBN será detectado.

Whiteman et al. (1997), verificaram em dois anos de dados de radiossondagens (nas Grandes Planícies dos EUA, durante 7 de abril de 1994 e 30 de março de 1996) para as estações quente e fria, e verificaram que os JBN mais fracos (tipo JBN0 e JBN1) ocorrem com mais frequência na estação quente. Esta particularidade dos JBN de ocorrerem nesta estação foi evidenciada em Porto Alegre (RS) para ambos os horários de estudo (00 e 12UTC). Corrêa et al. (2001), verificaram que a hora de ocorrência dos JBN em Porto Alegre durante julho de 1995 a julho de 1997 (onde foram detectados 108 casos de JBN) mostrou que o tipo mais frequente foi do tipo JBN1, aproximadamente às 12UTC.

No trabalho de Crawford e Hudson (1970) apud Stensrud (1996), estes autores analisando dados de vento no período de um ano na parte central de Oklahoma nos EUA, verificaram que a direção do vento apresenta um ciclo diurno distinto, em que a média anual mostrou que a direção do vento durante o dia apresentava uma direção predominante, enquanto que à noite era observada uma troca de direção entre os dois

horários. Entretanto, a maior parte da mudança da velocidade média anual ocorre em período relativamente pequeno, justamente antes do pôr-do-sol e depois do nascer do sol, e estão atribuídos ao início e decaimento da mistura turbulenta dentro da camada limite.

4.2. Estudo de caso: Jato de Baixos Níveis do dia 27/01/02

4.2.1. Características do JBN observado

Após a análise climatológica sazonal dos JBN, foram analisados alguns perfis referentes ao JBN selecionado (no dia 27/01/2002 às 12UTC) com o objetivo de verificar o comportamento da atmosfera antes (27/01/2002 às 00UTC), durante (27/01/2002 às 12UTC) e após (28/01/2002 às 00UTC) a ocorrência do evento. Para tal, foram utilizados os seguintes perfis: velocidade (m s^{-1}), hodográfica do vetor velocidade do vento (m s^{-1}), temperatura potencial (K) e umidade específica (g kg^{-1}) desde 1000 até 700hPa. O JBN selecionado estava localizado em 850hPa e satisfazia o critério de B&W. Vale ressaltar que estes perfis representaram as sondagens do local de estudo, ou seja, Porto Alegre.

O primeiro perfil analisado correspondeu a velocidade do vento (FIGURA 23) para os três horários descritos anteriormente. Nota-se antes da ocorrência do JBN, às 00UTC do dia 27/01/02 (curva em cor vermelho), que a curva da velocidade do vento permaneceu com valores menores do que os apresentados nos outros horários, com exceção do nível de 720hPa, que apresentou um valor um pouco acima (aproximadamente $5,6 \text{ m s}^{-1}$) quando relacionado com o horário das 12UTC ($4,9 \text{ m s}^{-1}$) (curva em cor verde). O perfil para este horário (00UTC) não apresentou ocorrência de JBN, por não satisfazer o critério de B&W, servindo apenas para mostrar o perfil do vento doze horas antes da ocorrência do JBN. É interessante notar ainda neste horário, diferente do observado nos outros perfis a ocorrência de uma inversão de velocidade (desde 1000 até 950hPa), isto é, enquanto este perfil decrescia até 950hPa, os outros perfis (de velocidade das 12UTC do dia 27/01/02 e 00UTC do dia 28/01/02) experimentavam aumento nas suas velocidades. Após este nível (950hPa) sua velocidade sofreu uma aceleração até o nível de 810hPa e diminuiu novamente até 700hPa. Durante a ocorrência do JBN (às 12UTC) observou-se um aumento na velocidade do vento até 950hPa, em seguida esta sofreu um decréscimo até 920hPa para

em seguida alcançar o seu valor máximo (do JBN) em 850hPa, onde apresentou uma velocidade de $18,4 \text{ m s}^{-1}$ e um decréscimo de $6,5 \text{ m s}^{-1}$ deste nível até o nível de 700hPa. Após a ocorrência do evento (28/01/02 às 00UTC) verificou-se que a velocidade no nível do JBN (820hPa) foi abaixo do observado anteriormente, definindo dessa forma seu término, em virtude deste horário não apresentar ocorrência de JBN.

O segundo perfil analisado foi a hodográfica do vetor velocidade do vento em Porto Alegre (FIGURA 24). Nesta figura, no horário de ocorrência do JBN (27/01/2002 às 12UTC) verificou-se que a direção do vento apresentou uma concentração no terceiro e quarto quadrantes (180° a 270° representando as direções entre S a W e 270° a 360° , a direção W a N, respectivamente). É importante salientar que o JBN detectado estava localizado no quarto quadrante, com direção predominante de NW (315°) no nível de 850hPa.

Por fim, os perfis de temperatura potencial (FIGURA 25) e Umidade Específica (FIGURA 26) foram analisados para verificar o grau de estabilidade estática segundo Bolton (1980), ou seja, para identificar se a estabilidade estática através do gradiente vertical de temperatura potencial ($\partial\theta/\partial z$) era: 1) positivo ou estável ($\partial\theta/\partial z > 0$), 2) neutro ($\partial\theta/\partial z = 0$) ou 3) negativo ou instável ($\partial\theta/\partial z < 0$). Para usar esse critério necessita-se determinar uma camada que no presente estudo foi entre 880 e 850hPa. E verificar antes, durante e após a ocorrência do JBN qual era o teor de umidade presente na atmosfera durante os três horários observados.

Na FIGURA 25 no horário das 00UTC (27/01/02) (curva em vermelho), verificou-se uma estabilidade estática do tipo neutra, isto porque o gradiente vertical de temperatura potencial com a altura nesta camada (880 até 850hPa) foi igual a zero, ou seja, constante com a altura. Ao verificar a umidade específica na FIGURA 26 (curva em vermelho) deste horário (00UTC do dia 27/01/02) para esta camada, notou-se um ressecamento na atmosfera da ordem de $0,5 \text{ g kg}^{-1}$. No horário das 12UTC do dia 27/01/02 (curva em cor verde), a estabilidade estática foi do tipo positiva ou estável, onde o gradiente vertical de temperatura potencial aumentou com a altura. O perfil da umidade específica (curva em cor verde), observada na camada entre 880 e 850hPa mostrou diminuição no conteúdo de umidade de aproximadamente $1,2 \text{ g kg}^{-1}$ da base até o topo da camada selecionada e finalmente, às 00UTC do dia 28/01/02 (curva em azul), o gradiente vertical de temperatura potencial era negativo. Na camada em análise tinha-

se estabilidade estática negativa ou instável. Ao verificar o perfil da umidade específica, notou-se que este perfil não apresentou diferença significativa em relação ao horário das 12UTC (27/01/02), esta diferença (para mais) foi de apenas $0,4 \text{ g kg}^{-1}$, ou seja, este perfil apresentou um leve aumento de umidade.

De uma forma geral os perfis mostraram que a velocidade do vento no nível do JBN (em 850hPa) apresentou valores distintos nos três horários. No nível de 850hPa às 00UTC do dia 27/01/02 o valor da velocidade foi de 6 m s^{-1} , às 12UTC do mesmo dia (JBN detectado), foi de $18,4 \text{ m s}^{-1}$ e às 00UTC do dia 28/01/02 foi de $13,4 \text{ m s}^{-1}$. Pode-se observar um aumento da velocidade do vento de aproximadamente $12,3 \text{ m s}^{-1}$ das 00 às 12UTC (27/01/02) e uma diminuição de 5 m s^{-1} após a ocorrência do JBN. Os três horários analisados mostraram uma predominância da direção do vento no terceiro e quarto quadrantes, sendo que o JBN detectado encontrava-se no quarto quadrante. A temperatura potencial foi capaz de mostrar o grau de estabilidade estática verificada nos três horários, sendo assim classificada: às 00UTC (27/01/02), como neutra, às 12UTC (27/01/02) foi positiva e às 00UTC (28/01/02) como sendo negativa. A quantidade de umidade específica (na camada entre 880 e 850hPa) observada antes, durante e após a ocorrência do JBN, mostrou ressecamento entre os horários das 00 e 12UTC do dia 27/01/02. E entre às 12UTC do dia 27/01/02 e 00UTC do dia 28/01/02, este perfil não apresentou mudança significativa, com uma pequena tendência ao aumento da umidade mais próximo ao topo da camada.

Episódios de JBN são frequentemente associados a modificações do perfil de temperatura. Uma das características marcante é a inversão de temperatura potencial, logo baixo do nível do vento máximo (Blackadar, 1957). Infelizmente no perfil aqui analisado (às 12UTC do dia 27/01/2002), não se verificou tal característica, pois a mesma não apresentou uma variação brusca de temperatura potencial no nível de ocorrência do JBN (em 850hPa).

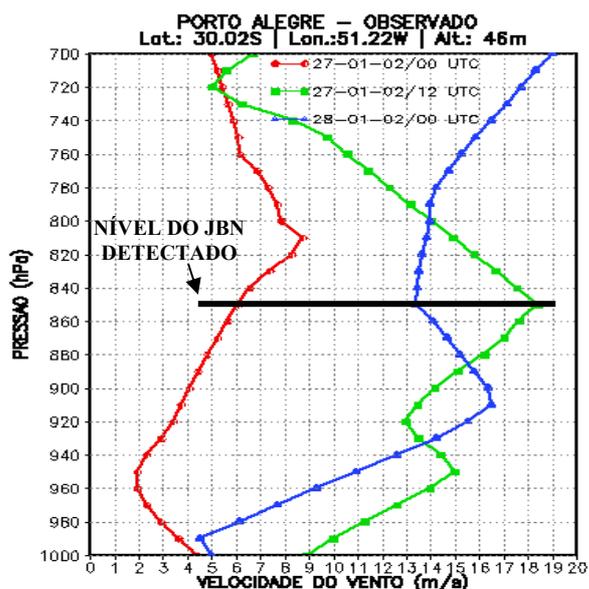


FIGURA 23 – Perfis da velocidade do vento (m s^{-1}) em Porto Alegre para os dias 27 às 00 e 12UTC e 28 às 00UTC.

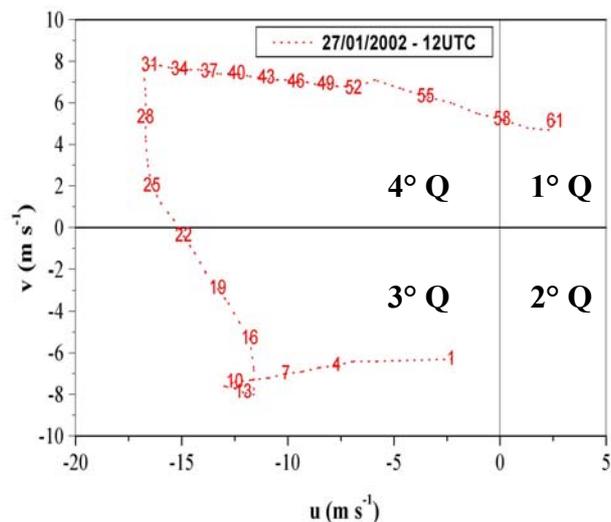


FIGURA 24 – Hodográfica do vetor velocidade do vento em Porto Alegre no dia 27/01/2002 às 12UTC.

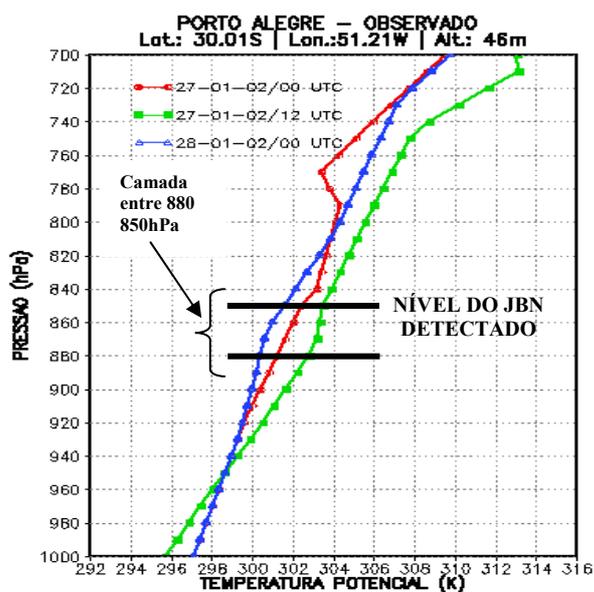


FIGURA 25 – Perfis da temperatura potencial (K) em Porto Alegre para os dias 27 às 00 e 12UTC e 28 às 00UTC.

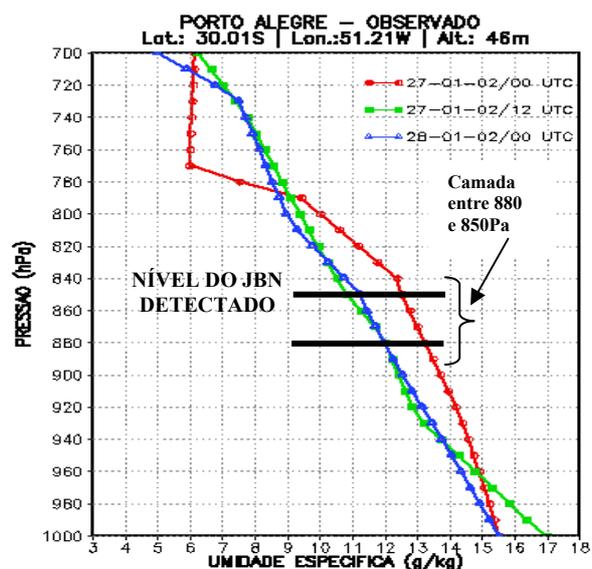


FIGURA 26 – Perfis da umidade específica (g kg^{-1}) em Porto Alegre para os dias 27 às 00 e 12UTC e 28 às 00UTC.

4.2.2. Análise das imagens de satélite

A FIGURA 27 corresponde ao dia 26/01/02 às 1939UTC até o dia 28/01/02 às 0109UTC, onde se observou um aglomerado de nuvens sobre a parte sul do Peru e oeste da Bolívia, este aglomerado após algumas horas dará origem ao Sistema Convectivo de Mesoescala associado ao JBN em estudo.

Os estágios do Sistema Convectivo de Mesoescala foram divididos em três fases a saber: *formação, maturação e dissipação*.

Na **fase de formação**, observou-se na FIGURA 27a do dia 26/01/02 às 1939UTC (círculo azul) uma intensa nebulosidade sobre o Rio Grande do Sul, boa parte de Santa Catarina e outra intensa nebulosidade (círculo laranja) disposta verticalmente na região central da Argentina (esta nebulosidade foi decorrente de um Sistema Convectivo de Mesoescala que se formou anteriormente e que posteriormente se uniu a um pequeno aglomerado observado na parte sul do Peru e oeste da Bolívia). Na parte sul do Peru e oeste da Bolívia (FIGURA 27a, círculo vermelho), verificaram-se a existência de pequenos aglomerados que após algumas horas deram origem ao Sistema Convectivo de Mesoescala associado ao JBN que é objeto deste estudo. Após uma hora e meia (FIGURA 27b, círculo vermelho) do início da análise do Sistema Convectivo de Mesoescala (FIGURA 27a) foi nítida a unificação desses aglomerados que agora apresentaram uma disposição linear em diagonal, com o passar do tempo aumentou de tamanho até o início da sua fase madura (27/01/02 às 0339UTC).

No início da **fase de maturação** (FIGURA 27d, círculo vermelho) às 0339UTC do dia 27/01/02 o Sistema Convectivo de Mesoescala que tinha se formado sobre o centro da Argentina dissipou-se lentamente e permaneceu estacionário por horas (durante o término deste Sistema Convectivo de Mesoescala, parte da sua nebulosidade atingiu o oeste do Rio Grande do Sul, círculo azul) na parte leste da Argentina. Nesta mesma figura, observou-se ao norte da Argentina (círculo vermelho) o Sistema Convectivo de Mesoescala assumindo um formato circular comum de Complexo Convectivo de Mesoescala (não se pode afirmar com exatidão que se trata de um Complexo Convectivo de Mesoescala, pois não foram verificadas as características típicas do mesmo). Após uma hora e meia, às 0509UTC do dia 27/01/02 (FIGURA 27e, círculo vermelho), o Sistema Convectivo de Mesoescala com formato circular começou a se unir com a nebulosidade que se observou no oeste do Rio Grande do Sul, começando a perder sua característica circular obtendo aos poucos a forma de um Sistema Convectivo de Mesoescala. Meia hora depois, às 0539UTC do dia 27/01/02 (FIGURA 27f, círculo azul) na região centro-oeste da Bolívia, percebeu-se uma nebulosidade circular que mais tarde se uniu ao Sistema Convectivo de Mesoescala observado. Depois de uma hora e meia, às 0709UTC do dia 27/01/02 (FIGURA 27g, círculo vermelho) a nebulosidade começou a tomar proporções maiores, cobrindo grande parte do Rio Grande do Sul. A nebulosidade observada à leste da Argentina (FIGURA 27g, círculo azul) permaneceu

estacionária. Após duas horas, às 0909UTC do dia 27/01/02 (FIGURA 27h, círculo vermelho), todo o Estado do Rio Grande do Sul encontrou-se encoberto pelo Sistema Convectivo de Mesoescala, este evento também cobriu a parte nordeste da Argentina, o centro-sul da Bolívia e uma parte do Paraguai. A máxima atividade foi observada no horário das 1209UTC (FIGURA 27i, círculo vermelho). Entre este intervalo de tempo, o Sistema Convectivo de Mesoescala persistiu na região nordeste da Argentina, atingindo grande parte do Paraguai, todo o Estado do Rio Grande do Sul e Uruguai. Nesse intervalo de tempo, às 12UTC foi detectado na região de POA um JBN que é objeto deste estudo.

Na última fase de vida do Sistema Convectivo de Mesoescala, ou seja, na **fase de dissipação**, o Sistema Convectivo de Mesoescala começou a se desintensificar e a se deslocar para o Oceano Atlântico, isto foi observado a partir do horário das 1339UTC do dia 27/01/02 (FIGURA 27j, círculo vermelho). Aos poucos a nebulosidade que se encontrava sobre o leste da Argentina também se deslocou em direção ao Oceano Atlântico. Sobre a Bolívia e o Paraguai a nebulosidade que deu origem ao Sistema Convectivo de Mesoescala observado, também começou a desintensificar-se. Após duas horas, às 1539UTC do dia 27/01/02 (FIGURA 27l, círculo vermelho) a banda de nebulosidade que se estendeu diagonalmente desde a Bolívia, passando pelo Paraguai e atingindo o setor norte-nordeste da Argentina continuou a desintensificar-se e a mover-se em direção ao Oceano Atlântico. Na parte leste da Argentina, grande parte da nebulosidade que se encontrava sobre esta região deslocou-se também em direção ao Oceano. O fragmento referente a FIGURA 27m (0109UTC do dia 28/01/02, círculo vermelho) mostrou que o Sistema Convectivo de Mesoescala observado não mais se encontrava sobre o Rio Grande do Sul.

O caso analisado apresentou aproximadamente trinta horas de tempo de vida.

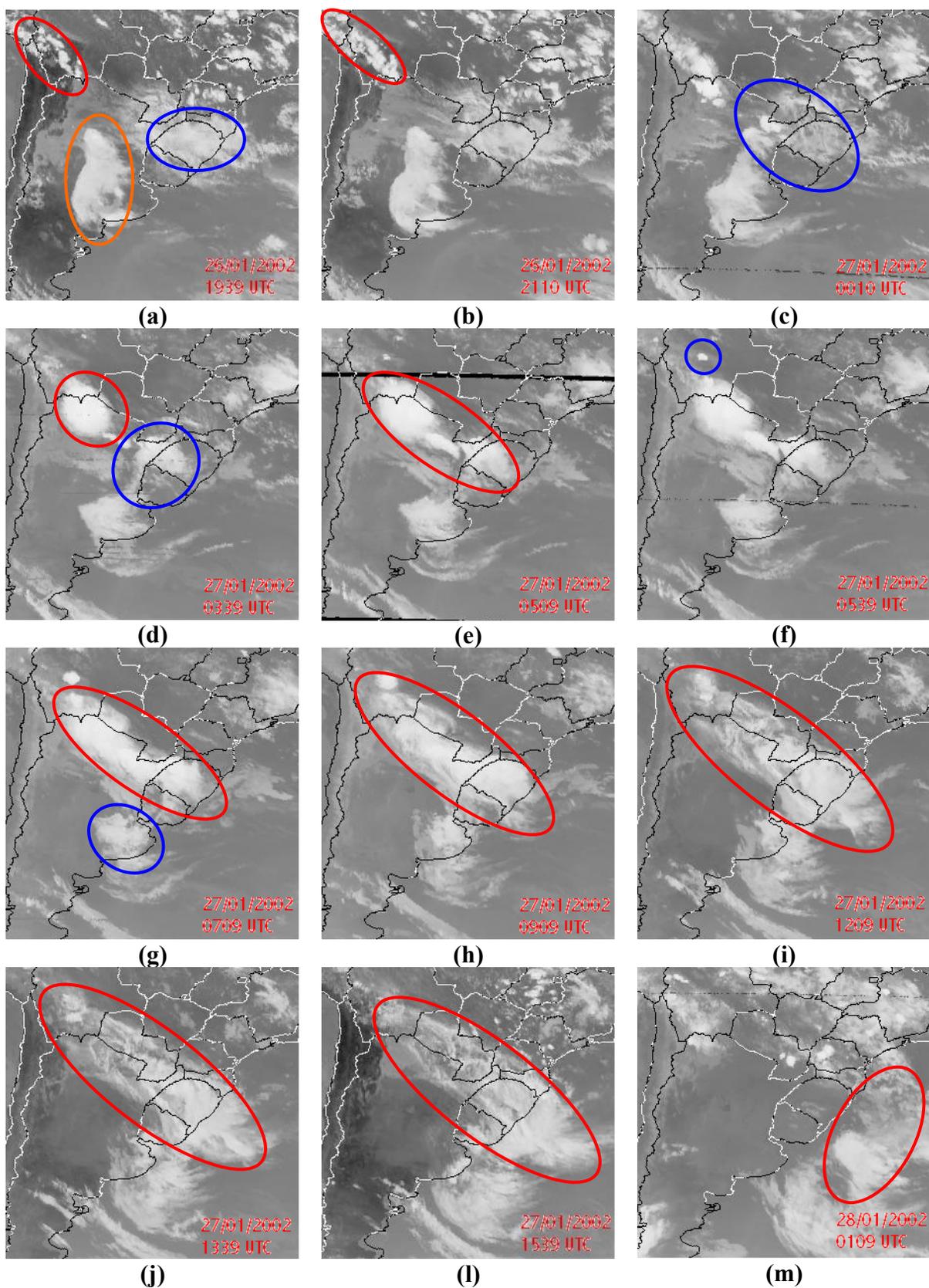


FIGURA 27 – Sequência de fragmentos das imagens do satélite geostacionário GOES-8, no canal infravermelho, correspondente ao Sistema Convectivo de Mesoescala associado ao Jato de Baixos Níveis em estudo.

O item a seguir mostra os resultados da simulação com o modelo BRAMS. Este JBN simulado foi comparado com as análises dos modelos Global e ETA e também com os dados coletados pela radiossondagem do dia de ocorrência do mesmo, com o objetivo de determinar qual modelo melhor reproduziu o JBN em estudo.

4.2.3. Confronto entre os valores simulados pelos modelos Global, ETA e BRAMS (Grade 1 e 2) e os Observados em 850hPa

Nesta etapa, foi feita a análise comparativa entre os valores simulados pelos modelos e aqueles observados no nível de 850hPa (descrita no item 3.2.5a) para os horários antes, durante e após a ocorrência do JBN mais intenso do dia 27/01/02 às 12UTC, com a finalidade de mostrar a capacidade dos modelos em reproduzir o JBN.

As Tabelas 6, 7 e 8 mostram os valores de umidade específica, temperatura potencial e velocidade do vento observados e as diferenças percentuais dos valores simulados pelos modelos em relação aos valores observados para verificar a performance dos modelos em representar o JBN selecionado. Os sinais negativo (-) e positivo (+) representam respectivamente, os valores subestimados e superestimados pelos modelos em relação aos valores observados nas radiossondagens.

Ao comparar o valor observado da umidade específica ($12,5 \text{ g kg}^{-1}$) às 00UTC do dia 27/01/02 (TABELA 6) com os resultados simulados pelos modelos, notou-se que Global, ETA e as Grades 1 e 2 geradas pelo BRAMS subestimaram o valor do observado em: 4,8%; 8%, 11,2% e 7,2%, respectivamente. Sendo o modelo Global o que mais se aproximou do valor real e a Grade 1 gerada pelo BRAMS, o modelo que apresentou o maior valor subestimado (11,2%), seguido dos modelos ETA (8%) e por último a Grade 2 gerada pelo BRAMS, com 7,2%. No horário das 12UTC (27/01/02) e 00UTC (28/01/02), observa-se nas TABELAS 7 e 8, que os valores simulados desta variável pelos modelos superestimaram os valores observados ($10,8 \text{ g kg}^{-1}$ às 12UTC do dia 27/01/02 e $11,2 \text{ g kg}^{-1}$ às 00UTC do dia 28/01/02). Às 12UTC (27/01/02), o ETA (13,8%) foi o modelo que mais superestimou o valor observado, sendo a Grade 1 gerada pelo BRAMS, a que melhor representou o valor observado (3,7%), os outros modelos apresentaram a seguinte distribuição: Global, 8,3% e a Grade 2 gerada pelo BRAMS, 7,4%. Já às 00UTC (28/01/02), o modelo Global apresentou o maior valor superestimado (6,2%) em relação aos outros modelos, enquanto que a Grade 1 gerada pelo BRAMS, representou superestimação de apenas 0,8% quando comparado com os

valores observados. Os demais modelos, ou seja, a Grade 2 gerada pelo BRAMS e ETA apresentaram valores superestimados de 4,4% e 3,5% respectivamente.

Outra variável usada para comparação entre os valores simulados e os observados foi a temperatura potencial, os valores simulados nos três horários apresentaram superestimação em relação aos valores observados. No horário das 00UTC (27/01/02), a Grade 2 gerada pelo modelo BRAMS apresentou uma superestimação de 1,3% em relação ao valor observado e tanto o Global como o ETA, foram os modelos que apresentaram os menores valores superestimados (0,1% para cada modelo), a Grade 1 gerada pelo BRAMS, teve valor superestimado em 0,9%. No horário das 12UTC (27/01/02), verificou-se que a Grade 2 gerada pelo BRAMS, apresentou a maior superestimação entre os modelos de 0,7%, os modelos com menores valores de superestimação foram o Global e ETA, ambos apresentaram 0,2% para cada modelo e por último, a Grade 1 gerada pelo BRAMS, com 0,5% de superestimação. Já às 00UTC do dia 28/01/02, as Grades 1 e 2 geradas pelo BRAMS (com 1,3% e 1,1%) apresentaram os maiores valores superestimados em relação ao observado, em seguida o Global, com 0,6% e o ETA apresentando apenas 0,5%.

E por fim, foi analisada a velocidade do vento. Esta variável apresentou as maiores diferenças detectadas entre os valores simulados e os dados observados antes, durante e após a ocorrência do JBN. Em todos os horários analisados, os valores da velocidade foram subestimados, com discrepância que variaram de 2,9% a 82,6%. No horário das 00UTC do dia 27/01/02 (TABELA 6) a maior subestimação observada foi a da Grade 1 gerada pelo BRAMS (47,5%), seguida do Global com 45,9%, ETA (32,9%) e por último a Grade 2 gerada pelo BRAMS com 31,1%. O horário das 12UTC do dia 27/01/02 (TABELA 7), foi o horário que apresentou maiores diferenças entre os valores analisados e os observados, a Grade 1 gerada pelo BRAMS, por exemplo, subestimou em 82,6% o valor da velocidade observada, seguida da Grade 2 gerada pelo BRAMS, com 75,5%. Os modelos Global e ETA, representaram subestimações em torno de 41,8% e 37,5%, respectivamente. Ao verificar o dia 28/01/02 às 00UTC (TABELA 8), os dois modelos que geraram maiores valores subestimados em relação aos observados foram: a Grade 1 e 2 geradas pelo BRAMS (com 76,8% e 66,4%, respectivamente). Os modelos ETA e Global, apresentaram valores subestimados (comparado com o observado) de 4,4% e 2,9%, respectivamente.

O confronto entre os valores simulados pelos modelos Global, ETA e as Grades 1 e 2 geradas pelo BRAMS e os valores observados, mostraram que a umidade específica,

foi subestimada no horário das 00UTC (27/01/02), enquanto que nos outros horários, observaram-se valores superestimados em relação aos observados, no horário das 00 (27/01/2002) e 12UTC (28/01/2002), não foram identificados casos de JBN, somente foi detectado o JBN às 12UTC do dia 27/02/2002. A temperatura potencial foi a variável que menos apresentou diferença entre os valores simulados pelos modelos e aqueles observados, nos três horários houveram superestimativa dos valores simulados. A velocidade do vento, das três variáveis analisadas, foi a que apresentou valores mais discrepantes em relação aos dados observados, isto é, em todos os horários a velocidade do vento gerada pelos modelos, subestimaram o valor observado. Isso pode ter ocorrido pelo fato da região de estudo apresentar topografia bastante complexa, ou seja, a parte norte-noroeste do Rio Grande do Sul, onde encontra-se a Serra do Alto Uruguai e mais ao centro do Estado a Serra Geral, talvez possam ter influenciado o fluxo em baixos níveis, ocasionado assim, valores subestimado de velocidade do vento simulados pelos modelos em uso quando comparado com o dado observado na latitude de Porto Alegre. Em outras palavras, pode-se dizer que, em virtude da topografia à norte-noroeste do Estado, o fluxo de noroeste que foi observado, ao encontrar esta topografia, sofre uma desaceleração que só volta a se restabelecer ao transpor a cadeia de montanhas, portanto pode-se dever a isto, o fato de os valores de velocidade do vento terem sido subestimados pelos modelos.

TABELA 6 – Comparação entre os modelos Global, ETA e BRAMS (Grade 1 e Grade 2) e o valor Observado no dia 27/01/02 às 00UTC em 850hPa

Em 850hPa	Umidade Específica (g kg⁻¹)	Temperatura Potencial (K)	Velocidade do vento (m s⁻¹)
<i>OBSERVADO</i>	12,5	302,4	6,1
<i>GLOBAL</i>	-4,8%	+0,1%	-45,9%
<i>ETA</i>	-8%	+0,1%	-32,9%
<i>BRAMS – G1</i>	-11,2%	+0,9%	-47,5%
<i>BRAMS – G2</i>	-7,2%	+1,3%	-31,1%
<i>Média</i>	- 7,8%	+ 0,6%	- 39,4%

TABELA 7 – Comparação entre os modelos Global, ETA e BRAMS (Grade 1 e Grade 2) e o valor Observado no dia 27/01/02 às 12UTC em 850hPa

Em 850hPa	Umidade Específica (g kg ⁻¹)	Temperatura Potencial (K)	Velocidade do vento (m s ⁻¹)
<i>OBSERVADO</i>	10,8	303,4	18,4
<i>GLOBAL</i>	+8,3%	+0,2%	-41,8%
<i>ETA</i>	+13,8%	+0,2%	-37,5%
<i>BRAMS – G1</i>	+3,7%	+0,5%	-82,6%
<i>BRAMS – G2</i>	+7,4%	+0,7%	-75,5%
<i>Média</i>	+ 8,3%	+ 0,4%	- 59,4%

TABELA 8 – Comparação entre os modelos Global, ETA e BRAMS (Grade 1 e Grade 2) e o valor Observado no dia 28/01/02 às 00UTC em 850hPa

Em 850hPa	Umidade Específica (g kg ⁻¹)	Temperatura Potencial (K)	Velocidade do vento (m s ⁻¹)
<i>OBSERVADO</i>	11,2	301,6	13,4
<i>GLOBAL</i>	+6,2%	+0,6%	-2,9%
<i>ETA</i>	+3,5%	+0,5%	-4,4%
<i>BRAMS – G1</i>	+0,8%	+1,1%	-76,8%
<i>BRAMS – G2</i>	+4,4%	+1,3%	-66,4%
<i>Média</i>	+ 3,7%	+ 0,9%	- 37,6%

4.2.4. Análise das saídas dos modelos Global, ETA e BRAMS (Grade 1) no nível de 850hPa

Para analisar as condições sinóticas associadas ao JBN observado, utilizaram-se os campos de transporte horizontal de umidade específica (m s⁻¹g kg⁻¹) e magnitude do vento (m s⁻¹) e temperatura (°C) no nível de 850hPa, antes, durante e após a ocorrência do evento em estudo (o JBN). Este nível foi selecionado por ser o nível em que ocorreu o JBN analisado.

A FIGURA 28 (00UTC do dia 27/01/02) antes da ocorrência do JBN mostra para o nível de 850hPa, o campo de transporte horizontal de umidade específica simulado pelos modelos GLOBAL (a), ETA (b) e BRAMS (Grade 1) (c). Antes da ocorrência do JBN é perceptível em todos os modelos, um escoamento de norte (trazendo umidade dos trópicos, círculo azul) com velocidades em torno de 10 m s⁻¹, para os modelos ETA (FIGURA 28b) e BRAMS (FIGURA 28c) e aproximadamente 20 m s⁻¹ para o modelo

Global (FIGURA 28a). Próximo à extremidade sul (círculo azul) deste escoamento de norte (Paraguai, nordeste da Argentina e parte oeste do Rio Grande do Sul), observou-se na FIGURA 27c (0010UTC do dia 27/01/02, círculo azul) uma região com nebulosidade considerável sobre o Rio Grande do Sul e nordeste da Argentina. Lima (2004) encontrou estas condições em associação à ocorrência de um Complexo Convectivo de Mesoescala que também se formou a leste da Argentina. Tendo em vista que este caso não é do tipo Complexo Convectivo de Mesoescala, mas que apresentou um escoamento do vento semelhante. Pode ser que este fator seja comum da ocorrência de atividade convectiva intensa no sul da América do Sul, independente do tipo de Sistema Convectivo de Mesoescala que venha a ser formar (Botelho 2004). Os valores de umidade específica simuladas para este horário pelos três modelos ao sul do escoamento de norte (círculo azul) tiveram variação entre 12 e 16 g kg⁻¹ em toda a região sul, nas demais regiões (na maior parte da Argentina e Uruguai) os três modelos apresentaram a mesma ordem de grandeza, isto é, entre 12 e 16 g kg⁻¹. No horário das 12UTC (27/01/02, FIGURA 29), horário em que foi detectado o JBN, a corrente de jato em baixos níveis que foi verificada às 00UTC (27/01/02, FIGURA 28) continuou presente, porém com orientação noroeste-sudeste (círculo azul). Esta corrente foi verificada nos três modelos (FIGURA 29) e os valores de umidade específica para este horário (12UTC do dia 27/01/02, círculo azul) não apresentaram valores diferentes do observado na figura anterior (FIGURA 28), isto é, valores entre 12 e 16 g kg⁻¹. A FIGURA 27i (círculo vermelho) mostrou nitidamente a nebulosidade associada a este JBN. O horário das 00UTC do dia 28/01/02 (FIGURA 30) apresentou um escoamento tanto de sul como de norte (círculo azul), diferente do observado no horário das 12UTC do dia 27/01/02 (neste horário o escoamento teve orientação noroeste-sudeste), e a convergência do mesmo foi observada sobre o Estado de Santa Catarina (nesta região, o Sistema Convectivo de Mesoescala já se encontrava dissipado sobre o Rio Grande do Sul. Com relação aos valores de umidade específica, observou-se na região Sul do Brasil, Uruguai, Paraguai e nordeste da Argentina que os valores de umidade estiveram entre 12 e 16 g kg⁻¹, isto foi verificado nos três modelos. E na região mais ao sul da Argentina, observaram-se valores entre 1 e 4 g kg⁻¹ (para os modelos Global, FIGURA 30a e ETA, FIGURA 30b), estes valores não foram verificados pelo modelo BRAMS (FIGURA 30c) que apresentou valores de umidade superiores (entre 4 e 8 g kg⁻¹).

A análise do campo de vento e temperatura observado no horário das 00UTC do dia 27/01/02 (FIGURA 31), mostrou o escoamento de norte verificado na FIGURA 28

(transporte horizontal de umidade específica), onde se tem a entrada de ar quente proveniente dos trópicos, com valores entre 21 e 24°C no Paraguai e nordeste da Argentina. Sobre a maior parte do Rio Grande do Sul e Uruguai e grande parte da Argentina, predominava temperaturas menores, isto é, entre 15 e 18°C. Para às 12UTC do dia 27/01/02 (horário de ocorrência do JBN, FIGURA 32), das regiões mais frias observadas (Rio Grande do Sul, Uruguai e grande parte da Argentina), apenas o Rio Grande do Sul apresentou aumento de temperatura entre 18 e 21°C. Enquanto que, para as demais localidades continuaram valores de temperatura mais baixas, ou seja, entre 15 e 18°C.

Após a ocorrência do JBN, ou seja, às 00UTC do dia 28/01/02 (FIGURA 33), as temperaturas sobre o Rio Grande do Sul apresentaram decréscimo, antes estavam compreendida entre 18 e 21°C (12UTC do dia 27/01/02), neste horário, os valores ficaram entre 15 e 18°C. O campo da magnitude do vento e temperatura mostrou no oeste da Bolívia e noroeste da Argentina (círculo vermelho, FIGURA 33c), valores entre 36 a 39°C, gerados pela Grade 1 do modelo BRAMS. Os valores encontrados nos campos de vento e temperatura dos modelos Global e ETA (FIGURA 33a e 33b, respectivamente) não corresponderam aos valores encontrados pelo modelo BRAMS, ou seja, valores entre 15 e 18°C.

O escoamento de norte observado nos três modelos, apresentou três configurações diferentes, isto é, inicialmente era de norte no dia 27/01/02 às 00UTC (sobre o Paraguai, nordeste da Argentina e oeste do Brasil), depois este escoamento mudou sua direção para noroeste-sudeste no dia 27/01/02 às 12UTC (sobre o Paraguai, Paraná, Santa Catarina e norte do Rio Grande do Sul) e por último, foi verificado um escoamento tanto de norte (Paraguai, Paraná e Santa Catarina) como de sul (sul da Argentina, Paraguai e Rio Grande do Sul) no dia 28/01/02 às 00UTC, convergindo sobre o Estado de Santa Catarina. Na região oeste da Bolívia e noroeste da Argentina, os valores de umidade específica (FIGURA 30) não ultrapassaram 8 g kg⁻¹ (círculo vermelho). Os valores de umidade específica simulada pelos três modelos apresentaram a mesma ordem de grandeza nos três horários analisados. O transporte de ar quente e úmido vindo das regiões tropicais para as latitudes médias, foi importante, porque favoreceu a formação e intensificação do Sistema Convectivo de Mesoescala, além destes fatores, existem outros que funcionam como fonte primária para a sua formação.

Notou-se que o ar úmido (FIGURA 28, círculo azul) e quente (FIGURA 31, círculo vermelho) vindo da região tropical favoreceram a formação de nuvens no sudeste do Paraguai e região sul do Brasil (FIGURA 27c, círculo azul).

Esse escoamento de ar úmido (FIGURA 29, círculo azul) e quente (FIGURA 32, círculo vermelho) foi importante, pois favoreceu a intensificação do Sistema Convectivo de Mesoescala que se apresentava na sua fase de maturação no horário de ocorrência do JBN. Sabe-se que esses dois fatores (ar quente e úmido) dentre outros, funcionam como alimento para a formação e intensificação dos Sistema Convectivo de Mesoescala.

Foi interessante notar neste trabalho que, a variabilidade temporal e espacial dos JBN é relativamente pouco entendida por causa da limitada disponibilidade de informações de ar superior na América do Sul à leste dos Andes. Em função deste fato, torna-se difícil obter informações da ocorrência dos JBN, no que diz respeito a sua extensão horizontal, intensidade e variabilidade temporal, principalmente quando se utiliza dados de radiossondagens disponíveis em dois horários, como foi o caso do presente trabalho.

Como foi observado, o JBN é um bom indicador do fluxo de umidade das regiões tropicais para as latitudes médias. E ele tem sido associado com Complexo Convectivo de Mesoescala (Velasco e Fritsch, 1987) e Sistema Convectivo de Mesoescala em geral ocorrendo no sul e sudeste do Brasil, Uruguai, Paraguai e norte da Argentina (Justi da Silva e Silva Dias, 2002). Na América do Sul, os Sistema Convectivo de Mesoescala parecem ser mantidos por advecção de ar tropical quente e úmido via JBN encontrado à leste dos Andes. Evidências mostraram que, o JBN estava presente antes do início da convecção, com 80% dos casos de Sistema Convectivo de Mesoescala ocorrendo durante períodos com intenso fluxo de norte em baixos níveis (que é o caso do JBN em estudo). Este JBN parece fornecer a máxima convergência do fluxo de umidade para o Sistema Convectivo de Mesoescala, tornando-se assim, sua fonte primária de umidade (Vera, 2002).

O escoamento aqui observado foi representado pelo modelo de mesoescala BRAMS, uma vez que, este tipo de escoamento também foi verificado por Marengo et al. (2004) ao fazer uma climatologia dos JBN a leste dos Andes utilizando dados de 50 anos de reanálises do NCEP/NCAR para América do Sul.

O uso de modelos numéricos para estudar os JBN tem sido usado intensivamente para estudar o seu desenvolvimento e sua evolução, e esses modelos têm reproduzido as características básicas desses jatos (Stensrud et al., 1996).

O JBN fornece ar tropical quente e úmido que alimenta a convecção e precipitação na América do Sul, mas especificamente nas latitudes médias (Saulo et al., 2000). Com isso o transporte de norte de ar tropical e úmido (que foi observado) da região Amazônica em direção as regiões de latitudes médias do Brasil e nordeste da Argentina, foram capazes de produzir forte atividade convectiva nestas regiões (Marengo et al., 2004).

A maior parte da precipitação sazonal na Bacia do Rio Prata são produzidas pelos sistemas de precipitação de mesoescala, tais como, Sistemas Convectivos de Mesoescala e Complexos Convectivos de Mesoescala que se formam nesta região. A precipitação que é produzida por esses sistemas, beneficia a agricultura e a produção de energia hidrelétrica nas latitudes médias, mas também esses sistemas causam vários transtornos como, por exemplo, enchentes na maior parte das áreas metropolitanas (Torres e Nicolini, 1999).

Na América do Sul, as ocorrências dos JBN através das reanálises do NCEP/NCAR mostraram que, a variação anual dos JBN depende dos seguintes fatores: latitude, da proximidade dos Andes e características da circulação durante essas estações (Marengo et al., 2004).

Observa-se que a estação quente é caracterizada pela intensificação dos alísios de nordeste próximo do Equador, que muda sua direção para sudoeste, quando se aproxima dos Andes, produzindo um fluxo (de umidade) máximo de noroeste próximo de Santa Cruz de la Sierra ($\sim 17,5^{\circ}\text{S}$) na Bolívia (Marengo et al., 2004). Isto é importante, pois favorece o transporte de umidade para as latitudes médias, intensificando assim o Jato de Baixos Níveis.

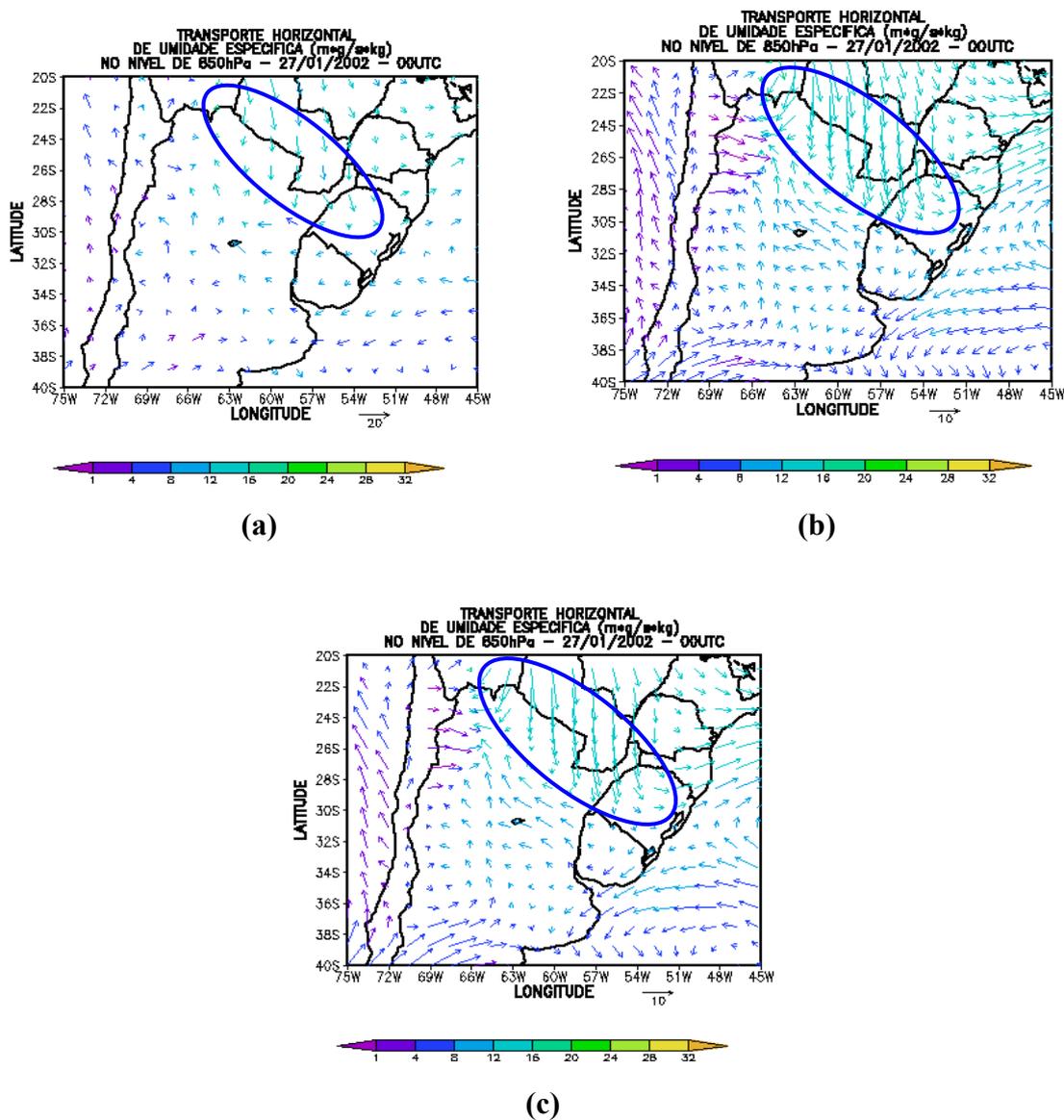


FIGURA 28 – Transporte horizontal de umidade específica ($\text{m s}^{-1} \text{ g kg}^{-1}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 27/01/02 às 00UTC.

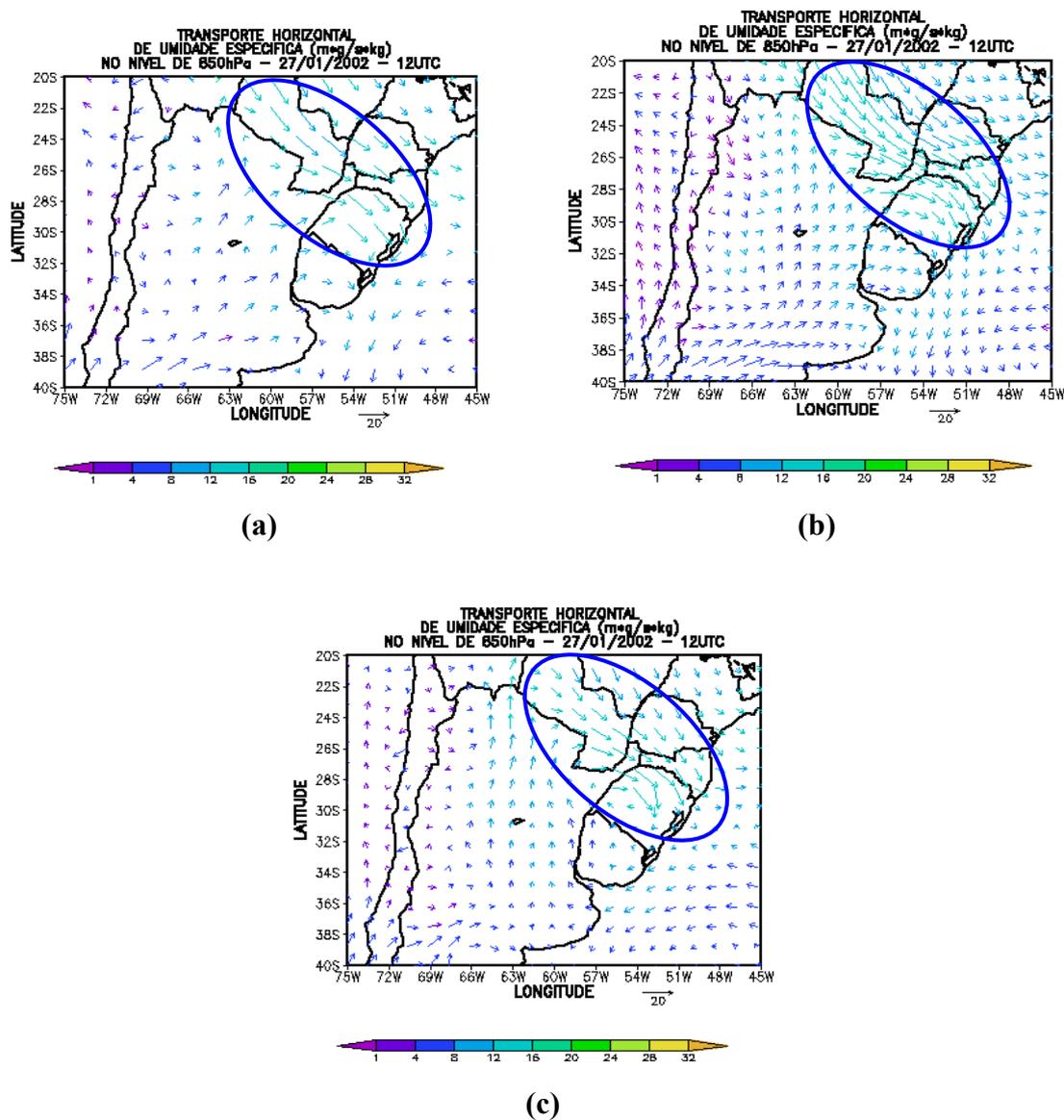


FIGURA 29 – Transporte horizontal de umidade específica ($\text{m s}^{-1} \text{ g kg}^{-1}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 27/01/02 às 12UTC.

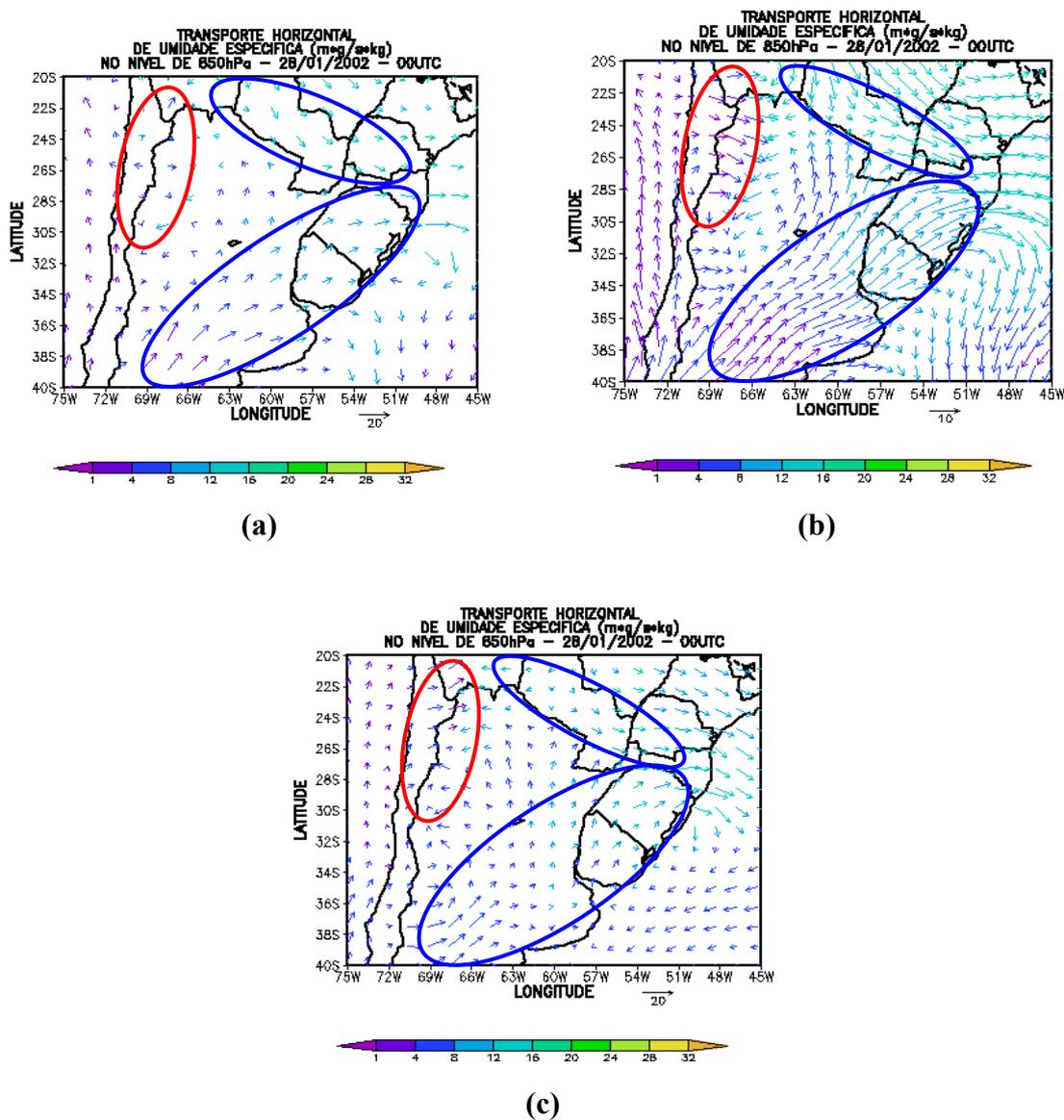


FIGURA 30 – Transporte horizontal de umidade específica ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{kg}^{-1}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 28/01/02 às 00UTC.

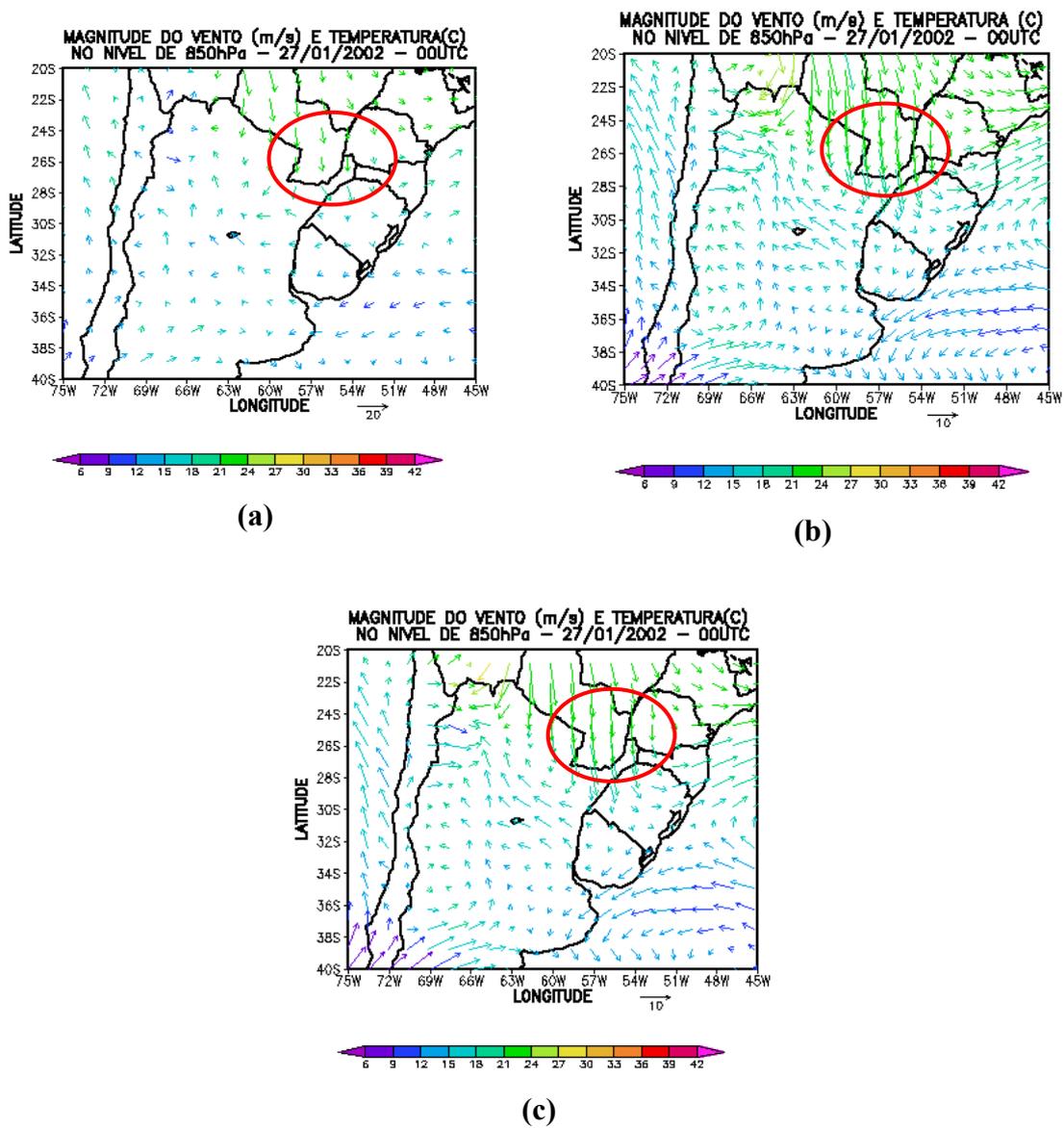


FIGURA 31 – Magnitude do vento (m s^{-1}) e Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 27/01/02 às 00UTC.

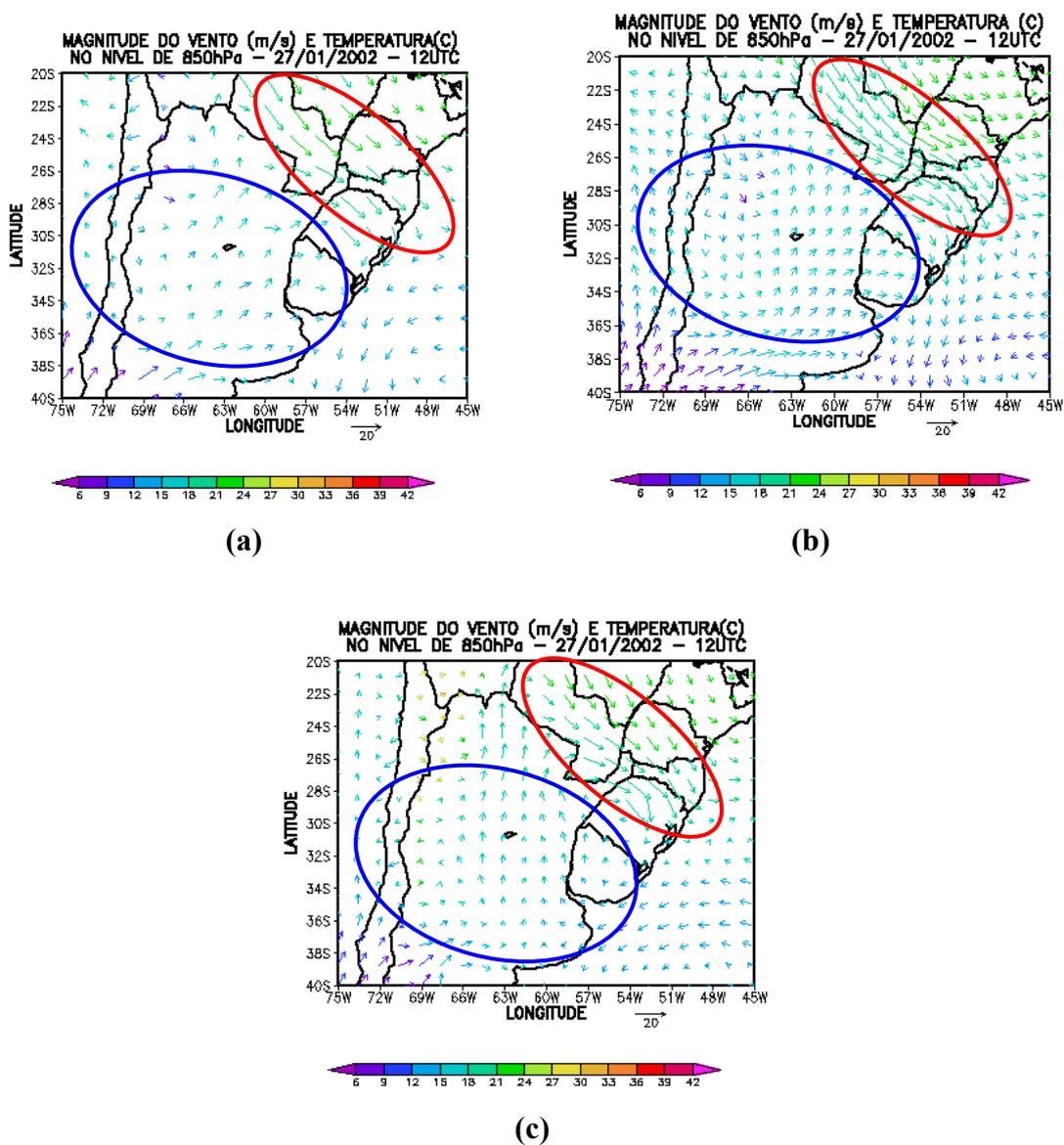


FIGURA 32 – Magnitude do vento (m s^{-1}) e Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 27/01/02 às 12UTC.

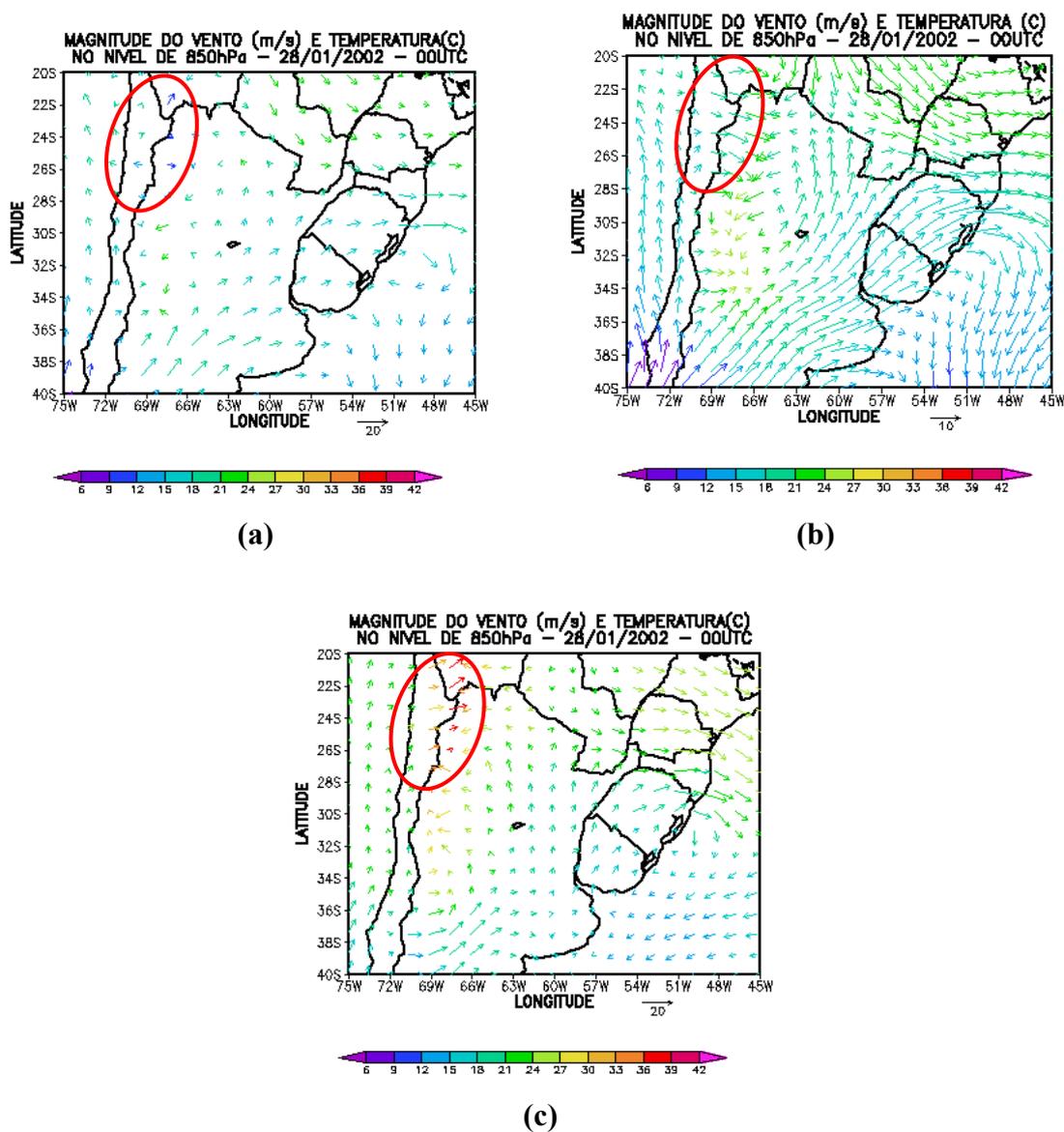


FIGURA 33 – Magnitude do vento (m s^{-1}) e Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) no nível de 850hPa gerada pelos modelos (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (Grade 1) para o dia 28/01/02 às 00UTC.

4.2.5. Análise das saídas do modelo BRAMS (Grade 2) no nível de 850hPa

Nesta última etapa, foi feita a análise para o horário das 12UTC (27/01/02), que corresponde ao horário em que foi detectado o JBN, utilizando a Grade 2 gerada pelo modelo BRAMS (com melhor resolução espacial) com objetivo de verificar com maior detalhe as características deste JBN.

As FIGURAS 34 e 35 representam o transporte horizontal de umidade específica e magnitude do vento e temperatura, respectivamente.

Na FIGURA 34 (círculo azul), verificou-se o mesmo escoamento observado na FIGURA 29, ou seja, um JBN de norte com orientação noroeste-sudeste trazendo ar úmido (FIGURA 34) e quente (FIGURA 35), este transporte de ar foi essencial para a formação e intensificação dos Sistemas Convectivos de Mesoescala. Foi interessante verificar a presença do JBN tanto na Grade 1 como na Grade 2, porém na Grade 2, o JBN foi visualizado com mais nitidez, devido a melhor resolução espacial. Verificou-se ainda, uma circulação ciclônica (círculo vermelho) no oeste do Rio Grande do Sul que ao verificar na FIGURA 27i, às 1209UTC do dia 27/01/02 (círculo vermelho), estava associada à nebulosidade do Sistema Convectivo de Mesoescala que atuou sobre a região.

Ao analisar a FIGURA 35, observou-se sobre o Estado do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, a entrada de ar quente sobre essas regiões, as maiores temperaturas (acima de 18°C) foram observadas na parte norte do Rio Grande do Sul e oeste de Santa Catarina (círculo vermelho).

A Grade 2 gerada pelo modelo BRAMS com melhor resolução espacial, representou o escoamento de norte com orientação noroeste-sudeste, trazendo ar quente e úmido. Este escoamento foi importante porque foi responsável pela formação e intensificação do Sistema Convectivo de Mesoescala que estava associado ao JBN em estudo.

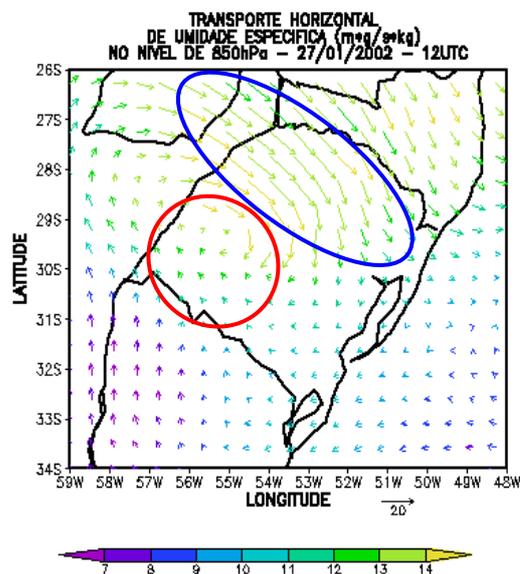


FIGURA 34 – Transporte horizontal de umidade específica ($m^2 s^{-1} g kg^{-1}$) no nível de 850hPa gerada pelo modelo BRAMS (Grade 2) para o dia 27/01/02 às 12UTC.

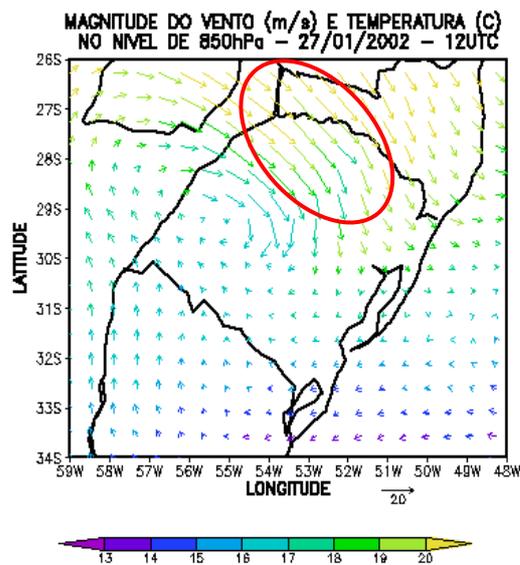


FIGURA 35 – Magnitude do vento ($m s^{-1}$) e Temperatura ($^{\circ}C$) no nível de 850hPa gerada pelo modelo BRAMS (Grade 2) para o dia 27/01/02 às 12UTC.

5. CONCLUSÕES

Este trabalho teve por objetivo analisar observacionalmente os Jatos de Baixos Níveis sobre a região metropolitana de Porto Alegre, utilizando dados de radiossondagens no período de 1989 a 2003. Um objetivo adicional foi simular um caso de JBN selecionado na estação quente, que estava associado a um Sistema Convectivo de Mesoescala, utilizando o modelo numérico de mesoescala BRAMS.

As principais conclusões obtidas neste estudo com relação a análise observacional foram:

- ✓ Nos quinze anos analisados, foram verificadas 219 ocorrências de JBN;
- ✓ As maiores frequências de JBN foram identificadas no horário das 12UTC;
- ✓ Os JBN foram mais frequentes na estação temperada quente, no horário das 12UTC, enquanto que às 00UTC, a estação quente foi a que mais apresentou ocorrências de JBN;
- ✓ De uma forma geral, a análise climatológica sazonal mostrou que os JBN que ocorreram em Porto Alegre, apresentaram velocidades entre 10 e 16 m s⁻¹, com exceção da estação temperada quente, onde elas excederam os 20 m s⁻¹;
- ✓ Os JBN apresentaram alturas preferenciais para ocorrência. Às 00UTC foram mais frequentes nas alturas de 600 e 700 m, com exceção da estação temperada

fria, em que os JBN foram observados em 250 m. Às 12UTC, estes jatos ocorreram na maior parte das estações na altura corresponde a 900 m, somente na estação fria, estes jatos foram observados na altura de 1500 m;

- ✓ As direções predominantes das ocorrências dos JBN mostraram que são encontrados no primeiro quadrante no horário das 00UTC enquanto que às 12UTC, esta predominância foi verificada no quarto quadrante, exceto na estação temperada fria, onde esta direção foi no segundo quadrante.

Com a análise numérica foi possível concluir que:

- ✓ Para o JBN selecionado os resultados mostraram que no horário de ocorrência deste JBN (12UTC do dia 27/01/02), os três modelos superestimaram os valores de umidade específica e temperatura potencial em torno de 8% e 0,4%, respectivamente. Sendo que a Grade 1 gerada pelo modelo BRAMS, foi a grade que melhor simulou os valores de umidade específica;
- ✓ Já às 12UTC do dia 27/01/02 a velocidade do vento foi subestimada em 59% pelos três modelos em relação ao dado observado, sendo o BRAMS, o modelo que apresentou a maior diferença em relação ao valor observado;
- ✓ Observou-se na região de estudo, no horário do JBN (12UTC), um escoamento de norte, com ar quente e úmido, que favoreceu a formação e intensificação do Sistema Convectivo de Mesoescala observado.

E como sugestões para estudos futuros

1. Verificar as ocorrências de Jatos de Baixos Níveis com velocidades inferiores à 10 m s^{-1} ;
2. Ocorrências de Jatos de Baixos Níveis duplos;
3. Relacionar as ocorrências dos Jatos de Baixos Níveis com sistemas meteorológicos que ocorrem na região sul do Brasil, para saber qual sistema atmosférico estava associado ao mesmo;
4. Na modelagem numérica melhorar a resolução vertical e topográfica;
5. Estudos de outros casos de JBN usando o modelo BRAMS, para verificar a performance do mesmo em reproduzir os JBN.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASSIS, S. V.; CAMARGO, C. G. Avaliação bioclimática da cidade de Pelotas, RS. **Revista de Estudos Ambientais**, v. 4, n. 2-3, p. 24-32, 2002.

BARLOW, M.; NIGAM, S.; BERBERY, E. Evolution of the North American Monsoon. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2238-2257, 1998.

BERBERI, H., COLLINI, E. Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern South America. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 1328-1346, 2000.

BLACKADAR, A. K. Boundary layer Wind máxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. **Bull. American Meteorological Society**, v. 38, p. 283-290, 1957.

BOLTON, D. The Computation of Equivalente Potential Temperature. **Monthly Weather Review**, n. 108, p. 1046-1053, 1980.

BONNER, W. A.. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, p. 833-850, 1968.

BONNER, W. D.; PAEGLE, J. Diurnal variations in boundary layer winds over the south-central United States in summer. **Monthly Weather Review**, v. 98, p. 735-744, 1970.

BUAJITTI, K.; BLACKADAR, A. K. Theoretical studies of diurnal wind structure in the planetary boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 83, p. 486-500, 1957.

CÁRDENAS, L. D. **Um estudo dos jatos noturnos de baixos níveis na região central do Estado de São Paulo**. 1990. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.

CRAWFORD, K. C.; HUDSON, H. R. Behavior of the winds in the lowest 1500 feet in central Oklahoma: June 1966- May 1967. ESSA Tech. Memo. ERLTM-NSSL-48, 55p, (Available from NSSL, 1313 Hadley Circle, Norman, OK 73069.), 1970.

CHIBA, O.; KOBAYASHI, S. A study of the structure of low-level katabatic winds at Mizuho Station, East Antarctica. **Boundary Layer Meteorological**, v. 37, p. 343-355, 1986.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 3163-3174, 1995.

CORRÊA, C. S.; DALLAROSA, R. L. G.; DEGRAZIA, G. A. Estudo observacional dos jatos de baixos níveis sobre a região metropolitana de Porto Alegre. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 6, n. 4, 2001.

CORRÊA, C. S.; CLARK, R. T.; SILVEIRA, A. L. Análise e classificação não-hierárquica dos jatos de baixos níveis e dos ventos máximos no perfil vertical do vento sobre Porto Alegre. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, Foz do Iguaçu. **Anais...**, 2002.

CORRÊA, C. S.; CLARKE, R. T.; SILVEIRA, A. L. L. Análise Espectral do decréscimo da Velocidade do Vento acima do Jato de Nível Baixo em situações de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre Porto Alegre, Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 2, p. 153-163, 2002.

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. Storm and Clouds Dynamics. **Academic Press**, v. 44, 881p, 1989.

DOUGLAS, M. W. The summertime low-level jet over the Gulf of California mean structure and synoptic variaion. Preprints, 20th Conf. Hurricanes and Tropical Meteor., San Antonio, TX, **American Meteorological Society**, p. 504-507, 1993.

DOUGLAS, M. W. The summertime low-level jet over the Gulf of California. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 2334-2347,1995.

DOUGLAS, M. W.; NICOLINI, M.; SAULO, A. C. Observational evidences of a low-level jet east of the Andes during january-march 1998. **Meteorologica**, v. 23, p. 63-72, 1998.

DOYLE, J. D.; WARNER, T. T. A three-dimensional numerical investigation of a Carolina coastal low-level jet during GALE IOP 2. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 1030-1047, 1993.

FAST, J. D.; McCORCLE, M. D. A two-dimensional numerical sensitivity study of the Great Plains low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 118, p. 151, 163, 1990.

FERREIRA, S. H. S.; CALBETE, N. O. Estudo de caso de jatos de baixos níveis na América do sul ocorridos em 1999. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, Foz do Iguaçu. **Anais...**, 2002.

FERREIRA, R. N. **Aplicação de um modelo linear espectral ao estudo de linhas de instabilidade da Amazônia**. 1988. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

FINDLATER, J. A major low-level jet air current near the Indian Ocean during the northern summer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 95, p. 362-380, 1969.

FRISCH, A. S.; ORR, B. B. W.; MARTNER, B. E. Doppler radar observations of the development of a boundary-layer nocturnal jet. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 3-16, 1992.

GARRAT, J. R. Inland boundary layer at low latitudes. PART 1: The nocturnal jet. **Boundary Layer Meteorological**, v. 32, p. 307-327, 1985.

GRELL, G. A., DEVENYI, D. A generalized approach to parametrizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, 2002.

HIGGINS, W., YAO, Y., YARTOSH, E., JANOWIAK, J., MO, K. Influence of the Great Plains Low-Level Jet on summertime precipitation and moisture transport over the Central United States. **Journal of Climate**, v. 10, p. 481-507, 1997.

HOECKER, W. L. Three southerly low-level jet systems delineated by Weather Bureau special pinbal network of 1961. **Monthly Weather Review**, v. 91, p. 573-582, 1963.

HOECKER, W. L. Comparative Physical behavior of southerly boundary-layer jets. **Monthly Weather Review**, v. 93, p. 133-144, 1965.

HOLTON, J. R. The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. **Tellus**, v. 19, p. 199-205, 1967.

HOUZE, R. A. Cloud Dynamics. **Academic Press**, v. 53, 573p, 1993.

IBAÑEZ, J. B. I., 1995, **Influência dos Andes nas circulações locais do Peru**. 1995, 215 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

IZUMI, Y.; BARAD, M. L. Wind and temperature variations during development of a low-level jet. **Journal of Applied Meteorology**, v. 2, p. 668-673, 1963.

JURY, M. R.; TOSEN, G. R. Characteristic of the winter boundary layer over the African Plateau: 26 degrees S. **Boundary Layer Meteorological**, v. 49, p. 53-76, 1989.

JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. Seasonal Predictability of Low Level Jet Occurrence in South America. In: VAMOS/CLIVAR/WCRP Conference on South American low-level jet, 2002, Santa Cruz de la Sierra. **Resumos...** Santa Cruz de la Sierra, BO.

KARAM, H. A. **Estudo do jato de baixos níveis de Iperó e das implicações no transporte de poluentes no Estado de São Paulo**. 2002, 213p. Tese (Doutorado em Meteorologia) Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

KEENAN, T. D.; MCBRIDE, J.; HOLLAND, G.; DAVIDSON, N.; GUNN, B. Diurnal variation during the Australian monsoon experiment (AMEX) phase II. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 2535-2552, 1989.

KLEMP, J. B.; WILHELMSON, R. B. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. **Journal of Atmospheric Science**, v. 35, p. 1070-1096, 1978.

KRAUS, H.; MALCHER, J.; SCHALLER, E. Nocturnal low-level jet during PUKK. **Boundary Layer Meteorological**, v. 31, p. 187-195, 1985.

LETTAU, H. H. The O'Neil Experiment of the 1953. **In the Special Volume of Boundary-Layer Meteorology**, p. 1-9, 1990.

MAHRER, Y.; PIELKE, R. A. A numerical study of the airflow over irregular terrain. **Beitrag zur Physik der Atmosphäre**, v. 50, p. 98-113, 1977.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R. Episódios de jatos de baixos níveis ao leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 17, n.1, 35-52, 2002.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

McNIDER; PIELKE, R. A. Diurnal boundary-layer development over sloping terrain. **Journal of Atmospheric Science**, v. 38, p. 2198-2212, 1981.

MEANS, L. L. On thunderstorm forecasting in the central United States. **Monthly Weather Review**, v. 80, p. 165-189, 1952.

MEANS, L. L. A study of the mean southerly wind-maximum in low levels, associated with a period of summer precipitation in the Middle West. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 35, p. 166-170, 1954.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of Atmospheric Science**, v. 31, p. 1791-1806, 1974.

NEWTON, C. W. Lagrangian partial-inertial oscillations and subtropical and low-level monsoon jet streaks. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 2474-2486, 1981.

NICOLINI, M.; WALDRON, K. M.; PAEGLE, J. Diurnal oscillations of low-level jets, vertical motion, and precipitation: A model case study. **Monthly Weather Review** v. 121, p. 2588-2610, 1993.

OLIVEIRA, A. P. **Estudo da dinâmica da camada limite planetária em latitudes tropicais e subtropicais**. Processo n°. 90/4402-1. Relatório Interno, Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG-USP, Brasil, 70p, 1993.

OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The amazon river breeze and the local boundary layer: I. Observations, **Boundary Layer Meteorological**, v. 63, p. 141-162, 1993.

OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The amazon river breeze and the local boundary layer: II. Linear analysis and modelling, **Boundary Layer Meteorological**, v. 67, p. 75-96, 1994.

PAEGLE, J. ; RASCH, G. E. Three-dimensional characteristics of diurnally varying boundary-layer flows. **Monthly Weather Review**, v. 101, p. 746-756, 1973.

PAEGLE, J.; McLAWHORN, D. W. Numerical modeling of diurnal convergence oscillations above sloping terrain. **Monthly Weather Review**, v. 111, p. 67-85, 1983.

PAEGLE, J., A comparative review of South American low level jets. **Meteorologica**, v. 3, p. 73-82, 1998.

PARISH, T. R.; RODI, A. R.; CLARK, R. D. A case study of the summertime Great Plains low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 94-105, 1988.

PIELKE, R. E. A three-dimensional Numerical Model of Sea Breezes Over South Florida. **Monthly Weather Review** 102. 115 – 139, 1974.

REITER, E.R. Jet stream meteorology. **University of Chicago Press.**, 515 p, 1969.

RUTLAND, J.; ULRIKSEN, P. Boundary-layer dynamics of the extremely arid northern part of Chile: The Antofogasta Field Experiment. **Boundary Layer Meteorological.**, v. 17, p. 41-55, 1979.

SATYAMURTY, P.; BUSTAMANTE, J.; BOTTINO, M.; SELUCHI, M.; LOURENÇO, M. C.; GONÇALVES, L. G. An early freeze in southern Brazil in April 1999 and its CPTEC NWP guidance. **Meteorology Applied**, v. 8, p. 1-16, 2001.

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

SCHWERDTFEGER, W. The effect of the Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Weddel Sea. **Monthly Weather Review**, v. 103, p. 45-51, 1975.

SILVA DIAS, M. A. F.; SIAS, E. E. K. The role of the SALLJ on the development extreme winter precipitation over SE Brazil: a case study. In: VAMOS/CLIVAR/WCRP Conference on South American low-level jet, 2002, Santa Cruz de la Sierra. **Resumos...**, 2002.

SILVA DIAS, P. L. American Low-Level Jet. In: VAMOS/CLIVAR/WCRP Conference on South American low-level jet, 2002. Santa Cruz de la Sierra. **Resumos...**, 2002.

SLADKOVIC, R. KANTOR, H. J. Low-level jet in the Bavarian pré-alpine regime. **Arch. Met. Geoph. Biokl.**, Ser. A., v. 25, p. 343-355, 1977.

SOUZA, E. P. **Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica.** 1999. Tese (Doutorado em Meteorologia) Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

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

STIVARI, S. M. S.; OLIVEIRA, A. P. Estudo observacional dos jatos de baixos níveis na região do lago de Itaipu. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, Rio de Janeiro. **Anais...**, 1999.

STULL, R. B. Transient turbulence theory. Part III: Bulk Dispersion Rate and Numerical Stability. **Journal of Atmospheric Science**, v. 41, p. 3351-3367, 1985.

STULL, R. B. An introduction to boundary layer meteorology, **Kluwer Academic Publishers**, 666p., 1988.

TAO, S.; CHEN, L. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. Monsoon Meteorology, C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., **Oxford University Press**, p. 60-92, 1987.

TORRES, J. C.; NICOLINI, M. Analysis of a mesoscale convective system centred over the Rio de la Plata. **Aust. Meteor. Mag.**, v. 48, p. 261-272, 1999.

TRIPOLI, G. J.; COTTON, W. R. The Colorado University Three-Dimensional Cloud / Meso-scale Model Part I: General Theoretical Framework and Sensitivity Experiments. **Journal of Research Atmospheric**, v. 16, p. 185-220, 1982.

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

UCCELINI, L. W. PETERSEN, R. A.; BRILL, K. F.; KOCIN, P. J.; TUCCILLO, J. J. Synergistic interaction between an upper-level jet streaks and diabatic process that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 2227-2261, 1987.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Meso-scale Convection Complexes over the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 9591-9613, 1987.

VERA, C.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold season synoptic scale waves over subtropical South América. **Monthly Weather Review**, v. 130, p. 684-699, 2002.

VERA, C. **VAMOS/CLIVAR/WCRP Conference on South American Low-Level Jet**. In: VAMOS/CLIVAR/WCRP Conference on South American low-level jet, 2002, Santa Cruz de la Sierra. **Resumos...**, 2002.

VIRJI, H. A preliminary study of summer time trophosferic cirulation patterns over South America from clouds winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 599-610, 1981.

VIRJI, H. An estimate of the summertime trophosferic vorticity budget over South America. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 217-224, 1982.

WANG, H.; FU, R. Influence of Cross-Andes on the South American Low-Level Jet, **Journal of Climate**, v. 17, p. 1247-1262, 2004.

WANG, M.; PAEGLE, J. Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux. **Journal of Geophysical Research**, 101, 7291-7303, 1996.

WEXLER, H. A boundary layer intertretation of the low-level jet. **Tellus**, v. 13, p. 368-378, 1961.

WHITEMAN, C. D.; BIAN, X.; ZONG, S. Low-level jet climatology from enhanced rawinsonding observations at a site in the Southern Great Plains. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, p. 1363-1376, 1997.

ZHONG, S.; FAST, J. D.; BIAN, X. A case of the Great Plains low-level jet using wind profile network data and a hihg-resolution mesoescale model. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 785-806, 1996.