

ANÁLISE ESPECTRAL DO DECRÉSCIMO DA VELOCIDADE DO VENTO ACIMA DO JATO DE NÍVEL BAIXO EM SITUAÇÕES DE EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL (ENSO) SOBRE PORTO ALEGRE, BRASIL.⁽¹⁾

CLEBER SOUZA CORRÊA, ROBIN THOMAS CLARKE E ANDRÉ L. L. DA SILVEIRA.

Centro Meteorológico de Aeródromo I - DPV-PA - CINDACTA II - CEP 90200-000 Porto Alegre, RS
e IPH/UFRGS Caixa Postal 15029 CEP 91501-970 Porto Alegre-RS.

RESUMO

A turbulência dentro da Camada Limite Planetária (CLP) apresenta as informações das escalas temporais e espaciais dos sistemas sinóticos. Esta memória está associada ao decréscimo do vento acima do núcleo do jato no perfil vertical do vento. O perfil vertical do vento apresenta a ocorrência de Jatos de Baixos Níveis (JNB), sendo que estes jatos estão associados a vários fatores e a diferentes escalas. Utiliza-se para esta análise espectral o módulo do decréscimo do vento acima do núcleo do JNB no perfil vertical do vento abaixo de 3000 metros, obtido por radiossondagens realizadas no Aeroporto Internacional Salgado Filho em Porto Alegre-RS. Em situações de El Niño, a intensidade do decréscimo é maior, com jatos apresentando velocidades da ordem de 30 ms^{-1} e com módulo do decréscimo do vento da ordem de 10 ms^{-1} ou mais. Em situações onde índice Oscilação Sul (IOS) está próximo da neutralidade, não ocorrem eventos bem definidos com baixas frequências, mas, sim, ocorre um predomínio de frequências com escala baroclínica. Nas situações onde o IOS é significativo, tanto positivo como negativo, ocorrem eventos com escalas de baixa frequência e baroclínicas, estando associadas às baixas frequências a situações de bloqueio e escalas de circulação planetária.

Palavras-Chave: Análise espectral, Jatos de Nível Baixo e El-Niño-Oscilação Sul.

ABSTRACT: SPECTRAL ANALYSIS OF DECREASE IN WIND SPEED ABOVE LOW-LEVEL JETS DURING EL NIÑO EVENTS NEAR PORTO ALEGRE, BRAZIL.

Turbulence within the planetary boundary layer (PBL) contains information on the space and time scales in weather systems. This memory is associated with the decrease of the wind above low-level jets (LLJ). The vertical wind profile shows the occurrence of LLJ, which are associated with various factors and different scales. During El Niño events, the intensity of decrease in wind speed was greatest, the jets having velocities about 30 ms^{-1} , with decrease in wind speed about 10 ms^{-1} or more. In situations where the south oscillation index (SOI) was close to neutral, low frequency did not occur, and the baroclinic frequencies predominated. When the SOI was significant, whether positive or negative, low and baroclinic frequency occurred. The low frequency are associated with blocking systems and planetary circulation scales. The analysis used spectral analysis of the vertical shear profile below 3000 meters, obtained from radiosond measurements at the Salgado Filho International Airport.

Key Words: Spectral analysis, Low-level jet; South Oscillation Index.

1. INTRODUÇÃO

A Camada Limite Planetária (CLP) é a parte mais baixa da atmosfera. Na CLP ocorre, de maneira dominante, o transporte turbulento de energia, vapor d'água e momentum entre a superfície e a atmosfera. Os fluxos turbulentos presentes em uma CLP são fortemente influenciados por fenômenos atmosféricos de grande escala e mesoescala e também pelos efeitos da

interação deste escoamento com diferentes tipos de superfícies. Estes mecanismos fazem com que as escalas temporais e espaciais dos forçantes, responsáveis pelas estruturas turbulentas, variem de intensidade no tempo e no espaço.

Quanto ao seu comportamento e à variação de suas estruturas turbulentas, a CLP pode ser classificada em estável, convectiva e neutra. Diferentes estudos observacionais e simulações numéricas (Stensrud, 1996;

⁽¹⁾ Submetido em abril/2001; aceito em julho/2002

Higgins et al., 1996; Whiteman et al., (1997); Igau et al., 1998; Corrêa e Dallarosa, 2000; Parsons et al., 2000), realizados em diversas regiões do planeta, mostraram que no interior da Camada Limite Estável (CLE) existe normalmente uma estreita faixa vertical contendo ventos máximos que ocorrem em alturas de cerca de 100 metros ou mais e cujos valores extremos são da ordem de 10 a 40 ms^{-1} . Na transição da Camada Limite Convectiva (CLC) para CLE, os grandes turbilhões que caracterizam esta CLC extraem a sua energia do fluxo de calor turbulento positivo superficial, situação associada à forte insolação da superfície. Observações mostram que meia hora antes do pôr-do-sol, o fluxo turbulento de calor torna-se negativo, de modo que o forçante básico que mantém a sua estrutura, desaparece e, como conseqüência, o resfriamento da superfície por radiação de onda longa torna-se importante, dando início à formação de uma CLE. Durante o desenvolvimento da CLE, a turbulência começa a decair e passa a ser dominada por pequenos turbilhões isotrópicos, resultando em uma estrutura turbulenta estável estratificada, onde estes pequenos turbilhões perdem a informação da superfície e a CLE torna-se desacoplada dos forçantes superficiais.

Essa estrutura é fortemente influenciada pela taxa de resfriamento radiativo e pela taxa de advecção da turbulência mecânica.

O balanço destes fluxos resulta em diferenças no comportamento da estrutura da CLE. Estas diferenças, por sua vez, implicam distintas intensidades e magnitudes de escalas no seu interior, sendo que a ausência dos grandes turbilhões leva ao desacoplamento entre as várias partes da camada, gerando muitas vezes um fluxo supergeostrófico do vento conhecido como Jato de Baixos Níveis (JNB), (BLACKADAR, 1957). A presença de JNB provoca um forte efeito no transporte de propriedades atmosféricas em regiões próximas à superfície, sendo um importante mecanismo de transporte de massa e energia entre regiões. Investigações têm mostrado que existem vários fatores, isolados ou em conjunto, que podem influir na formação dos JNB.

O trabalho de Kraus et al. (1985) mostra os seguintes fatores: a baroclinicidade em escala sinóptica associada às situações meteorológicas, como no desenvolvimento de complexos convectivos de mesoescala (CCM), isolados ou em grupo em frontogêneses associadas a ondas curtas ou ciclones extratropicais, a baroclinicidade associada com superfícies inclinadas, acelerações advectadas no campo do vento, canalizações e confluências ao entorno de barreiras montanhosas, circulação de brisa de terra e

mar, ventos de montanha e vale e oscilações inerciais no campo do vento. Pode-se fazer diferenciação entre JNB que estão ligados geralmente a uma complexa resposta da CLP, no decorrer de um círculo diário de JNB gerados por diferenças de forçantes térmicos superficiais ou no desenvolvimento da inversão térmica noturna, de JNB mais intensos associados a escalas de mesoescala, no desenvolvimento de um CCM e em escalas sinóticas continentais. Os JNBs também são mecanismos eficientes que afetam o transporte de umidade em baixos níveis, estando intimamente ligado à estrutura de alimentação e manutenção de CCM isolados ou em conjunto no desenvolvimento de uma perturbação meteorológica em escala sinótica continental. Por exemplo, no caso da frontogênese rápida associada à passagem de uma onda curta em níveis médios dentro da troposfera, quando ocorre a formação de um JNB sobre a região de advecção de temperatura mais alta e de umidade, caracterizando um setor quente e que, no Hemisfério Sul tem a direção de norte e a leste e sudeste da propagação do CCM (CORRÊA e DALLAROSA, 2000). Este fluxo em nível baixo para o sul, transportando calor e umidade, é uma fonte de umidade para condensação.

O aquecimento gerado pelo calor latente resulta em um incremento na espessura adiante do cavado de onda curta, para níveis superiores, adicionando profundidade no vórtice ciclônico de onda curta. O JNB desenvolve-se através da atuação da força de Coriolis no fluxo do vento ageostrófico, em resposta ao incremento do gradiente de pressão, relacionando no desenvolvimento do ciclone, que é realçado pelo aquecimento gerado pelo calor latente. Os aquecimentos pela condensação e a advecção de calor excedem o resfriamento adiabático, gerado pela expansão, à frente do ciclone na baixa troposfera. Em contrapartida, o resfriamento gerado pela evaporação e a advecção fria excedem o aquecimento adiabático atrás do ciclone na baixa troposfera. Portanto, em ambas as situações, realçam a baroclinicidade em nível baixo. Segundo Chen et al. (1996), a interação destes processos não-lineares levam a uma maior intensificação dos JNBs. O transporte realizado pelo JNB pode ser suscetível a apresentar determinadas instabilidades dinâmicas. Raymond (1978) discute algumas dessas estruturas convectivas, que podem ser simétricas e paralelas em linha e em banda, mostrando a associação entre regiões de convergência na superfície e o movimento vertical próximo de topo da CLP.

Maddox e Doswell III (1982) apresentaram

estudos de casos em que ocorreram intensas trovoadas convectivas, que não apresentam o mesmo modelo sinótico clássico para trovoadas severas que tem sido extensivamente documentado. Sugere que o aquecimento pela condensação e a advecção de calor na baixa troposfera dominam a advecção de vorticidade diferencial na média troposfera, forçando movimentos ascendentes na vertical e resultando na organização de eventos convectivos, gerando sistemas convectivos de mesoescala (SCM). O trabalho de Uccellini e Johnson (1979) mostrou que Jatos de Nível Superior (JNS) e os JNBs estão freqüentemente acoplados pelo ajustamento de massa associados com a propagação dos JNS. Este transporte na baixa troposfera ajuda a criar um ambiente favorável para o desenvolvimento de trovoadas severas, especialmente quando ocorre a interseção dos eixos dos jatos, ocorrendo dentro da região de saída dos JNS.

Estes processos que ocorrem na baixa troposfera, associados ou não à circulação que está ocorrendo na alta troposfera em latitudes médias, geram uma estrutura complexa, atuando na geração de tempo severo e intensa precipitação (STENSRUD, 1996). Esta situação, onde os JNS geram ativamente CCM, o padrão de escoamento na alta troposfera pode estar relacionado a situações de bloqueio, sendo ligadas a intensas precipitações, como ocorre na região Sul do Brasil em anos de El Niño (KOUSKY e CAVALCANTI, 1984). Um conhecido exemplo de atuação deste fenômeno meteorológico é o transporte de umidade do Golfo do México para a região central dos Estados Unidos e contribuindo na formação e desenvolvimento de trovoadas e intensas precipitações na Bacia do Mississipi (AUGUSTINE & CARACENA, 1994; HIGGINS et al., 1996).

Na América do Sul, uma situação de grande importância é a circulação que ocorre através do JNB a leste dos Andes, ocasionando uma circulação entre a Bacia do Amazonas e a Bacia do Prata. A Amazônia é a fonte de umidade, que inicialmente vem do Atlântico tropical e ganha umidade devido à evapotranspiração na floresta Amazônica. Esta umidade é transportada pelo JNB para a Bacia do Prata. Este fluxo de norte, atinge os Estados da região Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil, Bolívia, Paraguai, Uruguai e Norte e Nordeste da Argentina, mostrando a importância deste processo para a formação e a manutenção das frentes e CCM, que causam intensa precipitação (SAULO et al., 2000 e SELUCHI e MARENGO, 2000). Nogueira-Paegle e Mo, 1997, mostraram que os JNB interagem com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), resultando que, em períodos que ZCAS está ativa, os JNB estão mais

fracos, diminuindo a precipitação na região Sul do Brasil. Analisando dados de radiossondagens realizadas em Porto Alegre-RS, Corrêa et al. (2001) encontraram duas direções predominantes de JNB, uma de norte que caracteriza os JNB dos Andes e a outra de leste em associação à retroalimentação e organização de CCM.

Portanto, os JNB são estruturas na baixa troposfera, que participam em diversas escalas meteorológicas espaciais e temporais, sendo que, quando mais intensos, apresentam fortes gradientes verticais. Isto significa que o JNB é um mecanismo de interação de escalas, que acopla a meteorologia regional e o ciclo hidrológico com modelos de circulação de grande escala (ARRITT et al., 1997). Pois o JNB é uma estrutura baroclínica de rápida resposta dentro da turbulência em escala sinótica. O monitoramento destes fluxos dá-nos informações da variabilidade espacial e temporal dos sistemas meteorológicos. Os fluxos dentro da CLP são afetados por situações de bloqueio onde apresentam baixas freqüências, com períodos de 14 a 20 dias, e com a ocorrência de 3 a 9 dias para freqüências baroclínicas, dentro de situações de El Niño e de La Niña, bem definidas cujo índice de Oscilação Sul (IOS) é significativo com flutuações mensais na pressão atmosférica entre Tahiti e Darwin. Portanto, neste estudo, busca-se, através da análise espectral do cisalhamento vertical do vento dentro da CLP, tirar informações de sua periodicidade e freqüência, associando a eventos de El Niño-Oscilação Sul (ENSO).

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Dados de radiossonda

No presente estudo, as observações dos JNB, foram geradas pelo sistema de radiossondas W9000 produzido pela "VIZ- Manufacturing Company, USA", utilizando sondas que coletaram os dados do perfil vertical do vento com sua respectiva altura sobre a estação coletora de dados, localizada nas dependências do Aeroporto Internacional Salgado Filho. Para uma detalhada observação da CLP, o sistema nos três primeiros minutos fez a coleta a cada dez segundos. Estes intervalos de dez segundos, conforme a ascensão do balão, correspondem a espessuras verticais médias de 50 metros. Após 1500 m, os dados foram coletados na taxa de 1 obs/minuto. As sondagens foram realizadas a 12 UTC, abrangendo o período de dezembro de 1995 até o mês de novembro de 1999.

Os períodos analisados foram escolhidos por não apresentarem falhas nas sondagens e abrangerem um

período entre uma La Niña fraca (1995-1996) e o ano de 1997-1998, que caracteriza um El Niño intenso seguido por uma La Niña moderada (1998-1999).

2.2 Dados do decréscimo do vento

Os dados do perfil vertical do vento foram analisados com a seguinte metodologia: inicialmente, foram gerados gráficos do perfil vertical do vento. Desses gráficos diários, analisaram-se as situações com a presença ou não de JNB. Utilizando todas as observações, calculou-se a magnitude do decréscimo do vento acima do núcleo do JNB, quando este ocorreu ou do valor de vento máximo que tenha ocorrido, até atingir o valor mínimo do vento que tenha ocorrido abaixo ou até 3000 metros. Quando não ocorreu cisalhamento do vento ou o vento foi constante, o módulo do decréscimo foi nulo.

2.3 Análise espectral

Para cada período, foi decomposto o dado do cisalhamento do perfil vertical do vento em funções de seno e cosseno, utilizando o seguinte modelo:

$$X_t = a_0 + \sum [a_k \cos(\lambda_k \cdot t) + b_k \sin(\lambda_k \cdot t)] \quad (1)$$

Onde $k = 1$ a N , X_t é o cisalhamento vertical do perfil do vento. Seguindo uma notação clássica de análise harmônica, λ é a frequência expressa em termos de radianos por unidade de tempo, que é $\lambda = 2\pi v_k$ e $v_k = k/N$.

A análise espectral irá identificar a correlação da função seno e cosseno de diferentes frequências com os dados observados. Nos dados espectrais, utilizou-se um filtro Tukey-Hamming para cada frequência (BLACKMAN e TUKEY, 1958). Para esta análise, utilizou-se o programa "Statistica 5.0 for Windows", (STATSOFT, Inc., 1995).

Os critérios para determinar a ordem de variabilidade diária, associada a determinadas frequências específicas, são aqueles propostos por Blackmon (1976), onde a variância é composta por três componentes:

$$\text{Var}(X_t) \approx \text{Var}(X_{\text{alta}}) + \text{Var}(X_{\text{baroclínica}}) + \text{Var}(X_{\text{baixa}}) \quad (2)$$

onde: $\text{Var}(X_{\text{alta}})$ é a componente de alta frequência de 1 a 2 dias, $\text{Var}(X_{\text{baroclínica}})$ é a componente baroclínica, entre 2,5 a 6 dias e $\text{Var}(X_{\text{baixa}})$ é a componente de baixa frequência, acima de 10 dias.

3.RESULTADOS

Os JNBs são estruturas eficientes de transporte na baixa atmosfera e são facilmente observados em várias regiões do planeta. A Figura 1 mostra a ocorrência no dia 02 de novembro de 1999, um JNB-1 no perfil vertical do vento sobre Porto Alegre. Ela mostra um JNB com velocidade de 12 ms^{-1} e um decréscimo de velocidade da ordem de 10 ms^{-1} . A Figura 2 mostra o cisalhamento vertical do perfil do vento para o mesmo dia, apresentando acima e abaixo do núcleo do JNB forte cisalhamento, com forte gradiente da ordem de $0,04 \text{ ms}^{-1}/\text{m}$.

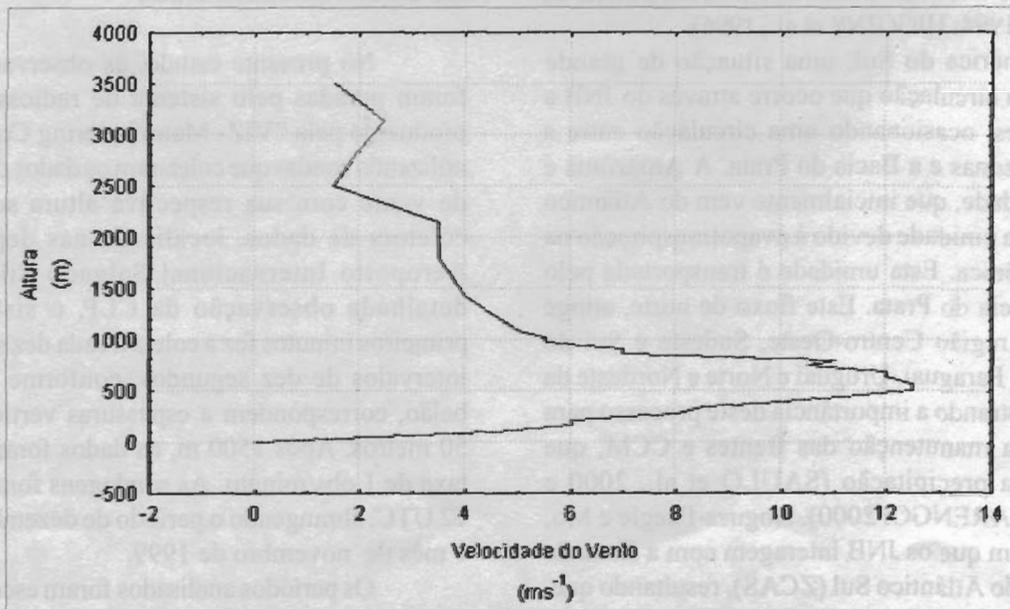


Figura 1. Perfil vertical do vento no dia 02 de novembro de 1999, com a ocorrência de um JNB-1.

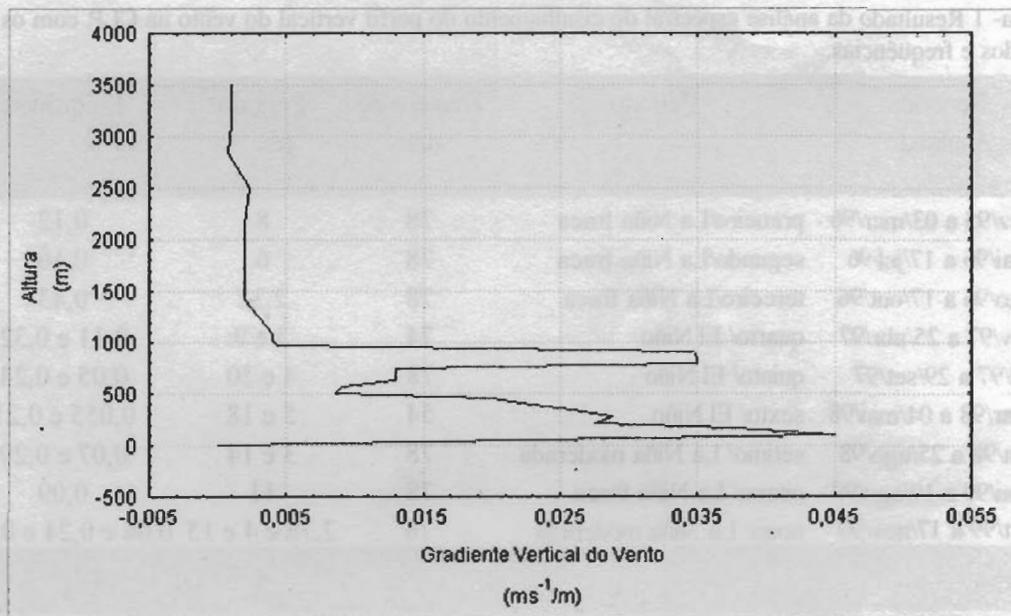


Figura 2. Perfil vertical do gradiente do vento no dia 02 de novembro de 1999.

A Tabela 1 apresenta importantes resultados, que foram obtidos de gráficos de densidade espectral gerados para cada período analisado, obtendo-se os respectivos valores de frequência e período. Do primeiro ao terceiro períodos, que caracterizam fraca ocorrência de La Niña (anti-ENSO) ou próximo de uma situação neutra (CLIMANÁLISE, 1997), não apresenta ocorrência de baixas frequências e o predomínio de frequências baroclínicas entre 2,32 a 8 dias, abrangendo o período de dezembro de 1995 a outubro de 1996. Do quarto ao sexto períodos, representa um período de ocorrência de intenso El Niño, compreendendo um período de fevereiro de 1997 a maio de 1998. Sendo que o mês mais intenso de El Niño foi fevereiro de 1998. Como exemplo, o quinto período apresenta frequências baroclínicas de 0,24 e período de 4 dias e baixas frequências de 0,05 com períodos de 20 dias. Coerente com situações de bloqueio que caracterizam a região Sul do Brasil, o fenômeno El Niño provoca índices altos de precipitação. A partir de maio de 1998, o índice de oscilação sul (IOS) muda, tornando-se positivo, e entra em uma La Niña moderada.

Porém, no oitavo, período o índice IOS diminui, aproximando-se de uma situação neutra ou de fraca La Niña, apresentando um período de 10 dias e frequência de 0,10, que compreende o período de 25 de maio a 10 de agosto de 1999. No nono período, apresenta uma situação onde aparece baixa frequência associada com bloqueios, porém não com a intensidade que ocorre em uma situação de El Niño. O cisalhamento do perfil do vertical do vento associado ao JNB ou ao valor de vento máximo na CLP, abaixo de 3000 metros, respondem de maneira efetiva às mudanças de escala espacial e temporal. Pela Tabela I, o predomínio de baixas frequências ocorre tanto nas situações de La Niña e El Niño, com valores do índice IOS significativos. Quando o índice IOS foi aproximadamente neutro, não ocorreu a predominância de baixas frequências. Esta situação é coerente, pois caracteriza um padrão sem influência de grandes escalas espacial ou temporal, não estando ligado diretamente às situações de bloqueio, que pode ser caracterizado pela persistência de forte divergência do JNS na América do Sul ou vórtices frios em altitude.

Análise Espectral do Decréscimo da Velocidade do Vento acima do Jato de Nível Baixo em situações de El Niño-Oscilação Sul (ENSO) sobre Porto Alegre, Brasil.

Tabela- 1 Resultado da análise espectral do cisalhamento do perfil vertical do vento na CLP, com os seus períodos e frequências.

Período Analisado	Período	Número de dias	Período (dias)	Frequência
17/dez/95 a 03/mar/96	primeiro/La Niña fraca	78	8	0,12
01/mai/96 a 17/jul/96	segundo/La Niña fraca	78	6	0,16
01/ago/96 a 17/out/96	terceiro/La Niña fraca	78	2,32	0,43
01/fev/97 a 25/abr/97	quarto/ El Niño	74	3 e 9	0,11 e 0,32
13/jul/97 a 29/set/97	quinto/ El Niño	78	4 e 20	0,05 e 0,24
12/mar/98 a 04/mai/98	sexto/ El Niño	54	5 e 18	0,055 e 0,21
09/jun/98 a 25/ago/98	sétimo/ La Niña moderada	78	3 e 14	0,07 e 0,29
25/mai/99 a 10/ago/99	oitavo/ La Niña fraca	78	11	0,09
01/set/99 a 17/nov/99	nono/ La Niña moderada	78	2,78 e 4 e 15	0,06 e 0,24 e 0,358

O sexto período entre 12/março a 04/maio de 1998 é composto por 54 dias, pois os períodos analisados são compostos de observações contínuas sem interrupção.

Tabela 2 – Distribuição da ocorrência de JNB entre o período de dezembro de 1995 a novembro 1999.

Categoria JNB	Critérios		N.º de JNB Observados	Frequência relativa (%)
	Vento Máx. (ms^{-1})	Decréscimo (ms^{-1})		
JNB Fraco	> 6	≥ 25	127	39,1
JNB-0	≥ 10	≥ 25	86	26,5
JNB-1	≥ 12	$?? \geq 26?$	88	27,1
JNB-2	≥ 16	≥ 28	9	2,8
JNB-3	≥ 20	≥ 10	15	4,6

A Tabela 2 apresenta a ocorrência de 325 JNBs, na qual foi utilizada a classificação proposta por Bonner (1968) e modificada por Whiteman et al., (1997), à qual foi agregada uma nova categoria (JNB Fraco) proposta por Corrêa et al., (2001). As alturas dos JNBs dentro desse período apresentaram a seguinte distribuição: 36,3% dos JNBs ocorreram abaixo de 500 metros, 48,6% entre 500/1000 metros, 13,8% entre 1000/1500 metros e 1,2% entre 1500/2000 metros. Os JNBs apresentaram duas direções predominantes bem definidas, uma de norte, que

caracteriza os JNBs dos Andes e a outra de leste, em associação à retroalimentação e organização de CCM. A frequência de JNB-0 e JNB-1 não apresentou diferenças significativas, sendo as duas da ordem de 27%. Das 15 ocorrências de JNB-3, com valores de $\geq 20 \text{ ms}^{-1}$, 12 ocorreram entre março e setembro de 1997, onde os JNBs apresentaram maior intensidade e maior frequência, caracterizando uma situação de intenso El Niño.

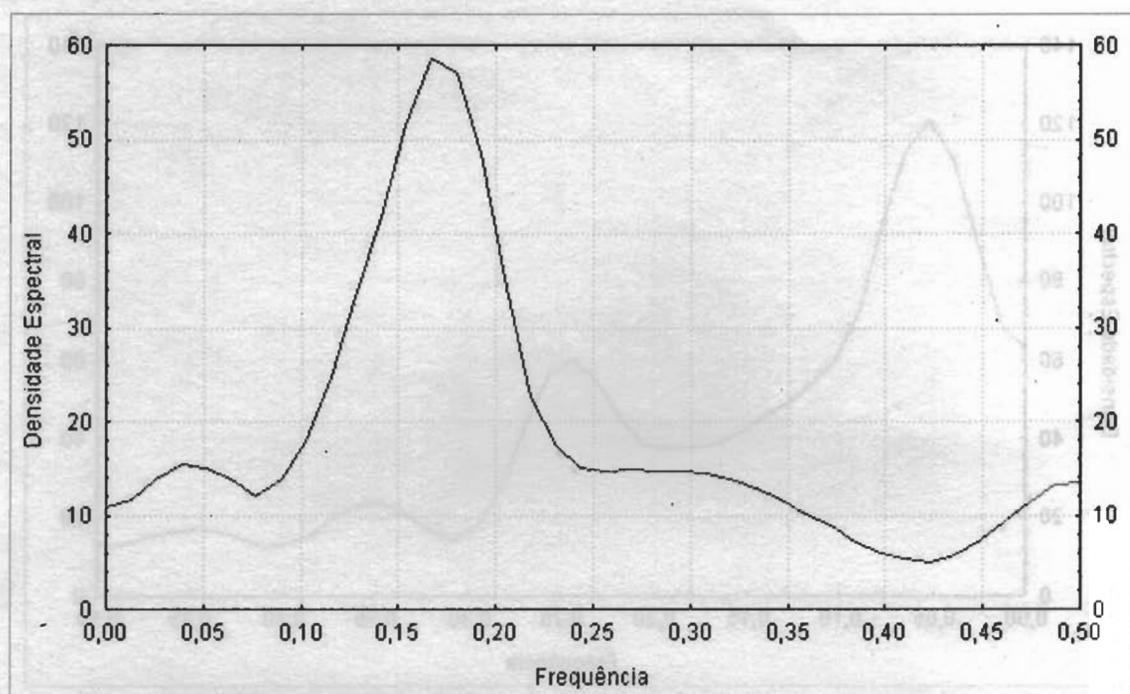


Figura 3 – Densidade espectral do cisalhamento do vento por frequência, entre 1º de maio/17 julho de 1996 (La Niña próximo de uma situação neutra), segundo período.

As Figuras 3, 5 e 7 mostram a densidade espectral do cisalhamento do perfil vertical do vento acima do núcleo do JNB ou do vento máximo abaixo de 3000 metros de altura. Na Figura 4, pode-se notar que, quando

o IOS está próximo da neutralidade (La Niña fraca), o cisalhamento é menos intenso e com 73% de frequência entre os valores de 0 a 4 ms^{-1} e 11,5% entre 6 a 10 ms^{-1} .

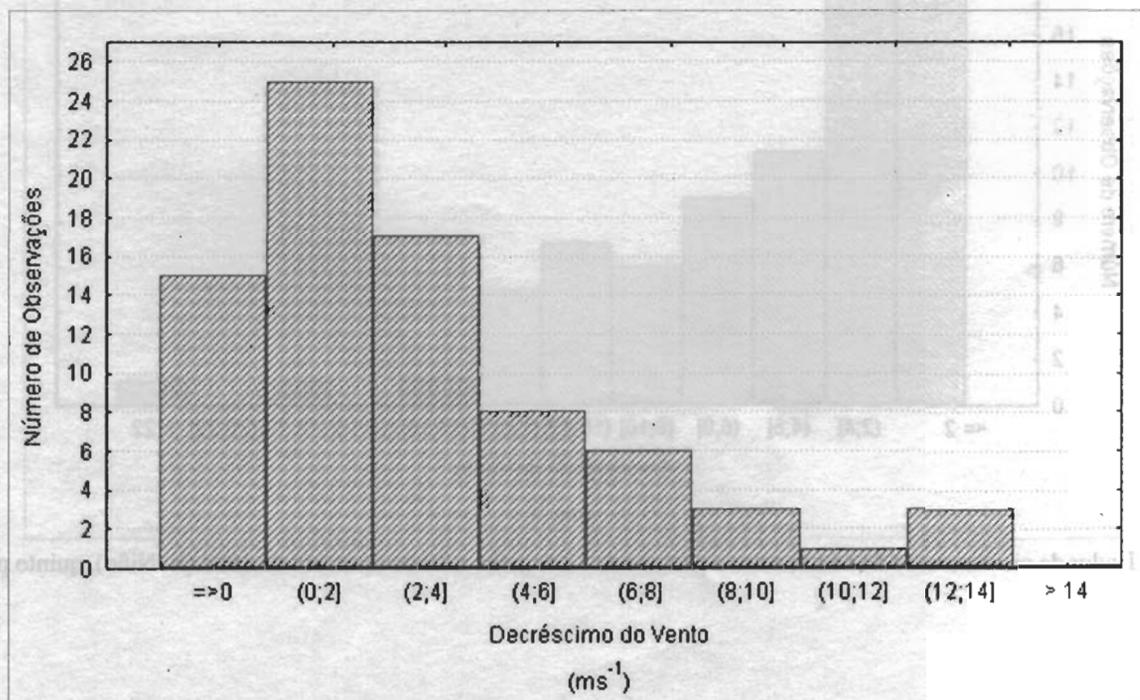


Figura 4- Dados do cisalhamento do vento, entre 1º de maio a 17 de julho de 1996 (La Niña próximo de uma situação neutra), segundo período.

Análise Espectral do Decréscimo da Velocidade do Vento acima do Jato de Nível Baixo em situações de El Niño-Oscilação Sul (ENSO) sobre Porto Alegre, Brasil.

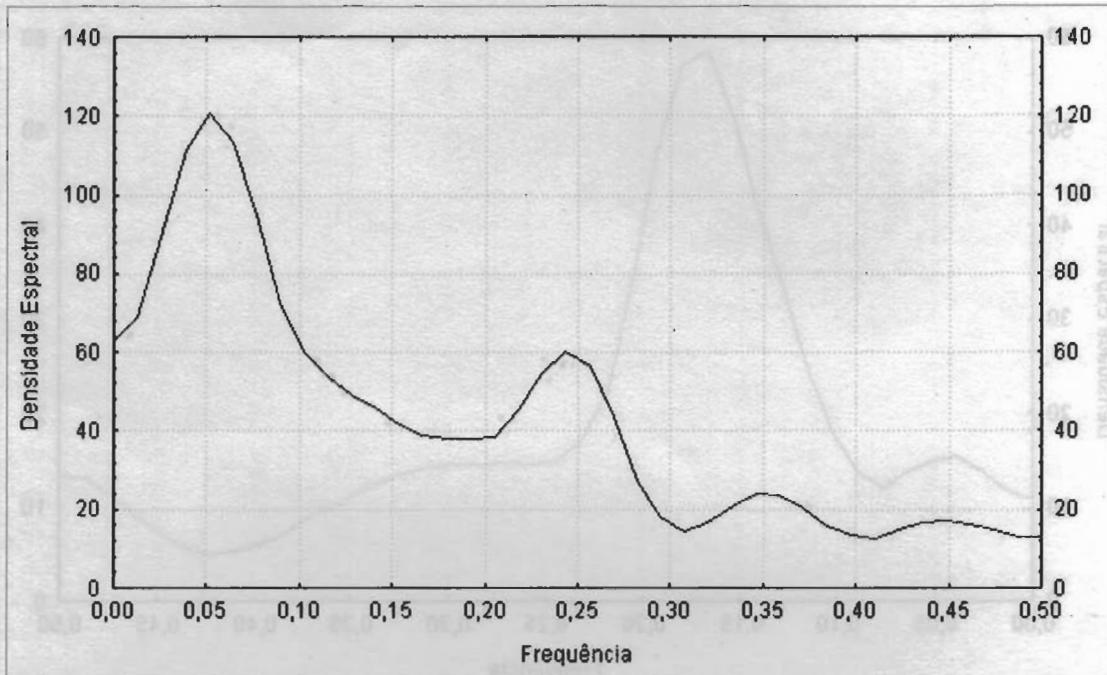


Figura 5 – Densidade espectral do cisalhamento do vento por frequência, entre o período de 13 de julho a 29 de setembro de 1997 (El Niño), quinto período.

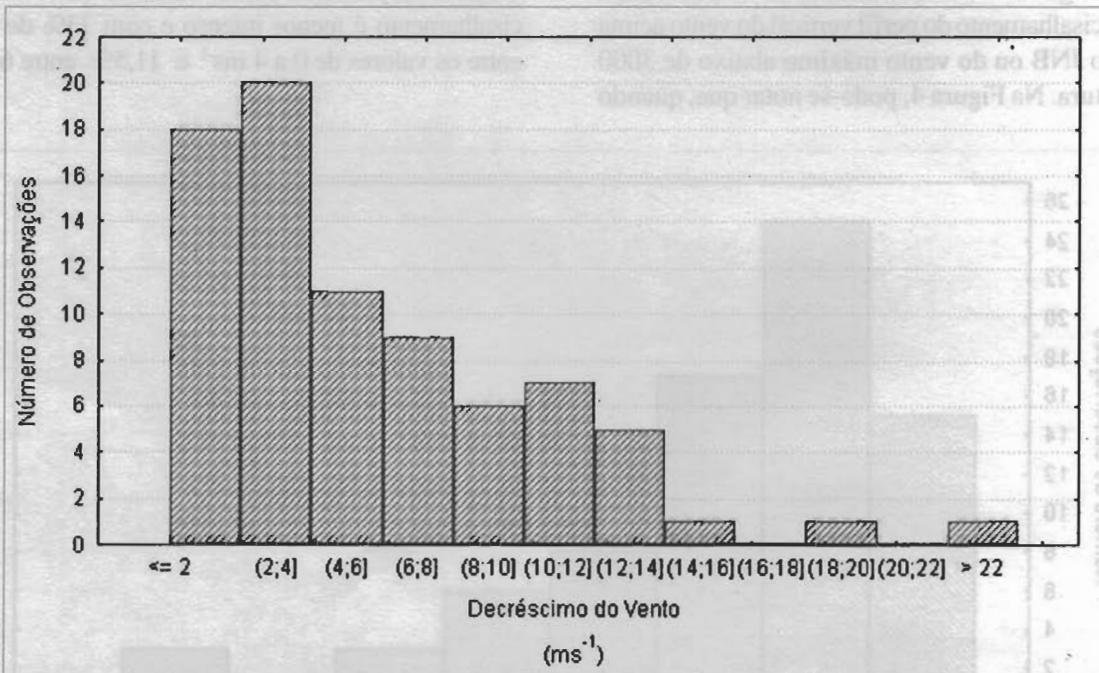


Figura 6- Dados de cisalhamento do vento, entre o período de 13 de julho a 29 de setembro de 1997 (El Niño), quinto período.

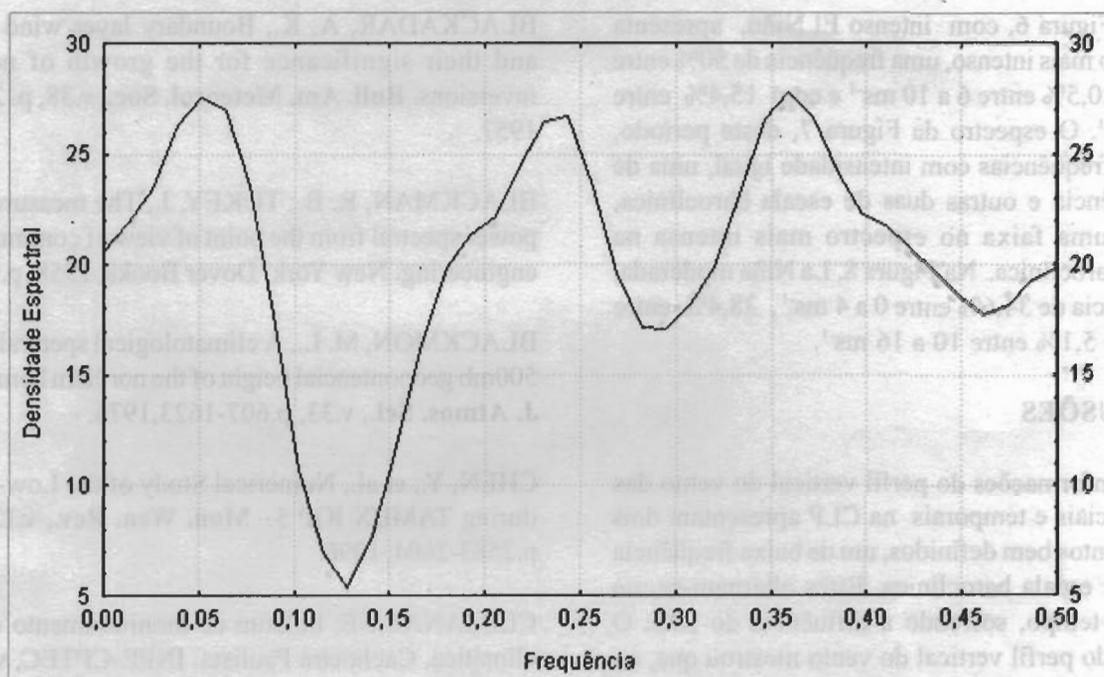


Figura 7 – Densidade espectral do cisalhamento do vento por frequência, entre o período de 1º de setembro a 17 de novembro de 1999 (La Niña com intensidade moderada), nono período.

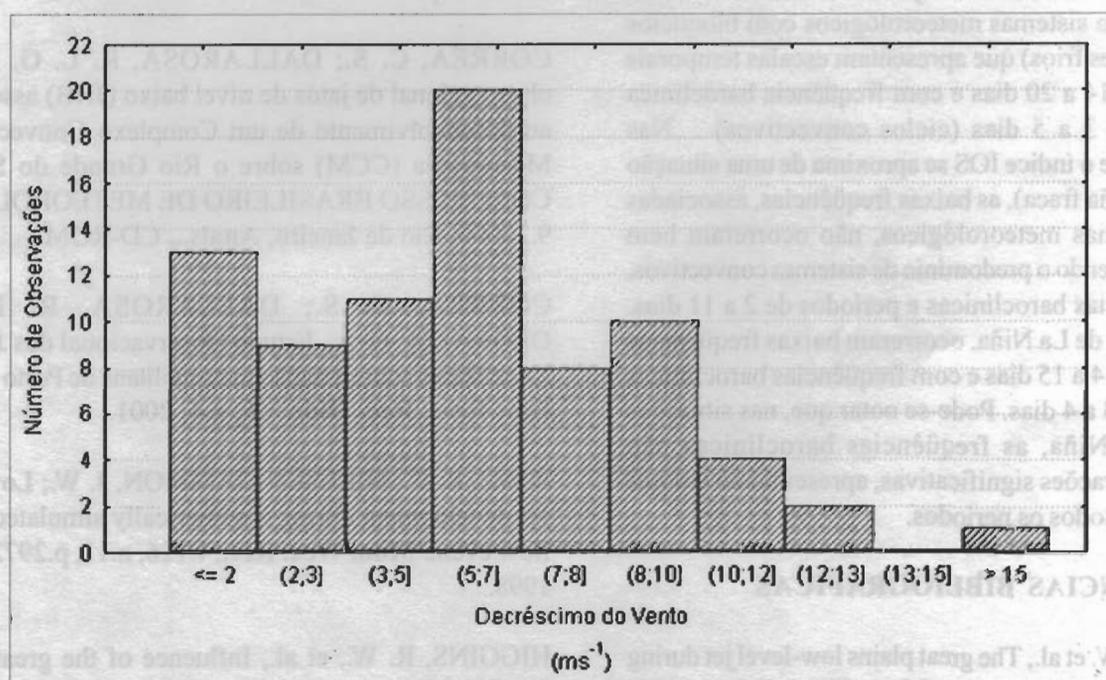


Figura 8 – Dados do cisalhamento do vento, entre 1º de setembro a 17 de novembro de 1999 (La Niña com intensidade moderada), nono período.

Na Figura 6, com intenso El Niño, apresenta cisalhamento mais intenso, uma frequência de 50% entre 0 a 4 ms⁻¹, 20,5% entre 6 a 10 ms⁻¹ e com 15,4% entre 10 a 16 ms⁻¹. O espectro da Figura 7, deste período, mostra três frequências com intensidade igual, uma de baixa frequência e outras duas de escala baroclínica, denotando uma faixa no espectro mais intensa na frequência baroclínica. Na Figura 8, La Niña moderada, uma frequência de 34,6% entre 0 a 4 ms⁻¹, 38,4% entre 6 a 10 ms⁻¹ e 5,1% entre 10 a 16 ms⁻¹.

4. CONCLUSÕES

As informações do perfil vertical do vento das escalas espaciais e temporais na CLP apresentam dois comportamentos bem definidos, um de baixa frequência e o outro de escala baroclínica. Estes alternam-se, no decorrer do tempo, sofrendo a influência do IOS. O decréscimo do perfil vertical do vento mostrou que, no período de El Niño, foi mais intenso da ordem de 10-16 ms⁻¹, porém não foi o mais frequente; a maior frequência de JNB com intensidade mais fraca ocorre no período do verão, associado a escalas baroclínicas. No El Niño apresenta uma baixa frequência bem definida, caracterizando sistemas meteorológicos com bloqueios (JNS e vórtices frios) que apresentam escalas temporais da ordem de 14 a 20 dias e com frequência baroclínica da ordem de 3 a 5 dias (ciclos convectivos). Nas situações onde o índice IOS se aproxima de uma situação neutra (La Niña fraca), as baixas frequências, associadas a estes sistemas meteorológicos, não ocorreram bem definidas, havendo o predomínio de sistemas convectivos, com frequências baroclínicas e períodos de 2 a 11 dias. Nas situações de La Niña, ocorreram baixas frequências da ordem de 14 a 15 dias e com frequências baroclínicas da ordem de 3 a 4 dias. Pode-se notar que, nas situações El Niño/La Niña, as frequências baroclínicas não sofreram alterações significativas, apresentando valores similares em todos os períodos.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARRITT, R. W. et al., The great plains low-level jet during the warm season of 1993. *Mon. Wea. Rev.*, v.125, p.2176-2192, 1997.

AUGUSTINE, J. A.; CARACENA, F. Lower-tropospheric precursors to nocturnal MCS development over the central United States. *Wea. Forecast.* v.9, p.116-135, 1994.

BLACKADAR, A. K., Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v.38, p. 283-290, 1957.

BLACKMAN, R. B.; TUKEY, J., The measurement of power spectral from the point of view of communication engineering. New York: Dover Books, 1958, p.98-108.

BLACKMON, M. L., A climatological spectral study of 500mb geopotential height of the northern hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, v.33, p.607-1623, 1976.

CHEN, Y., et al., Numerical Study of the Low-level Jet during TAMEX IOP 5. *Mon. Wea. Rev.*, v.125, n.10, p.2583-2604, 1996.

CLIMANÁLISE: boletim de monitoramento e análise climática. Cachoeira Paulista: INPE-CPTEC, v.12, n.2, 1997a. 48p.

CLIMANÁLISE: boletim de monitoramento e análise climática. Cachoeira Paulista: INPE-CPTEC, v.12, n.8, 1997b. 47p.

CORRÊA, C. S.; DALLAROSA, R. L. G. Estudo observacional de jatos de nível baixo (JNB) associados ao desenvolvimento de um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) sobre o Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., 2000, Rio de Janeiro, *Anais...* CD-ROM.

CORRÊA, C. S.; DALLAROSA, R. L. G.; DEGRAZIA, G. A. Estudo Observacional dos Jatos de Nível Baixo sobre a região metropolitana de Porto Alegre. *Rev. Bras. Rec. Hidr.* v.6, n.4, 2001.

IGAU, R. C.; NIELSEN-GAMMON, J. W.; Low-level Jet development during a numerically simulated return flow event. *Mon. Wea. Rev.*, v.126, n.11, p.2972-2990, 1998.

HIGGINS, R. W., et al., Influence of the great plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the Central United States. *J. Clim.* v.10, n.3, p.481-507, 1996.

KRAUS, H.; MALCHER, J.; SHALLER, E., Nocturnal low-level jet during PUKK. *Boundary layer Meteorol.* v.31, p.187-195, 1985.

KOUSKY, V.; CAVALCANTI, I. F. A., Eventos oscilação sul – El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciênc. Cult.** v.36, n.11, p.1888-1899, 1984.

MADDOX, R. A.; DOSWELL III, C. A., An examination of jet stream configurations, 500mb vorticity advection and low-level thermal advection patterns during extended periods of intense convection. **Mon. Wea. Rev.**, v.110, p.184-197, 1982.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C., Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Mon. Wea. Rev.** , v.125, p.279-291, 1997.

PARSONS, D. B.; SHAPIRO, M. A.; MILLER, E., The mesoscale structure of a nocturnal dryline and of a frontal-dryline Merger. **Mon. Wea. Rev.** .v.128, n.11, p.3824-3838, 2000.

RAYMOND, D. J.; Instability of the low-level jet and

severe storm formation. **J. Atmos. Sci.**, v.35, p.2274-2280, 1978.

SAULO, C.; NICOLINI, M.; CHOU, S. C., Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season. **Clim. Dyn.** v.16, p.867-881, 2000.

SELUCHI, M.; MARENGO, J., Tropical-Mid latitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climatic aspects and extreme events. **Int. J. Climatol.**, v.20, p.1167-1190, 2000.

STENSRUD, D. J., Importance of low-level jets to climate: a review. **J. Clim.** v.9, p.698-1711, 1996.

WHITEMAN, C. D.; XINDI B.; SHIYUAN Z., Low-level jet climatology from enhanced Rawinsounding observations at a site in the Southern Great Plains. **J. Appl. Meteorol.** v.36, p.1363-1376, 1997.