

## IDENTIFICAÇÃO DO JATO DE BAIXOS NÍVEIS OBSERVADO NA CAMADA LIMITE NOTURNA NA REGIÃO DO RESERVATÓRIO DE FURNAS-MG UTILIZANDO OBSERVAÇÕES E DADOS DO ERA5

André Luiz dos Reis<sup>1</sup>, Felipe Siqueira Pacheco<sup>2</sup>, Felipe Mendonça Pimenta<sup>3</sup>, Arcilan Trevenzoli Assireu<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Pós-graduação em Meteorologia, CPTEC/INPE

<sup>2</sup> Centro de Ciência do Sistema Terrestre, INPE

<sup>3</sup> Universidade Federal de Santa Catarina, UFSC

<sup>4</sup> Ciências Atmosféricas, UNIFEI

### Resumo

O Jatos de Baixo Nível Noturno (JBNN) é geralmente formado na transição da camada limite diurna e noturna e caracterizado por ventos intensos e persistentes na baixa atmosfera. Em setembro de 2016 foi observado na região do reservatório de Furnas-MG um caso de vento intenso (8 m/s) e persistente (12 h) que motivou o desenvolvimento deste trabalho. Ventos com características similares tem sido relatado com certa frequência pela população local e são relacionados por exemplo a condições impróprias para navegação e acidentes náuticos. O objetivo deste trabalho é investigar se o vento intenso observado em setembro de 2016 está relacionado a ocorrência do jato e os processos que favorecem sua ocorrência. Para alcançar os objetivos foram utilizados dados medidos *in situ* e dados da reanálise do ERA5. A identificação do jato foi feita por meio de critérios amplamente utilizados na literatura. Os resultados indicaram que o caso de vento intenso observado está relacionado ao JBN. No dia 22 de setembro foi identificado um JBN com núcleo em 600 m e vento máximo de 12 m/s. Foi verificado que a oscilação inercial, o desacoplamento da camada noturna, o forçamento sinótico, as características de relevo e o gradiente térmico foram os mecanismos relacionados a formação do JBN. No período de ocorrência do JBN verifica-se também a intensificação dos ventos em superfície o que é relacionado as características locais da região do lago: circulação lacustre e canalização dos ventos. Outros trabalhos estão sendo desenvolvidos nesta temática e buscam avaliar os impactos locais em resposta ao JBN.

**Palavras-chave:** Jato de baixos níveis; vento intenso; reservatório hidrelétrico.

### Abstract

Low Level Jets (LLJ) are generally formed at the daytime and night boundary layer transition and are characterized by intense and persistent winds in the lower atmosphere. In September 2016, a case of intense (8 m / s) and persistent (12 h) wind was observed in the region of Furnas reservoir, which motivated the development of this work. Winds with similar characteristics have been reported with some frequency in the region and are related to improper sailing conditions, accidents and other implications for the local population. The objective of this paper is to investigate if the intense wind observed in September 2016 is related to the occurrence of the jet and the processes that favor its occurrence. In order to achieve the objectives, data measured *in situ* and ERA5 reanalysis data were used. Jet identification was made by criteria widely used in the literature. The results indicated that the observed intense wind case is related to LLJ. On September 22, a LLJ with a maximum wind of 12 m / s at a height of 600 m was identified. It was found that inertial oscillation, decoupling of the night layer, synoptic forcing, relief characteristics and associated thermal gradient were the observed mechanisms that are related to LLJ formation. In the period of LLJ occurrence there is also the intensification of surface winds, which is related to the local characteristics in the lake region: lake breeze and wind channeling. Other works are being developed on this theme and seek to evaluate local impacts in response to LLJ.

**Keywords:** Low level jet; strong wind; hydroelectric reservoir.

## 1 Introdução

O Jato de Baixo nível (JBN) é caracterizado por um fluxo de ar intenso na camada limite atmosférica (CLA) ou na baixa troposfera. Em relação à altura do vento máximo, o JBN pode ser dividido em eventos observados na atmosfera livre (850 - 600 hPa) e na camada limite (abaixo de 850 hPa ou 1500 m) (LIU *et al.*, 2014). O Foco deste trabalho é verificar a ocorrência do jato dentro CLA. Na literatura este padrão de vento pode ser nomeado como Jato de Baixo Nível Noturno (JBNN) ou Jatos noturnos (JN) (BAAS *et al.*, 2009; HU *et al.*, 2013; DU e ROTUNNO, 2014). Em particular, a altura do jato, também chamado de núcleo ou nariz, está localizada entre 100-500 m (Mahrt *et al.*, 2010; WEI *et al.*, 2013; KLEIN *et al.*, 2016). Em um sentido mais aplicado, os JBNs trazem implicações em temas relacionados a aviação (Wittich *et al.*, 1986), poluição do ar (WEIL *et al.*, 2006; HU *et al.*, 2013), estudos de migração de aves (LIECHTI e SCHALLER, 1999), previsão precisa dos rendimentos de energia eólica, (BRANDON *et al.*, 2009) entre outros.

O JBN vem sendo estudado em várias partes do mundo. É encontrado na literatura registros na América do Norte (BLACKADAR, 1957; BONNER, 1968; ZÄNGL, 2004; SHAPIRO e FEDOROVICH, 2009; MAHRT *et al.*, 2010; KLEIN *et al.*, 2016), Ásia (LIU *et al.*, 2014), Europa (SANTOS-ALAMILLOS *et al.*, 2013), África (FIEDLER *et al.*, 2013), América do Sul (ENFIELD, 1981) Dentre os estudos desenvolvidos no Brasil pode se mencionar: análise observacional dos casos ocorridos no reservatório de Itaipu (STIVARI e OLIVEIRA, 2000) na costa norte e nordeste do estado do Pará (SOUSA *et al.*, 2008) na Amazônia (GRECO *et al.*, 1992). Os trabalhos também abrangem temáticas relacionadas por exemplo à estrutura da turbulência (SANTANA *et al.*, 2015), transporte de poluentes (KARAM, 2002), concentração de ozônio (DIAS-JUNIOR *et al.*, 2017). A exemplo Dias-Junior *et al.* (2017) teve como um dos objetivos determinar a magnitude e a frequência dos casos de jatos de baixo nível na Amazônia relacionados a baixa concentração de ozônio em superfície.

Blackadar (1957) foi um dos primeiros estudos analíticos da dinâmica dos JBNNs. Os resultados mostraram que a oscilação inercial tem um papel importante no mecanismo de desenvolvimento do jato. Durante o dia, o vento é subgeostrófico dentro da camada de mistura devido aos efeitos de fricção da superfície. Depois do pôr-do-sol devido ao declínio da turbulência convectiva, ocorrem oscilações inerciais dentro da camada limite residual. Desse modo, o perfil noturno da velocidade do vento mostra uma oscilação em torno do vetor de vento geostrófico com um período de  $2f$  (onde  $f$  é o parâmetro Coriolis) e amplitude proporcional a componente da velocidade ageostrófica. Como resultado, o perfil vertical do vento horizontal exibe a forma comum de "nariz". Alguns estudos tem confirmado a teoria da oscilação inercial proposta por Blackadar (ANDREAS *et al.*, 2000; SHAPIRO e FEDOROVICH, 2009; WIEL *et al.*, 2010), no entanto ainda existem algumas incertezas (KUTSHER *et al.*, 2012).

Embora a oscilação inercial seja amplamente considerada um fator contributivo primário para a formação JBN, estudos têm demonstrado que outros mecanismos, tais como as características do terreno, jato superior-troposféricos, gradiente de temperatura em superfície e forçamento sinótico também estão associadas ao desenvolvimento de JBN. Wei *et al.* (2013), apontou quatro fatores principais que explicaram a formação e a força dos JBNs no Delta do Rio Yangtze na China, a saber: a oscilação inercial induzida pela força de Coriolis, o contraste de temperatura terra-mar, forçamento sinótico e influência de jatos troposféricos superiores. Mahrt *et al.* (2010) estudou a formação dos jatos em uma região de montanha próximo a cidade de State College, nos Estados Unidos, e mostrou que o terreno inclinado tem papel fundamental na formação do JBN. Baas *et al.* (2016) destacou o desacoplamento de fricção próximo do horário do pôr-do-sol como principal mecanismo de formação de JBNs noturnos em Cabauw, enquanto que o forçamento geostrófico moderado e o resfriamento radiativo elevado contribuem ainda mais para a formação de JBN.

Em 2016 durante a realização de uma campanha experimental no braço do reservatório de furnas, próximo a cidade de Guapé-MG, uma equipe de pesquisadores quando navegava durante a noite para coleta de dados foi surpreendida por ventos intensos e persistentes e obrigada a se proteger em uma ilha no interior do reservatório devido ao risco a navegação. Além disso a população local relata que a ocorrência de ventos intensos e persistentes similar ao caso observado é verificada com frequência e podem provocar por exemplo a interrupção da balsa que faz a travessia entre as cidades de Capitólio e Guapé além de gerar riscos a navegação. As características observadas na campanha experimental em 2016 motivaram as perguntas a serem respondidas por este trabalho: O padrão de ventos pode ser caracterizado como JBN? Quais os

mecanismos estão relacionados a ocorrência do vento observado? Portanto, este estudo tem como objetivo verificar a ocorrência do JBN, caracterizar o vento intenso e persistente observado no campo e identificar os mecanismos que favoreceram o padrão de vento intenso.

## 2 Materiais e Métodos

Os dados utilizados neste estudo foram obtidos da reanálise do ERA5 e de medições *in situ* realizadas no braço do reservatório de Furnas localizado próximo a cidade de Guapé-MG (Figura 1). O Lago Furnas é um dos principais reservatórios hidrelétricos do Brasil, com uma área alagada de 1440 km<sup>2</sup>. Além da geração de energia o reservatório ainda possui usos múltiplos tais como: pesca, piscicultura em tanques fechados, turismo entre outras. A região tem sido foco de estudos relacionados à camada limite atmosférica na interface ar-água e a influência do relevo complexo no escoamento próximo a superfície (ASSIREU *et al.*, 2011; REIS *et al.*, 2018; PELLEGRINI *et al.*, 2018, ASSIREU *et al.* 2019).

Os dados observados foram coletados no âmbito do projeto VANTPROSP CRA-APQ 01575-1 FAPEMIG, (maiores informações e detalhes da coleta de dados e do projeto podem ser encontrados em Assireu *et al.* (2019)). Durante o projeto foram realizadas medidas atmosféricas e de temperatura da água. A Figura 2 ilustra a distribuição dos instrumentos usados na campanha. A coleta dos dados iniciou no dia 18 e encerrou no dia 24 de setembro de 2016. Os instrumentos foram instalados próximos às posições denominadas upwind, downwind e torre (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**2). Neste trabalho foram utilizadas as medidas realizadas pela torre ilha (Figura 2b), lidar (Figura 2c) e a torre condomínio (Figura 2d). Na Tabela 1 são mostradas as especificações dos sensores utilizados neste trabalho.

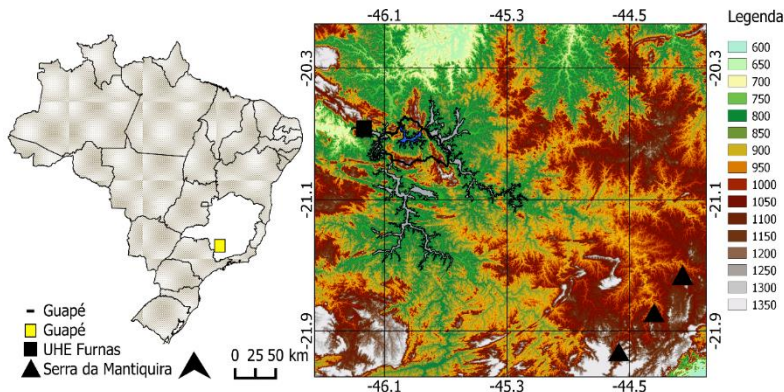


Figura 1 – Localização da região de estudo, Lago de Furnas e mapa de topografia da região próxima ao lago.

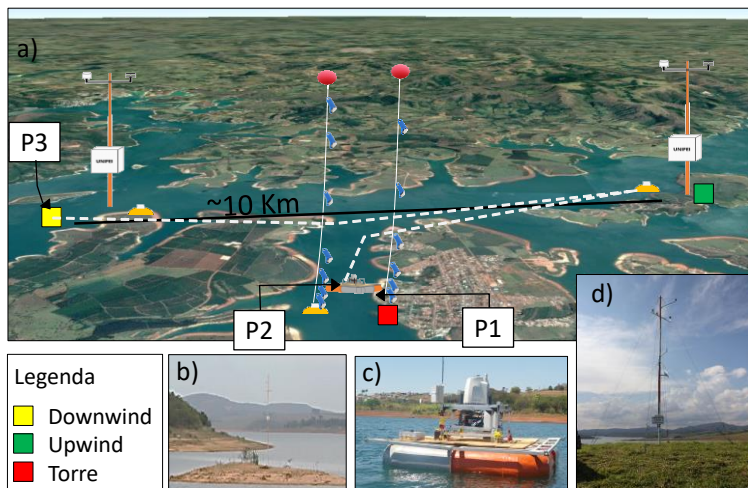


Figura 2 – a) Localização dos instrumentos em relação as posições Downwind, Upwind e Torre. No campo foram realizadas medidas em três torres instrumentadas, sensores de temperatura levantados por balão, três cadeias de Termistores e um Lidar. Os pontos P1, P2 e P3 são referentes ao posicionamento do lidar ao longo do tempo; b) torre ilha, localizada na posição Downwind; c) Lidar sobre instalado sobre uma plataforma flutuante d) Torre Condomínio localizada na posição Upwind.

Tabela 1 – Especificação dos instrumentos usados na coleta de dados.

Dados	Variáveis	Instrumentos	Acurácia	Faixa de Medida
Lidar	Vento (10, 20, 38, 39, 59, 79, 99, 139, 159, 179 e 199 m)	LIDAR Zephir ZP300	<0,5%	<1 a 70 m/s
Torre Condomínio (20.71°S 45.88°O)	Vento (10 m)	Anemômetro ultrassônico (Young 3D 8100)	±0,05m/s ± 2°	0 a 40 m/s

Torre Ilha (20.73°S 45.96°O)	Vento (2 m)	Anemômetro de copo (Lambrecht Modelo 14564)	± 0,7 m/s	0,7 a 50 m/s
---------------------------------	-------------	---	-----------	--------------

A reanálise do ERA5 (desenvolvida pelo Centro Europeu de Previsão Meteorológica de Médio Prazo) foi selecionada considerando a alta resolução horizontal, vertical e temporal dos dados (0,3°, 137 níveis, 1 hora respectivamente) e se justifica pela ausência de medidas acima do alcance do LIDAR. Além disso, os dados do ERA5 têm sido utilizados em trabalhos recentes que estudaram a CLP como por exemplo Couto e Fisch (2018). Walters *et al.* (2008) também utilizaram dados de reanálise para o desenvolvimento de uma climatologia de JBN para todo globo. Neste trabalho foi selecionado a escala sub diária dos dados de análise e as variáveis vento (componentes u, v e z), temperatura e pressão ao nível médio do mar. A resolução espacial foi de 0,3° (~30 km), com dados horários em 137 níveis do modelo (entre 10 e 80301 m) entre os dias 18 e 25 de setembro de 2016.

A primeira etapa do trabalho foi realizar a comparação dos dados do ERA5 com as medidas coletadas em campo. Para isso foi selecionado o ponto de grade mais próximos da posição P1 e as alturas de 200, 139, 79 e 10 m (alturas equivalentes Lidar-ERA5). A comparação foi feita utilizando o critério do cálculo do skill conforme a metodologia proposta por Pielke e Roger (2002). Neste caso, o desvio padrão da série observada e da série simulada deve ser aproximadamente igual ( $\sigma_{obs} \approx \sigma_{sim}$ ), a raiz do erro médio quadrático (RMSE) deve ser menor do que o desvio padrão da observação ( $RMSE < \sigma_{obs}$ ) e o RMSEUB, que representa a raiz do erro médio quadrático após a remoção de um desvio médio, também deve ser menor do que o desvio padrão da observação ( $RMSE_{ub} < \sigma_{obs}$ ).

Uma síntese dos três critérios pode ser determinada pelo índice DPIELKE, em que o valor perfeito da comparação é observado quando o índice é igual a zero. Hallak e Pereira Filho (2011) mostraram que o DPIELKE apresenta uma boa destreza para valores menores que 2. Foram utilizados neste trabalho as mesmas formulações propostas por Hallak e Pereira Filho (2011), equações de 1-7. A significância do índice de concordância foi determinada analisando a rejeição ou não da hipótese nula ( $H_0$ ) com um nível de significância de 0,05.

$$\text{Desvio padrão } (\sigma) \quad \sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}} \quad (1)$$

$$\text{Erro médio (ME)} \quad ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (s_i - o_i) \quad (2)$$

$$\text{Erro médio quadrático (RMSE)} \quad MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (s_i - o_i)^2 \quad (3)$$

$$\text{Raiz do erro médio quadrático (RMSEbias)} \quad R \quad MSR_{bias} = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{n=1}^i [(s - \bar{s}) - (o_i - \bar{o})]^2 \right\}^{1/2} \quad (4)$$

$$\text{correlação de Pearson (R)} \quad \rho = \frac{\sum_{n=1}^i (s_i - \bar{s})(o_i - \bar{o})}{\sqrt{\sum_{n=1}^i (s_i - \bar{s})^2} \cdot \sqrt{\sum_{n=1}^i (o_i - \bar{o})^2}} \quad (5)$$

$$\text{índice de concordância (d)} \quad d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (s_i - \bar{o})^2}{\sum_{i=1}^n (|s_i - \bar{o}| + |o_i - \bar{o}|)^2} \quad (6)$$

$$\text{DPIELK} \quad \text{DPIELK} = \text{ABS} \left( \frac{1 - \sigma S}{\sigma O} \right) + \frac{RMSE_{bias}}{\sigma O} + \frac{RMSE}{\sigma O} \quad (7)$$

A segunda fase do trabalho foi verificar a ocorrência do JBN. Uma ampla variedade de critérios de velocidade foi aplicada em estudos anteriores para definir a presença de JBNs. Reiter (1969) propôs que a identificação da ocorrência de jatos deve estar condicionada a presença de uma região de máxima intensidade do vento em uma determinada altura e no corte vertical na direção do vento, onde pode ser observado o “nariz do jato”. No que se refere aos jatos de baixos níveis que ocorrem dentro da CLA outros métodos baseados na análise do perfil vertical da intensidade do vento foram amplamente empregados para determinar a altura e a intensidade dos JBNs. Estes métodos consideram como parâmetros a altura máxima do jato, a variação da

velocidade ao longo da altura e o vento máximo (nariz do jato). Outros métodos consideram ainda a variação da direção do vento.

Neste estudo foram empregados os mesmos os critérios utilizados por Wei et al. (2013) apresentados na Tabela 2. Próximo a superfície os dados da reanálise não apresentam uma boa concordância com os dados do LIDAR (discussão apresentada nos resultados). Assim adaptou-se os métodos de forma que estes fossem aplicados para alturas dentro da CLA maiores que 139 m. Também se limitou a altura do vento máximo no perfil vertical em 1000m. Essa limitação no perfil garante que a altura do nariz do jato seja encontrada dentro da CLA, esse procedimento pode ser justificada pela altura típica do jato, entre 100 e 500 m (MAHRT et al., 2010; WEI et al., 2013; KLEIN et al., 2016).

Tabela 3 - Métodos usados no trabalho de Wei et al. (2013) para definição do JBNN. Na tabela a coluna Id. (identificador) foi criada para facilitar a identificação dos métodos. Os modelos foram representados por números e letras, os números indicam os trabalhos de onde foram extraídos os critérios e as letras os diferentes critérios em um mesmo trabalho.

Método	Critério	Id.**
Bonner (1968)	$V_{max} \geq 12m/s$ e $\Delta V \geq 6m/s$	1A
	$V_{max} \geq 16m/s$ e $\Delta V \geq 8m/s$	1B
	$V_{max} \geq 20m/s$ e $\Delta V \geq 10m/s$	1C
Whiteman et al. (1997)	$V_{max} \geq 10m/s$ e $\Delta V \geq 5m/s$	2
Whiteman et al. (1997) adap.	$V_{max} \geq 5m/s$ e $V_{min}(acima) < V_{max}/2$	3
Blackadar (1957)	$\Delta V \geq 2.6m/s$	4
Andreas et al. (2000)	$V_{max} - V_{min(sup)} \geq 2m/s$ e $V_{max} - V_{min(Inf)} \geq 2m/s$	5

\*  $\Delta V = V_{max} - V_{min}$  ou  $\Delta V = V_{max} - V_{3km}$  \*\*Id. É o identificador do critério usado nos

Assim aplicou-se os critérios apresentados na Tabela 3 nos perfis verticais do vento extraídos da reanálise do era 5 no ponto P1, próximo a posição Torre. Determinada a ocorrência do JBN foi também investigado os mecanismos que favorecem o seu desenvolvimento, de acordo com os resultados encontrados na literatura. Para tanto foi feita uma análise das condições sinóticas no dia evento, e analisadas as características orográficas. Dos dados da reanálise foram extraídos campos de temperatura e vento para os níveis de 500 m e 3 Km, um perfil vertical de temperatura do lago em direção a serra da Mantiqueira e o campo de pressão ao nível médio do mar.

### 3 Resultados e Discussões

#### 3.1 Apresentação dos dados medidos

No dia 22 de setembro de 2016 foi observado a 10 m ventos com intensidade da ordem de 8m/s, com início às 21:00 horas horário local (hl) do dia 21 persistindo até por volta das 11 horas do dia seguinte com direção predominante de leste (Figura 2). Conforme indicado por Pellegrini et al., (2018), o evento que originou a ocorrência destas características de vento foi o JBN. Um dos impactos do vento intenso foi a agitação da superfície do lago (Figura 1a). A condição da superfície do lago em resposta ao vento dificulta a navegação principalmente das embarcações pequenas comumente utilizadas pela população local.

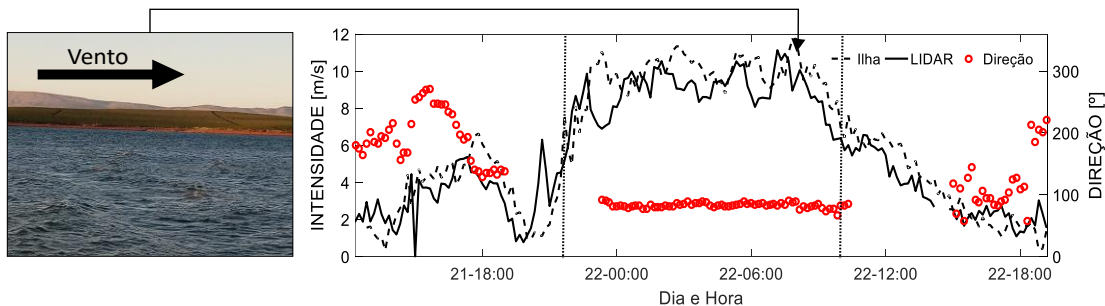


Figura 3 – a) Fotografia da superfície do lago na manhã do dia 22 de setembro. b) Velocidade e direção dos ventos no ponto downwind medidos pela torre ilha e pelo LIDAR mostrando o período de vento intenso em superfície.

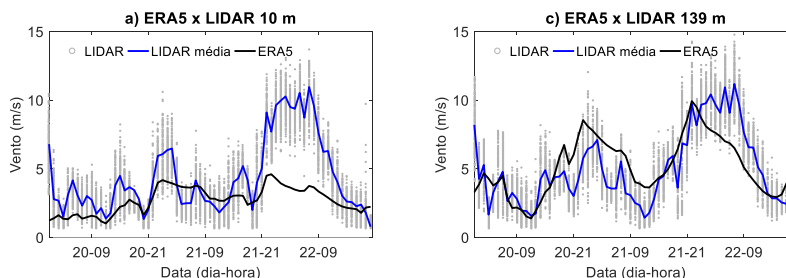
### 3.2 Comparação Lidar - ERA5

A comparação estatística (Tabela 4) permitiu verificar que os dados da reanálise melhor se ajustaram aos dados medidos para as alturas mais afastadas da superfície. A análise dos critérios propostos por Pielke mostrou que o segundo e terceiro critério ( $RMSE < \sigma_{obs}$  e  $RMSE_{ub} < \sigma_{obs}$ ) foram cumpridos para as alturas de: 200, 139 e 79 m. O terceiro critério, relação entre os desvios padrões, teve melhor resultado para a altura de 200 metros. O índice DPIELKE obteve valores menores que 2 para as alturas de 200 e 139 m. Em 200 e 139 m, os valores de correlação foram de 0,63 e 0,59 respectivamente, ambos significativos para um nível de significância de 0,025. O índice de concordância de Wilmont foi de 0,83% e 0,82% para as mesmas alturas respectivamente.

Tabela 4 - Resultado das estatísticas comparando os dados do LIDAR e ERA5.

Nível	r	d	ME	RMSEbias	RMSE	$\sigma$ LIDAR	$\sigma$ ERA	DPIELKE
200	0,63	0,835	0,32	2,21	2,23	2,76	2,32	1,76
139	0,59	0,829	0,08	2,26	2,25	2,74	2,05	1,89
79	0,56	0,825	-0,11	2,28	2,28	2,75	1,8	2,03
10	0,57	0,745	-1,43	2,21	2,64	2,63	0,94	2,48

Na janela de ocorrência do JBN as diferenças entre os valores estimados com o Lidar e os provenientes da reanálise foram visivelmente maiores (Figura 3). A maior proximidade entre o observado e a reanálise foi para o nível de 200 m (Figura 3 d). As maiores diferenças são observadas próximo a superfície e podem ser explicadas pela complexidade das forçantes que modulam a circulação na camada limite superficial e o número de medições usados para compor a reanálise. Também é mostrado na comparação que a reanálise subestima a persistência do vento. O número de horas com vento acima de 8m/s estimado com o Lidar é relativamente maior comparado ao verificado na reanálise.



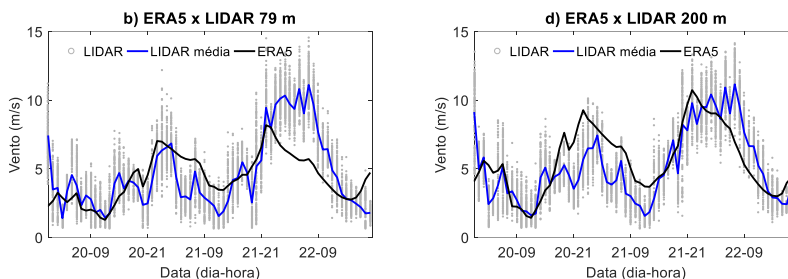


Figura 4 – Comparação das estimativas de velocidade do vento feitas com o Lidar e ERA5 para as alturas de 10m (a), 79m (b), 139m (c) e 200m (d). Os marcadores cinzas representam a medida em alta frequência do Lidar dentro do horário em que foi calculado a média, a curva azul representa a média horária do lidar e a curva preta representa a série temporal da reanálise.

### 3.3 Identificação e desenvolvimento do JBN

A variação temporal da intensidade de vento da reanálise entre os dias 19 e 25 de setembro de 2016 (Figura 4) permite identificar a presença de núcleos com máximos de vento. É notório que no dia 22, por volta das 00 h os ventos são mais intensos (12 m/s) e o núcleo (por volta de 600 m) é visivelmente maior, ou seja, o vento é intenso persiste por mais tempo. Os critérios 1A, 2, 4 e 5 (Tabela 3) indicaram simultaneamente a presença do JBN entre 22 horas do dia 21 e às 06 horas do dia 22. Nesses horários o vento a 10 m estimado pelo LIDAR foi persistente e da ordem de 8 m/s.

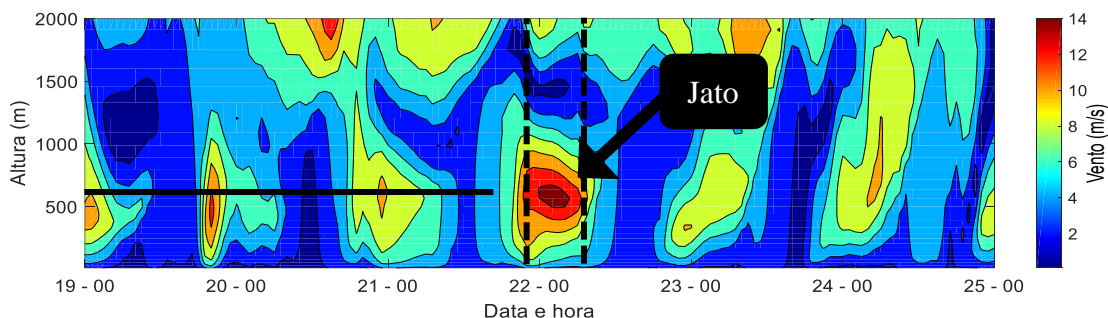


Figura 5 – Evolução temporal da magnitude do vento no ponto de grade mais próximo ao local onde foram feitas as medidas com o Lidar. A linha preta tracejada na vertical indica o horário em que os critérios mostraram a ocorrência do JBN, e a linha preta horizontal a altura do jato.

A oscilação inercial proposta por Blackadar (1957) usada individualmente não explica a formação do jato. Para as coordenadas da região do lago o período inercial ( $P=2\pi/2\Omega\sin(\varphi)$ ) é de 35 horas. De acordo com a teoria a formação do jato aconteceria  $P/2$  horas após o pôr do sol ( $\approx 17$  horas). Para o caso estudado são observadas algumas características que podem contribuir para a ocorrência do jato. Observa-se na Figura 6c que o vento em 3 km sopra para norte na região próxima ao lago (indicado pelo marcador preto no mapa) e para oeste em 500 m (Figura 6d). Na comparação fica claro que em 500 m o vetor vento apresenta maior magnitude. No tempo o vento em 500 m rotaciona para a esquerda da direção do vento observado logo após o pôr-do-sol, concordando com a teoria da oscilação inercial proposta por Blackadar (1957).

Du e Rotunno (2014) propuseram um modelo analítico simples incluído a forçante térmica diurna característica de terrenos inclinados (mecanismo Holton) e a fricção da camada limite (mecanismo Blackadar) para explicar a amplitude e fase dos JBNN observadas em uma região inclinada próxima as Grandes Planícies dos EUA. Os mecanismos geradores do jato contribuem para a redução do período inercial e a ocorrência do jato.

Na direção sudeste do lago está localizada a Serra da Mantiqueira, porção mais elevada em comparação com a região do lago (Figura 1). Essa característica favorece um gradiente horizontal de temperatura. A Figura 6b mostra o perfil de temperatura na direção perpendicular ao eixo principal do setor do reservatório (setor onde foram realizadas as medidas). A linha em que foi extraído o perfil é mostrada na Figura 6a. Próximo a montanha (Serra da Mantiqueira) o ar é relativamente mais frio para um mesmo nível na região do lago indicando uma região baroclínica.

Essa configuração gera um gradiente de pressão na direção da Serra da Mantiqueira, que teoricamente induz ventos da serra em direção ao reservatório.

A análise sinótica na noite da ocorrência do evento mostrou a presença de uma frente fria a norte da região, e uma alta pós frontal com centro em 35 S e 40 O. Durante o dia que antecedeu o JBN foi observado a predominância de céu claro, o que favorece o resfriamento radiativo e o desacoplamento da camada superficial. Em 850 hPa a análise mostrou a atuação do anticiclone e ventos acima de 20 nós (10,3 m/s) de leste. Em altos níveis o padrão sinótico mostra também a presença do jato subtropical. No campo de pressão foi observado que o centro da alta se afastou do continente em relação aos períodos anteriores, de modo que o JBN foi observado na borda da alta (Figura 6a). Mesmo se tratando de escalas diferentes o direcionamento do JBN a leste dos andes foi associado a baixa do Chaco (Escobar e Seluchi, 2012).

As características locais na região do reservatório também podem favorecer a intensificação do vento em superfície. A configuração do relevo ao entorno do lago induz a canalização do vento, como mostrado por Assireu et al. (2011). O relevo em forma de calha alinhado com o eixo principal do reservatório na direção leste-oeste (Figura 1) somado a direção predominante do vento (vento de leste) coincide com a direção do vento durante a ocorrência do JBN e favorece a intensificação em superfície nessa direção.

A diferença de temperatura ar-água pode chegar a 5°C no início da manhã e -10°C durante a tarde, tal característica indica que existe um aquecimento diferencial marcante. Essa característica local induz uma circulação lacustre. REIS et al., (2018) mostrou através da modelagem atmosférica e comparações com medidas em *situ* o aquecimento diferencial entre o lago de Furnas e a superfície no entorno e a circulação característica de brisa lacustre. As características da circulação durante a configuração e desenvolvimento do jato somadas as características locais favorecem a intensificação do vento próximo a superfície na direção do eixo principal do setor do reservatório. As condições da superfície do lago que propiciam risco a navegação são explicadas pelo vento intenso e unidirecional soprando por um longo intervalo de tempo sobre a lâmina d'água.

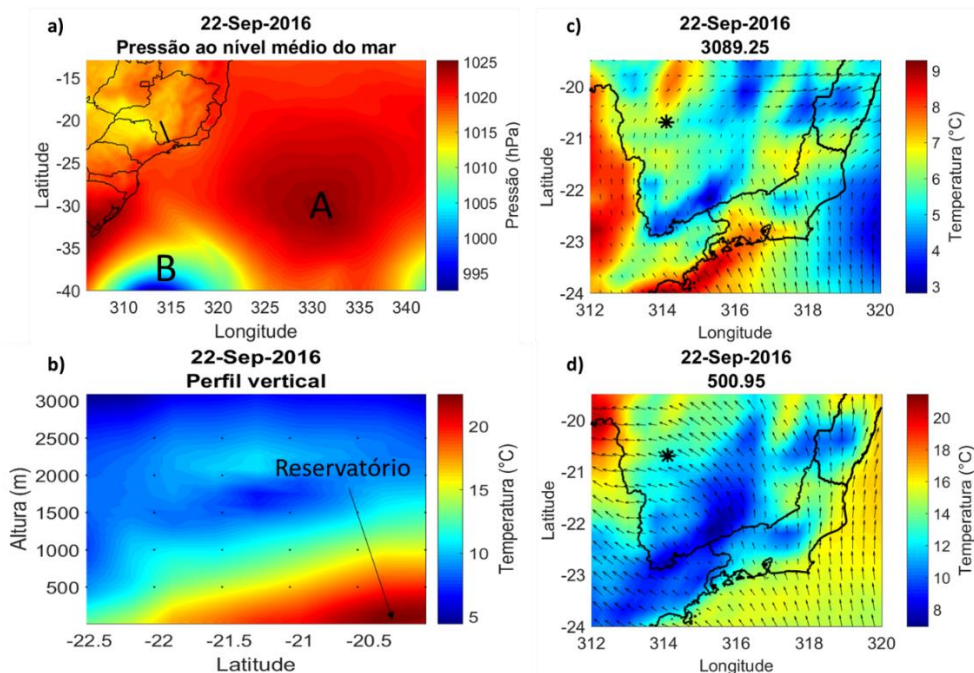


Figura 6 – Variáveis extraídas do ERA5, a) pressão ao nível médio do mar; b) corte vertical de temperatura. A localização onde foi extraído o corte é mostrado em (a), linha preta; c) e d) mapa da direção do vento e da temperatura para as alturas de 3000m e 500m, o marcador no mapa indica a posição do reservatório.

#### 4 Conclusão

Neste estudo foi investigado a ocorrência do JBN a noroeste da serra da Mantiqueira, e a resposta dos ventos em superfície na região do lago de Furnas. Para obter os resultados foram utilizados dados obtidos da reanálise do ERA5 e dados coletados em *situ*. Primeiro avaliou-se os dados da reanálise donde foi possível concluir que estes não são representativos próximo a



superfície. Os dados da reanálise do ERA5 podem ser usados na identificação do JBN, entretanto não são adequados para análises próximas a superfície, dentro da camada superficial (120-150 m). Os dados do ERA5 subestimam o vento em superfície, principalmente durante a ocorrência do JBN.

A identificação do JBN intenso e persistente ocorrido em setembro de 2016 na região do reservatório de furnas foi identificado com os métodos propostos por Bonner (1968), Whiteman et al. (1997), Blakadar (1957) e Andreas et al. (2000). As discussões levantaram que o desenvolvimento do jato está associado ao relevo e o gradiente térmico entre a serra da Mantiqueira e a região do lago, ao suporte sinótico, e ao mecanismo de oscilação inercial na camada limite residual.

O desenvolvimento do jato é relacionado à ocorrência de ventos intensos e unidirecionais próximos à superfície. As características locais ao entorno do lago: canalização do vento pelo relevo e a circulação de brisa configuram condições que favorecem a intensificação do vento também em superfície. Esses ventos provocam a perturbação da lâmina d'água e podem gerar condições similares às observadas no campo experimental durante a campanha, resultando em risco para a navegação

## Referências Bibliográficas

ANDREAS, E. L.; CLAFFY, K. J.; MAKSHITAS, A. P. Low-Level Atmospheric Jets And Inversions Over The Western Weddell Sea. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 97, n. 3, p. 459-486, December 01 2000. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1023/A:1002793831076> >.

ASSIREU, A.; PIMENTA, F.; SOUZA, V. Assessment of the wind power potential of hydroelectric reservoirs. **Energy Resources: Development, Distribution, and Exploitation**, v. 1, p. 1-30, 2011.

ASSIREU, A. T. et al. Uso de VANT para Prospecção Eólica em Sistemas Aquáticos: Desenho Amostral e Avanços Instrumentais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 34, p. 237-245, 2019. ISSN 0102-7786. Disponível em: < [http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0102-77862019000200237&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862019000200237&nrm=iso) >.

BAAS, P. et al. A Climatology of Nocturnal Low-Level Jets at Cabauw. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 8, p. 1627-1642, 2009. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2009JAMC1965.1> >.

BAAS, P.; BOSVELD, F. C.; BURGERS, G. The impact of atmospheric stability on the near-surface wind over sea in storm conditions. **Wind Energy**, v. 19, n. 2, p. 187-198, 2016. ISSN 1099-1824. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/we.1825> >.

BLACKADAR, A. K. Boundary Layer Wind Maxima and Their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 38, n. 5, p. 283-290, 1957. ISSN 00030007, 15200477. Disponível em: < <http://www-jstor-org.ez38.periodicos.capes.gov.br/stable/26245463> >.

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 96, n. 12, p. 833-850, 1968.

BRANDON, S. et al. Evaluation of the Weather Research and Forecasting model on forecasting low - level jets: implications for wind energy. **Wind Energy**, v. 12, n. 1, p. 81-90, 2009. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/we.288> >.

COUTO, V. M.; FISCH, G. Spatial analysis of winds At the Alcântara launching center, Maranhão. **Ciência e Natura**, v. 40, p. 57 - 62, 2018. ISSN 2179-460X. Disponível em: < <https://periodicos.ufsm.br/cienciaenatura/article/view/30648> >.

DIAS-JUNIOR, C. Q. et al. Convective storms and non-classical low-level jets during high ozone level episodes in the Amazon region: An ARM/GOAMAZON case study. **Atmospheric Environment**, v. 155, p. 199-209, 2017/04/01/ 2017. ISSN 1352-2310. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1352231017300766> >.

DU, Y.; ROTUNNO, R. A Simple Analytical Model of the Nocturnal Low-Level Jet over the Great Plains of the United States. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 10, p. 3674-3683, 2014. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAS-D-14-0060.1> >.

ENFIELD, D. Thermally driven wind variability in the planetary boundary layer above Lima, Peru. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 86, n. C3, p. 2005-2016, 1981. ISSN 2156-2202.

ESCOBAR, G. C. J.; SELUCHI, M. E. Classificação sinótica dos campos de pressão atmosférica na América do Sul e sua relação com as baixas do chaco e do noroeste argentino. **Revista Brasileira**

- de Meteorologia**, v. 27, p. 365-375, 2012. ISSN 0102-7786. Disponível em: < [http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0102-77862012000300011&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862012000300011&nrm=iso) >.
- FIEDLER, S. et al. Climatology of nocturnal low-level jets over North Africa and implications for modeling mineral dust emission. **Journal of Geophysical Research. Atmospheres**, Oxford, UK, v. 118, n. 12, p. 6100-6121, 2013. ISSN 2169-8996. Disponível em: < <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC4394707/> >.
- GRECO, S. et al. Low-level nocturnal wind maximum over the central Amazon basin. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 58, n. 1, p. 91-115, January 01 1992. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/BF00120753> >.
- HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 591-608, 2011. ISSN 0102-7786. Disponível em: < [http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0102-77862011000400009&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862011000400009&nrm=iso) >.
- HU, X.-M. et al. Impact of Low-Level Jets on the Nocturnal Urban Heat Island Intensity in Oklahoma City. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 8, p. 1779-1802, 2013. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAMC-D-12-0256.1> >.
- KARAM, H. A. **Estudo do jato de baixos níveis de Iperó e das implicações no transporte de poluentes no Estado de São Paulo**. 2002. 213 (Doutor). Instituto de agronomia, geofísica e ciências atmosféricas Universidade de São Paulo, São Paulo.
- KLEIN, P. M. et al. Linkages Between Boundary-Layer Structure and the Development of Nocturnal Low-Level Jets in Central Oklahoma. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 158, n. 3, p. 383-408, March 01 2016. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0097-6> >.
- KUTSHER, J. et al. On the Formation of an Elevated Nocturnal Inversion Layer in the Presence of a Low-Level Jet: A Case Study. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 144, n. 3, p. 441-449, September 01 2012. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10546-012-9720-y> >.
- LIECHTI, F.; SCHALLER, E. The Use of Low-Level Jets by Migrating Birds. **Naturwissenschaften**, v. 86, n. 11, p. 549-551, November 01 1999. ISSN 1432-1904. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s001140050673> >.
- LIU, H. et al. Advances in low-level jet research and future prospects. **Journal of Meteorological Research**, v. 28, n. 1, p. 57-75, 2014. ISSN 0894-0525.
- MAHRT, L. et al. Non-stationary drainage flows and motions in the cold pool. **Tellus A**, v. 62, n. 5, p. 698-705, 2010. ISSN 1600-0870. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00473.x> >.
- PELLEGRINI, et al., 2108. O desempenho do WRF em um episódio de intenso e persistente vento num grande reservatório tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2018. No prelo.
- REITER, E. R. Structure of Vertical Wind Profiles. **Radio Science**, v. 4, n. 12, p. 1133-1136, 1969. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/RS004i012p01133> >.
- SANTANA, R. A. S. D. et al. Estabilidade e estrutura da turbulência sob a influência de jatos de baixos níveis noturnos no sudoeste da amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, p. 405-414, 2015. ISSN 0102-7786. Disponível em: < [http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0102-77862015000400405&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862015000400405&nrm=iso) >.
- SANTOS-ALAMILLOS, F. J. et al. Analysis of WRF Model Wind Estimate Sensitivity to Physics Parameterization Choice and Terrain Representation in Andalusia (Southern Spain). **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 7, p. 1592-1609, 2013. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAMC-D-12-0204.1> >.
- SHAPIRO, A.; FEDOROVICH, E. Nocturnal low-level jet over a shallow slope. **Acta Geophysica**, v. 57, n. 4, p. 950-980, December 01 2009. ISSN 1895-7455. Disponível em: < <https://doi.org/10.2478/s11600-009-0026-5> >.
- OUSAI, A. M. L.; CAMPOSII, C. R. J.; ROCHA, E. J. P. Episode of Low Level Jets in the north and northeast coast of state of Para: a case study of 2002 april 21st to 22nd. **Rev. bras. meteorol. vol.23 no.3 São Paulo Sept. 2008**, v. 23, n. 3, p. 334-340, 2008. ISSN 0102-7786.
- STIVARI, S. M. S.; OLIVEIRA, A. Estudo observacional dos jatos de baixos níveis na região do Lago de Itaipu. **Anais do XI Cong. Bras. Met., Rio de Janeiro**, 2000.
- WALTERS, C. et al. **A Long-Term Climatology of Southerly and Northerly Low-Level Jets for the Central United States**. Annals of the Association American Geographers, 2008.

WEI, W. et al. Characteristics and Mechanisms of Low-Level Jets in the Yangtze River Delta of China. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 149, n. 3, p. 403-424, December 01 2013. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10546-013-9852-8> >.

WEIL, J. C.; PATTON, E.; SULLIVAN, P. Lagrangian modeling of dispersion in the stable boundary layer. Proc. 17th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, San Diego, 21–25 May 2006 (paper J3. 4), 2006.

WIEL, B. J. H. V. D. et al. A Conceptual View on Inertial Oscillations and Nocturnal Low-Level Jets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 8, p. 2679-2689, 2010. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JAS3289.1> >.

WITTICH, K.-P.; HARTMANN, J.; ROTH, R. On nocturnal wind shear with a view to engineering applications. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 37, n. 3, p. 215-227, November 01 1986. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/BF00122985> >.

ZÄNGL, G. A reexamination of the valley wind system in the Alpine Inn Valley with numerical simulations. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 87, n. 4, p. 241-256, December 01 2004. ISSN 1436-5065. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s00703-003-0056-5> >.