UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

ROBSON BARRETO DOS PASSOS

IDENTIFICAÇÃO DE JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NA REGIÃO DO RESERVATÓRIO DE FURNAS/MG

ITAJUBÁ (MG), BRASIL 2022

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

ROBSON BARRETO DOS PASSOS

IDENTIFICAÇÃO DE JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NA REGIÃO DO RESERVATÓRIO DE FURNAS/MG

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos, como parte das exigências obrigatórias para obtenção do título de Mestre.

Orientador: Dr. Arcilan Trevenzoli Assireu **Coorientador:** Dr. Gilberto Fernando Fisch

ITAJUBÁ (MG), BRASIL 2022

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

IDENTIFICAÇÃO DE JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NA REGIÃO DO RESERVATÓRIO DE FURNAS/MG

ROBSON BARRETO DOS PASSOS

À Banca Examinadora composta pelos membros

Dr. Arcilan Trevenzoli Assireu (Orientador) - UNIFEI

Dr. Gilberto Fernando Fisch (Coorientador) - UNITAU

Dr. Franciano Scremin Puhales - UFSM

Dra. Michelle Simões Reboita - UNIFEI

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por tudo.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Arcilan Trevenzoli Assireu pela confiança e auxílio em minha caminhada na UNIFEI.

Agradeço ao meu coorientador Prof. Dr. Gilberto Fernando Fisch por sua inestimável ajuda.

Agradeço aos membros da Banca Prof. Dr. Franciano Scremin Puhales e Profa. Dra. Michelle Simões Reboita, por aceitarem o convite de participarem como avaliadores e pelas valiosas contribuições.

Agradeço a UNIFEI, com seus professores e servidores, que fizeram parte desse momento importante em minha vida.

Agradeço a CAPES pela bolsa de mestrado concedida.

RESUMO

Comumente, no topo da camada limite planetária (CLP), em sua fase noturna/estável, ocorre a formação de um máximo no perfil vertical do vento conhecido como Jato de Baixos Níveis (JBN). Esses eventos são observados em várias partes do mundo e causam grande influência nas atividades que dependem do tempo e do clima, como no transporte aéreo. Vários estudos vêm sendo feitos para avaliar quais os mecanismos capazes de induzir a formação de JBNs e dentre esses mecanismos estão a oscilação inercial, baroclinicidade induzida por terrenos inclinados e a presença de sistemas sinóticos. Neste estudo, a ocorrência de jatos de baixos níveis (JBNs) na região do reservatório de Furnas, localizado em Minas Gerais, MG, é investigada. Além disso, é feita uma avaliação das condições sinóticas nos dias de ocorrência dos JBNs, bem como a resposta do escoamento em superfície. Para tanto, foram utilizados 10 anos de dados da reanálise ERA5, dados medidos in situ durante uma campanha de campo e um ano de dados provenientes de uma torre anemométrica instalada às margens do reservatório de Furnas. Os critérios de detecção dos JBNs se basearam em um estudo de caso que já havia sido analisado em estudos anteriores. Os JBNs ocorrem em sua maior parte na primavera, principalmente nos meses de setembro e outubro, entre o final da noite (21 HL) e o começo da manhã (8 HL). Quanto às características sinóticas, os JBNs ocorrem predominantemente em cenários de céu limpo ou parcialmente nublado onde há a penetração de uma crista (alta pressão) sobre o Sudeste ou a atuação da borda oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Os dados da ERA5 mostraram uma boa capacidade em representar a velocidade do vento, sendo possível identificar perfis de JBNs no período em estudo. Foram realizadas duas simulações numéricas com o WRF, sendo a primeira com a topografia original (simulação de controle) e outra com a topografia modificada, removendo o relevo inclinado no entorno do reservatório. Com as simulações foi possível inferir sobre a influência do relevo inclinado na ocorrência dos JBNs. Após a análise dos dados observacionais e de modelo considera-se a possibilidade de os JBNs na região do reservatório de Furnas serem modulados principalmente pela baroclinicidade induzida por sistemas sinóticos com potencial influência da topografia inclinada. O desacoplamento do topo da CLP com os níveis mais próximos à superfície na transição entre dia/noite não pode ser negligenciado, pois fornece suporte para a aceleração do escoamento devido ao gradiente de temperatura. A presença da topografia inclinada causa um gradiente térmico devido ao resfriamento/aquecimento diferencial entre vale/montanha, nesse caso, a energia potencial disponível pode contribuir para complementar a formação do JBN devido à baroclinicidade em escala sinótica.

Palavras-chave: Simulação numérica WRF; Camada Limite Planetária; Ventos Intensos.

ABSTRACT

Commonly, at the top of the Planetary Boundary Layer (PBL), in its nocturnal/stable phase, the formation of a maximum in the vertical wind profile known as Low Level Jet (LLJ) occurs. These events are observed in various parts of the world and have a great influence on activities that depend on weather and climate, such as air transport. Several studies have been carried out to evaluate the mechanisms capable of inducing the formation of LLJs. Among these mechanisms are inertial oscillation, baroclinicity induced by sloping terrain and the presence of synoptic systems. In this study, the occurrence of LLJs in the Furnas reservoir region, located in Minas Gerais, MG, is investigated. In addition, an evaluation of the synoptic conditions on the days of occurrence of the LLJs is made, as well as the response of the surface flow. For that, 10 years of data from the ERA5 reanalysis were used along with data measured in situ during a field campaign and one year of data from an anemometric tower installed on the banks of the Furnas reservoir. The LLJs detection criteria were based on a case study that had already been analyzed in previous studies. LLJs occur mostly in spring, mainly in the months of September and October, between late evening (21 LT) and early morning (8 LT). As for the synoptic characteristics, the LLJs occur predominantly in clear or partially cloudy sky scenarios where there is a ridge penetration (high pressure) over the Southeast or the western edge of the South Atlantic Subtropical High (SASH). The ERA5 data showed a good ability to represent the wind speed, making it possible to identify profiles of LLJs in the period under study. Two numerical simulations were performed with the WRF model, the first with the original topography (control simulation) and the other with the modified topography, removing the sloping relief around the reservoir. With the simulations it was possible to infer about the influence of the sloping relief on the occurrence of LLJs. After analyzing the observational and model data, it is considered the possibility that the LLJs in the Furnas reservoir region are modulated mainly by baroclinicity induced by synoptic systems with potential influence of sloping topography. The decoupling of the top of the PBL with the levels closer to the surface in the day/night transition cannot be neglected, as it provides support for the flow acceleration due to the temperature gradient. The presence of the sloping topography causes a thermal gradient due to differential cooling/heating between valley/mountain, in this case, the available potential energy can contribute to complement the formation of the JBN due to baroclinicity in synoptic scale.

Keywords: WRF numerical simulation; Planetary Boundary Layer; Intense Winds.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Pesquisadores na ilha durante a ocorrência do evento de vento intenso no
reservatório12
Figura 2 - Esquema conceitual do ciclo diurno da CLP
Figura 3 - Ilustração de um perfil padrão na atmosfera (a) e de um perfil típico de JBN (b) 19
Figura 4 - Diagrama de forças considerando o balanço geostrófico no HS (a) Diagrama de
forças para o período diurno (b) e balanço de forças para o período noturno (c). F_p é a
Força Gradiente de Pressão, V_g o Vento Geostrófico e F_c a força de Coriolis, V_0
representa o vento no período diurno e F_f é a força de Fricção23
Figura 5 - Esquema exemplificando a influência do terreno inclinado na formação de JBNs. 26
Figura 6 - Características geográficas da área de estudo e localização das fontes de dados29
Figura 7 - Unidades de Relevo no entorno do reservatório de Furnas
Figura 8 - Média mensal da precipitação e velocidade do vento (a) e média mensal da
temperatura do ar e umidade relativa (b)
Figura 9 - Ciclos diurno (a) e anual (b) da temperatura da água – Tw e da temperatura do ar –
Ta (a)
Figura 10 - Disponibilidade dos dados medidos com a torre T2 (a) e com a estação do
INMET(b)
Figura 11 - Altura dos níveis de modelo do ERA5 utilizados neste estudo
Figura 12 - Configurações de domínios para as simulações. O contorno azul representa o
domínio mãe com 22,5 km de resolução, o contorno vermelho representa o domínio
aninhado, com 4,5 km de resolução43
Figura 13 - Comparação entre a topografia original e a topografia modificada44
Figura 14 - Altura dos níveis ETA do WRF45
Figura 15 - Comparação entre os dados do ERA5 e dados do LiDAR para as alturas de 10m
(a), 79m (b), 139m (c) e 200m (d)46
Figura 16 - Perfis médios considerando períodos com e sem JBNs (a) e perfis médios de JBNs
para cada estação do ano48
Figura 17 - Histogramas para as alturas de ocorrência dos JBNs (a) e para a intensidade dos
JBNs (b)
Figura 18 - Rosa dos ventos para a altura de máxima velocidade (núcleos) dos JBNs50
Figura 19 – Rosa dos ventos mensais para a altura de máxima velocidade (núcleos) dos JBNs.

Figura 39 - Secção vertical (tempo x altura) para a simulação com topografia original (a) e
para a simulação com topografia modificada (b) para às 03:00 HL do dia 22/09/2016. As
hachuras indicam o período de <i>spin-up</i> considerado77
Figura 40 - Perfis verticais para a simulação de controle (a) e para simulação com topografia
modificada (b)78
Figura 41 - Média dos perfis verticais para a simulação de controle (a) e para a simulação com
topografia modificada (b)79
Figura 42 - Secção vertical (longitude x altura) para a simulação de controle (a) e para a
simulação com topografia modificada (b)80
Figura 43 - Gráficos de dispersão entre os dados medidos pelo LiDAR e dados extraídos da
reanálise ERA5 para os níveis de 10 m (a), 79 m (b), 139 m (c) e 200 m (d)92

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Critérios de classificação dos JBNs comumente encontrados na literatura	20
Tabela 2 - Período inercial para algumas latitudes	22
Tabela 3 - Detalhamento das fontes de dados utilizadas	34
Tabela 4 - Critérios e limiares utilizados para detecção dos JBNs	39
Tabela 5 - Opções físicas utilizadas para a simulação com o WRF	42
Tabela 6 - Resultado das estatísticas aplicadas	47

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	
1.1	HIPÓTESE	
1.2	OBJETIVOS	15
1.2.1	Objetivo geral	15
1.2.2	Objetivos específicos	15
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
2.1	CAMADA LIMITE PLANETÁRIA (CLP)	16
2.1.1	Camada limite estável (ou noturna - CLE)	17
2.2	JATOS DE BAIXOS NÍVEIS (JBN)	
2.2.1	Definição	
2.2.2	Identificação de JBNs	
2.2.3	Mecanismos indutores para a formação dos JBNs	
2.2.4	JBNs no Brasil	
3	METODOLOGIA	
3.1	ÁREA DE ESTUDO	
3.2	CONJUNTO DE DADOS UTILIZADOS	
3.2.1	Dados medidos in situ	
3.2.2	Dados de reanálise do ERA5	
3.2.3	Dados de satélite	
3.3	COMPARAÇÃO ENTRE OS DADOS DO ERA5 E MEDIDAS IN SIT	U DO LIDAR
	38	
3.4	DEFINIÇÃO DO CRITÉRIO PARA DETECÇÃO DOS JBNS	
3.5	CARACTERIZAÇÃO DAS CONDIÇÕES SINÓTICAS	40
3.6	SIMULAÇÕES UTILIZANDO O MODELO WRF	41
4	RESULTADOS	
4.1	COMPARAÇÃO ENTRE OS DADOS DO ERA5 E MEDIDAS IN SIT	U DO LIDAR
	46	
4.2	CLIMATOLOGIA DE JBNS EM FURNAS	47
4.2.1	Morfologia e características dos JBNs	47
4.2.2	Direção predominante dos JBNs	
4.2.3	Distribuição temporal dos JBNs	53
4.2.4	Distribuição espacial dos JBNs	

ANEX	CO B	.92
ANEX	KO A	.90
6	REFERÊNCIAS	.84
5	CONCLUSÕES	.82
4.7	SIMULAÇÕES COM O WRF	.75
SITUA	ADA EM PASSOS/MG	.73
4.6	COMPARAÇÃO ENTRE O ESTUDO DE CASO EM FURNAS E LOCALIDADE	l
4.5	ESTUDO DE CASO	.62
4.4	VENTO EM SUPERFÍCIE DURANTE OS EVENTOS DE JBNS	.60
4.3	CONDIÇÕES SINÓTICAS DURANTE OS EVENTOS DE JBNS	.58

1 INTRODUÇÃO

Este estudo foi motivado por um evento de vento intenso e persistente em superfície presenciado por pesquisadores durante um trabalho de campo no Reservatório de Furnas. Esse evento começou na noite do dia 21 de setembro de 2016 e perdurou durante a madrugada do dia 22 de setembro de 2016. Os pesquisadores estavam navegando no reservatório quando se iniciou o vento intenso e, por motivos de segurança, tiveram que se abrigar em uma ilha (Figura 1), pois o vento intenso impossibilitava a navegação.

Figura 1 - Pesquisadores na ilha durante a ocorrência do evento de vento intenso no reservatório



Jatos de Baixos Níveis (JBN) - *low-level jets* (LLJ), em inglês - é um termo que foi introduzido por Means (1952) para descrever um extenso escoamento de ventos intensos abaixo do nível de 750 hPa nas Grandes Planícies da América do Norte - parte central dos Estados Unidos. Esse tipo de evento, que é o principal assunto deste estudo, é observado com frequência em várias partes do mundo (STENSRUD 1996; BAAS et al. 2009; VAN DE WIEL et al. 2010; SHAPIRO et al., 2016), e apresentam impactos em diversas áreas relacionadas ao tempo e clima. Os JBNs são caracterizados por um pico de velocidade no perfil vertical do

vento nos primeiros quilômetros da atmosfera e são importantes para os fluxos horizontais e verticais de temperatura e umidade, sendo frequentemente associados ao desenvolvimento e evolução de convecção profunda (STENSRUD, 1996). A extensão vertical dos JBNs é relativamente pequena, geralmente algumas centenas de metros, no entanto, horizontalmente pode chegar a grandes extensões, da ordem de centenas de quilômetros (RANJHA et al., 2013).

Quando se discute a respeito de JBNs é necessário fazer uma distinção entre dois tipos: os que ocorrem devido a sistemas de escala sinótica, caracterizando-se por uma corrente de ventos intensos que abrangem grandes extensões, e JBNs que são modulados por processos na Camada Limite Planetária (CLP), possuindo um ciclo diurno bem definido (STENSRUD, 1996). Neste estudo, será estudada a influência dos sistemas sinóticos na ocorrência de JBNs na região do reservatório de Furnas, localizado em Minas Gerais (MG), que se mostram totalmente desvinculados da corrente de Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS), que não é o foco deste estudo. A categoria de JBNs que ocorrem na CLP também podem ser influenciados pela circulação de grande escala ou sistemas sinóticos e subsinóticos (DU e CHEN, 2018). Neste estudo, a influência sinótica abrangerá efeitos relacionados à baroclinicidade ocasionada por sistemas de tempo, isto é, a influência do gradiente horizontal de temperatura para a ocorrência de JBNs na CLP.

O conhecimento acerca dos JBNs é de grande relevância, tendo em vista seus impactos nas atividades que dependem das condições do tempo. Na aviação civil, por exemplo, o cisalhamento intenso que ocorre abaixo do ponto de máxima velocidade do vento influencia nas fases de decolagem e aterrissagem das aeronaves (BALMEZ e ŞTEFAN, 2014). Christakos et al. (2014) analisaram JBNs costeiros ao longo do mar da costa oeste da Noruega, o que possibilitou averiguar as implicações de eventos intensos de vento nas instalações de energia eólica, constatando que eventos de JBNs podem ocasionar impactos significativos nas turbinas (EGGERS et al., 2003; STORM et al., 2009). KELLEY et al. (2004) indicam que os JBNs podem ser uma fonte de ventos intensos para a produção de energia eólica, no entanto, o forte cisalhamento e o desvio de direção ocasionado no vento podem causar uma tensão significativa em uma turbina. Além disso, esse forte cisalhamento do vento e o cisalhamento direcional ocasionado pelos JBNs são ainda negligenciados pelos atuais códigos de *design* de turbinas. Esse forte cisalhamento também pode influenciar nas trocas turbulentas entre a superfície e a atmosfera (BANTA et al., 2006). Os JBNs também impactam no transporte de poluentes e outros constituintes atmosféricos, por exemplo, o CO₂ (KARIPOT et al. 2006).

Além disso, em algumas partes do globo, os JBNs exercem um importante papel na formação de complexos convectivos de mesoescala (MADDOX, 1983).

Durante uma campanha de campo, no reservatório de Furnas, na madrugada do dia 22 de setembro de 2016, enquanto pesquisadores estavam navegando, ocorreu um evento de vento intenso e persistente que dificultou a permanência deles na água. Pellegrini et al. (2019) analisaram este evento atmosférico e se constou tratar de JBN que provocou ventos em superfície da ordem de 10 ms⁻¹. A possibilidade de eventos extremos de ventos em superfície como resposta aos JBNs incrementa a relevância deste trabalho, pois coloca populações em risco e acidentes podem ocorrer. De fato, vários acidentes aéreos e náuticos já foram registrados na região do Lago de Furnas, como foi averiguado por Pellegrini (2019): em abril de 2016 houve a queda de um monomotor que ocasionou a morte de duas pessoas nas proximidades de Guapé (SILVA, 2016). A queda de um helicóptero em Capitólio/MG em janeiro de 2017 logo após a decolagem, pode ter ocorrido, segundo a reportagem do jornal Estado de Minas, devido a um fenômeno conhecido como "vento de cauda". Na aeronave havia quatro pessoas que sofreram ferimentos leves (VALE, 2017). Em junho de 2017, a morte de dois irmãos foi noticiada no município de Fama, situado às margens do reservatório de Furnas, onde, após terem saído para pescar na manhã do dia 25, desapareceram e os corpos foram encontrados quatro dias depois (SILVA, 2017). No dia 07 de setembro, uma escuna com vinte pessoas naufragou no lago de Furnas entre os municípios de Capitólio e São João Batista do Glória - MG, na Região dos cânions (MOREIRA, 2017). As ocorrências de tais acidentes podem ser mais bem compreendidas com o auxílio do presente estudo, tendo em vista que estes acidentes podem ter sido causados por influência de JBNs.

Com esse estudo, espera-se gerar conhecimentos técnico-científico acerca da ocorrência de ventos intensos induzidos por JBNs na região do reservatório de Furnas em MG. Também espera-se avançar no entendimento acerca dos mecanismos atuantes para a formação dos JBNs. As informações a serem obtidas com o estudo são de grande importância social, tendo em vista que acidentes (marítimos ou aéreos) que colocam a vida de pessoas em risco podem ser ocasionados pelos eventos de ventos intensos induzidos pelos JBNs.

1.1 HIPÓTESE

Condições sinóticas em conjunto com forçantes topográficas induzem e/ou contribuem para a formação de Jatos de Baixos Níveis (JBNs) na região do reservatório de Furnas. E esses eventos de JBNs estão relacionados com ocorrência de ventos intensos em superfície.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

Investigar a ocorrência de Jatos de Baixos Níveis (JBNs) na região do reservatório de Furnas visando caracterizar as particularidades desses eventos, assim como os mecanismos atuantes para a sua formação e manifestação em superfície.

1.2.2 Objetivos específicos

- Gerar uma climatologia de JBNs sobre a região de Furnas utilizando 10 anos de dados de reanálise (ERA5);
- Analisar as condições sinóticas durante a ocorrência dos JBNs a fim de identificar as condições predominantes durante a ocorrência dos eventos;
- Verificar a relação entre os eventos de JBNs detectados e o vento medido em superfície, analisando detalhadamente um estudo de caso ocorrido durante uma campanha de campo realizada em setembro de 2016;
- Realizar um teste de sensibilidade com o WRF para verificar o efeito da topografia na indução de JBNs.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 CAMADA LIMITE PLANETÁRIA (CLP)

A atmosfera terrestre é dividida em diferentes camadas de acordo com a variação da temperatura. A troposfera, camada mais baixa da atmosfera, é caracterizada pela diminuição da temperatura com a altura e é considerada a mais importante, tendo em vista que quase todos os processos que impactam diretamente as atividades humanas ocorrem nela, tais como o ciclo hidrológico e suas componentes, como evaporação, convecção, nuvens, precipitação, etc. (WALLACE e HOBBS, 2006; FISCH, 2009). A troposfera pode ser subdividida em duas partes, a Camada Limite Planetária (CLP), que é a camada adjacente à superfície terrestre, e a atmosfera livre, que se situa entre o topo da CLP e o topo da troposfera.

A CLP trata-se da parte da atmosfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície terrestre (fricção, aquecimento e resfriamento) em uma escala de tempo menor que um dia (ARYA, 1988; STULL, 1988; GARRATT, 1994). Essa é a porção mais baixa da troposfera, e realiza trocas de calor, massa e momentum com a superfície terrestre numa escala da ordem da profundidade da CLP, aproximadamente (SORBJAN, 1989).

A profundidade da CLP varia de acordo com o tipo de superfície (solo, oceano ou gelo) ou com a cobertura de nuvens, sendo que, na presença de sistemas sinóticos de alta pressão a CLP é menos profunda do que na presença de sistemas sinóticos de baixa pressão (STULL, 1988).

A Figura 2 apresenta um esquema conceitual do ciclo diurno da CLP. Durante o dia a CLP é chamada de Camada Limite Convectiva (CLC), possuindo uma profundidade típica de 1 a 2 km. A CLC é limitada no topo pela camada de inversão térmica, que marca a transição para a atmosfera livre. Um pouco antes do pôr do Sol a Camada Limite Estável (CLE) começa a se formar adjacente à superfície. Devido à estratificação estável, que inibe os movimentos verticais, a CLE é menos profunda que a CLC. Acima da CLE, o ar que não é influenciado pelo resfriamento da superfície forma a Camada Residual (CR). A camada superficial está situada na parte de baixo da CLP, nessa camada o fluxo turbulento é aproximadamente constante com a altura (STULL, 1988).



Figura 2 - Esquema conceitual do ciclo diurno da CLP.

Fonte: Adaptado de Stull (1988).

2.1.1 Camada limite estável (ou noturna - CLE)

A CLP é caracterizada por expressivas variações diurnas de temperatura, vento e umidade. Em um dado momento, no final da tarde, o fluxo de calor sensível da superfície troca de sinal, de positivo para negativo, passando então a ser transferido em direção à superfície. Isso ocorre, pois, a superfície começa a ter um decaimento de temperatura devido ao resfriamento radiativo. Gradualmente, o ar próximo ao solo se torna mais frio que o ar logo acima (STULL, 1988; KELLEY et al., 2004). Há, então, um fluxo de calor da atmosfera para o solo, originando um gradiente vertical positivo de temperatura.

A partir do pôr do Sol, a parte mais baixa da CLP é transformada, devido ao contato com a superfície, em uma camada limite estável. Essa camada é caracterizada por ser estaticamente estável com turbulência mais fraca e ocorrendo de forma esporádica. Geralmente, os ventos próximos à superfície tendem a ser calmos na parte da noite, pois com a estabilização da CLP a convecção cessa próximo à superfície (MAHRT, 1999). No entanto, os ventos no topo da camada estável podem acelerar para velocidades supergeostróficas, o que é conhecido com Jatos de Baixos Níveis ou Jatos Noturnos (STULL, 1988). Velocidades

supergeostróficas ocorrem quando o vento assume velocidades maiores do que quando se considera o balanço geostrófico.

Ao amanhecer, a superfície começa a ser aquecida pela radiação solar e sua temperatura aumenta. Com isso, a camada de ar logo acima do solo recebe um fluxo de calor sensível da superfície e se aquece também, resultando num gradiente vertical negativo de temperatura que vai ocasionar a erosão da camada estável noturna (STULL, 1988).

As condições mais estáveis na CLN ocorrem quando há uma combinação de vento geostrófico fraco e céu limpo (sem nebulosidade). Nesse caso a CLN consiste em uma fina camada caracterizada por uma forte inversão. Quando o vento geostrófico é mais intenso e a presença de nebulosidade reduz a perda radiativa para o espaço, a CLN é mais profunda e pouco estratificada. (BAAS, 2009).

2.2 JATOS DE BAIXOS NÍVEIS (JBN)

2.2.1 Definição

Em geral, o perfil vertical médio da velocidade do vento apresenta um aumento com a altura, sendo possível utilizar aproximações logarítmicas (SEDEFIAN, 1980) para calcular essa taxa de aumento. No entanto, em algumas situações o perfil vertical apresenta uma estrutura diferente do padrão médio, como no caso de ocorrência de JBNs. Na literatura são encontradas diferentes definições para JBNs, em geral, pode-se definir como sendo um máximo relativo no perfil vertical de velocidade do vento nos primeiros quilômetros da atmosfera (WIPPERMANN, 1973). Os eventos de JBNs, geralmente, estão situados nos primeiros 2 km da atmosfera, portanto, relativamente próximo à superfície (WU e RAMAN, 1997). A extensão horizontal de um JBN pode apresentar milhares de quilômetros de comprimento e centenas de quilômetros de largura (STULL, 1988). Portanto, os JBNs podem possuir uma grande extensão no plano horizontal. Na Figura 3a é apresentado, com base na literatura, uma ilustração de um perfil vertical "padrão" na atmosfera, enquanto na Figura 3b é representado um perfil típico de JBN.



Fonte: Baseado em Kalverla et al. 2019.

Percebe-se, pela Figura 3b, que o perfil representado apresenta um ponto de máximo local, que é característico de um JBN, o valor de ΔV representa a diferença entre o valor do ponto máximo e o valor do mínimo local subsequente (para cima) ao ponto de máximo e será uma variável muito importante para a detecção dos JBNs neste estudo. O cisalhamento ocasionado pela velocidade do vento provoca transferência de *momentum* e turbulência abaixo e acima do JBN (MAHRT et al, 1979).

2.2.2 Identificação de JBNs

Os estudos acerca de JBNs apresentam diferenciações quanto aos critérios utilizados para sua identificação, não existindo, portanto, um consenso universal. Essas diferenças são motivadas pelas particularidades de cada região de estudo e dos tipos de dados utilizados. Os métodos de classificação geralmente abrangem uma análise do valor de ΔV no perfil vertical definindo uma altura máxima na atmosfera para detecção. Stull (1988) sugere que um JBN

pode ser definido sempre que se encontra um valor de ΔV maior que 2 ms⁻¹ entre a superfície e o nível de 1500 m. Bonner (1968), no seu estudo climatológico nas Grandes Planícies, utiliza 3 critérios com diferentes valores de ΔV e velocidade do vento para verificar se as variações sazonais, diurnas e geográficas na ocorrência de JBNs são sensíveis aos limiares utilizados nos critérios. Muitos estudos a respeito de JBNs se baseiam nos critérios de Bonner (1968), principalmente os estudos de correntes de jatos, como o JBN à leste dos Andes, cita-se por exemplo o estudo de Oliveira et al. (2018).

A Tabela 1 apresenta alguns critérios que diferentes autores usaram para definir um JBN.

Tabela 1 - Criterios de classificação dos JBNs comumente encontrados na literatura.		
Critério de classificação como JBN	Referências	
$\Delta V > 2 \text{ ms}^{-1}$ nos primeiros 1500 m acima da superfície	STULL (1988)	
$\Delta V > 2 \text{ ms}^{-1}$	BLACKADAR (1957)	
(1) Vmax $\geq 12 \text{ ms}^{-1} \text{ e} \geq \Delta \text{V} \geq 6 \text{ ms}^{-1}$		
(2) Vmax $\geq 16 \text{ ms}^{-1} \text{ e} \geq \Delta \text{V} \geq 8 \text{ ms}^{-1}$	BONNER (1968)	
(3) Vmax $\geq 20 \text{ ms}^{-1} \text{ e} \geq \Delta \text{V} \geq 10 \text{ ms}^{-1}$		
$V_{max} > 10 \text{ ms}^{-1} \text{ e} > \Delta V > 5 \text{ ms}^{-1}$	WHITEMAN et al.	
	(1997)	
$\Delta V > 2 \text{ ms}^{-1}$ nos primeiros 500 m da atmosfera	KALVERLA (2019)	

TT 1 1 1 a 1 1 . . . IDAT . 1 1:4 - --- 4

2.2.3 Mecanismos indutores para a formação dos JBNs

Os JBNs podem ser formados por uma variedade de mecanismos (STULL, 1988; STENSRUD, 1996). As forçantes que contribuem para a formação dos JBNs são complexas e envolvem tanto mecanismos da CLP quanto mecanismos relacionados a escala sinótica. Para a ocorrência de um JBN, o cenário sinótico deve ser favorável. Além disso, é comum que mais de uma forçante contribua, ao mesmo tempo, para a formação de um JBN (SHAPIRO et al., 2016). Segundo Stull (1988) e Kraus et al. (1985), dentre as possíveis causas para a formação de JBNs estão a baroclinicidade de escala sinótica associada com padrões de tempo, a baroclinicidade associada com terrenos inclinados, sistemas frontais, oscilações inerciais, entre outros. Balmez e Ștefan (2014) identificaram três mecanismos distintos atuando na formação dos JBNs em Bucareste na Romênia, a saber: o primeiro é a baroclinicidade induzida pelo desenvolvimento do ciclone do Mediterrâneo, o segundo o mecanismo de oscilação inercial postulado por Blackadar (1957) e o terceiro uma combinação entre o mecanismo de Blackadar (1957) e a orografia, similar ao proposto por HOLTON (1967).

Abaixo são descritos com mais detalhes alguns dos principais mecanismos indutores encontrados na literatura:

(a) Oscilação inercial

Blackadar (1957) foi um dos primeiros meteorologistas que estudaram profundamente os JBNs. A partir dos estudos sobre os JBNs das Grandes Planícies (região central dos EUA) esse autor postulou a teoria da Oscilação Inercial (OI) e, desde então, esse tem sido considerado o mecanismo indutor primário para a ocorrência desses eventos.

Blackadar (1957) explica que a OI é ocasionada pela rápida estabilização da CLP próximo ao pôr do Sol. No final da tarde, conforme o sol encontra-se em seu crepúsculo, a quantidade de radiação de onda curta incidente na superfície terrestre diminui, com isso há a ocorrência do resfriamento radiativo, que é mais acentuado em noites de céu claro, e a camada próxima à superfície terrestre se torna estaticamente estável, desacoplando-se da camada de ar logo acima. Esta camada passa então a atuar quase sem o efeito da fricção de superfície e livre de turbulência, ocorrendo a sua aceleração devido ao gradiente de pressão sinótico. A existência de um gradiente de pressão de escala sinótica é uma componente crucial da teoria (SHAPIRO e FEDOROVICH, 2010). O efeito da Força de *Coriolis* (FC), que é uma força inercial, nesse escoamento acelerado e livre do atrito ocasiona uma oscilação inercial, com velocidades supergeostróficas sendo alcançadas após algumas horas. A teoria de Blackadar (1957) é, geralmente, explicada com o auxílio de uma hodógrafa que mostra a evolução da componente meridional do vento (v) em função da componente zonal do vento dentro da CLP (SHAPIRO e FEDOROVICH, 2010).

A teoria de Blackadar (1957) relaciona a aceleração do vento com o grau de desequilíbrio de forças após a perda de arrasto friccional quando o fluxo de calor sensível se inverte durante a transição do dia para a noite. No Hemisfério Sul (HS), a FC faz com que o ar acelerado seja defletido para a esquerda do movimento, iniciando uma oscilação na velocidade do vento com o período (P) dado por:

$$P = 2\pi/f \tag{1}$$

Onde

$$f = 2\Omega sen\varphi \tag{2}$$

denota o parâmetro de Coriolis, Ω é a velocidade angular da Terra e φ é a latitude (KELLEY et al., 2004). Essa oscilação é chamada de Oscilação Inercial. Como pode ser percebido na Equação 2, o valor de |f| depende da latitude, sendo maior próximo aos polos (sen(90°) = 1) e tendo valor de 0 próximo ao Equador (sen(0°) = 0). A Tabela 2 apresenta o valor de P para algumas latitudes:

 Tabela 2 - Período inercial para algumas latitudes.

Latitude (ϕ)	Período inercial (P)
-10°	69.11 h
-20°	35.09 h
-30°	24.00 h
-40°	18.67 h
-50°	15.66 h
-60°	13.86 h

Na região de estudo, latitude de aproximadamente -21°, a noite possui uma duração de aproximadamente 12 horas, portanto, o ciclo completo da oscilação (~35 h) não se cumpre, pois durante o período diurno a forte mistura durante a CLC desfaz o jato noturno (STULL, 1988).

Na Figura 4a é apresentado um diagrama de forças para uma condição de balanço geostrófico no Hemisfério Sul (HS), F_p representa a Força Gradiente de Pressão, F_c é a Força de Coriolis, V_g é o Vento Geostrófico, e as linhas tracejadas representam as isóbaras. O V_g são ventos que ocorreriam como resultado, simplesmente, do equilíbrio entre a F_p e a Fc em

uma condição de atmosfera sem efeito de fricção de superfície e sem acelerações locais e advectivas. Condições de balanço geostrófico, geralmente, são assumidas no topo e acima da CLP. (ARYA, 1988).

O vento real, dentro da CLP, diferencia-se do vento geostrófico devido ao efeito da fricção de superfície e à troca vertical de *momentum* (ARYA, 1988). Na Figura 4b é apresentado o diagrama de forças representando o período diurno, nesse caso, há a presença da Força de Fricção (F_f), que faz com que o vento (V_0) fique abaixo da geostrofia (subgeostrófico), sendo direcionado para a baixa pressão. Já no período noturno (Figura 3c), na camada que atua sem o efeito da fricção de superfície, o vento (Vt) na camada residual se desacelera. Devido ao efeito de *Coriolis*, o vento começa a se direcionar para a esquerda (HS). Geometricamente, o vetor do vento rotaciona no sentido anti-horário em volta do vetor V_g .

Figura 4 - Diagrama de forças considerando o balanço geostrófico no HS (a) Diagrama de forças para o período diurno (b) e balanço de forças para o período noturno (c). F_p é a Força Gradiente de Pressão, V_g o Vento Geostrófico e F_c a força de Coriolis, V_0 representa o vento no período diurno e F_f é a força de Fricção.

(b) Período Diurno (a) Balanço Geostrófico В В p - ∆p - Δp р р p + ∆p p + ∆p Α Α F_{c} (c) Período Noturno В p - ∆p р p + ∆p c,0 А F_{c,t}

Fonte: Baseado em BAAS (2009).

23

Em cada nível, estas oscilações iniciais eventualmente se alinham com o vento médio, formando uma estrutura de JBN no perfil do vento. Alguns estudos indicam que oscilações inerciais podem estar relacionadas com mudanças de escala sinótica na estratificação atmosférica, como os casos descritos em Andreas et al. (2000) e Jacobson et al. (2013).

Fedorovich et al. (2017) argumentam que embora a descrição de Blackadar (1957) de um JBN como um vetor de vento que sofre um desvio com o tempo tenha, geralmente, sido confirmada qualitativamente, análises mais detalhadas de jatos observados sugerem que a teoria pode estar incompleta ou em alguns casos o efeito pode ser de menor importância (SHAPIRO e FEDOROVICH, 2010).

(b) Baroclinicidade devido a sistemas sinóticos

Segundo STULL (1988), a baroclinicidade relacionada a gradientes horizontais de temperatura podem ocasionar a ocorrência de JBNs. Gradientes horizontais de temperatura ocasionam variações no vento geostrófico com a altura, dada pela relação do vento térmico:

$$\frac{\partial U_g}{\partial z} = -\frac{g}{f_c T} \frac{\partial T}{\partial y} \tag{3}$$

$$\frac{\partial V_g}{\partial z} = + \frac{g}{f_c T} \frac{\partial T}{\partial x} \tag{4}$$

onde U_g é a componente zonal do vento; V_g é a componente meridional do vento geostrófico; f_c é o parâmetro de Coriolis; T é a temperatura; g é a aceleração da gravidade e x e y são as coordenadas.

O vento térmico pode ser definido como a variação do vento geostrófico com a altura, ou seja, o cisalhamento vertical do vento geostrófico, que é em função de um gradiente horizontal de temperatura, quando o gradiente é diferente em intensidade, direção ou ambos em diferentes níveis, tem-se que o vento geostrófico é diferente entre esses níveis (HOLTON, 2004).

Se um vento é de sul próximo à superfície (i. e. V_g é positivo), então V_g vai diminuir com a altura se o ar estiver mais quente para leste, no hemisfério sul (STULL, 1988). Se o vento real for geostrófico em todos os níveis, exceto próximo do solo (onde o atrito o reduz para velocidades subgestróficas) tem-se a formação de um JBN subgeostrófico que pode ocorrer de dia ou de noite, embora seja menos provável de ocorrer durante o dia, pois a mistura vigorosa na camada de mistura tenderia a misturar o escoamento mais rápido do JBN com o escoamento mais lento em níveis adjacentes (STULL, 1988).

O vento térmico associado à baroclinicidade pode ser causado por uma variedade de forçantes, incluindo gradientes de temperatura de escala sinótica, gradientes de temperatura de mesoescala na interface terra-mar, e gradientes devido às frentes (STULL, 1988).

JBNs relacionado à presença de ambiente baroclínico foram identificados por Uccellini et al. (1987), que verificou que regiões com gradientes horizontais de pressão que se formam na transição de áreas de alta para baixa pressão favorecem a ocorrência dos eventos. Além disso, vários outros estudos demostraram que as condições sinóticas constituem um fator de grande relevância para o desenvolvimento de JBNs. No estudo climatológico dos JBNs nas Grandes Planícies, feito por Bonner (1968), foi encontrado que os ambientes sinóticos favoráveis para a formação de JBNs são aqueles em que há um forte gradiente de pressão de oeste para leste nas Grandes Planícies e um fluxo de ar ininterrupto oriundo do Golfo do México. Baas (2009) estudando eventos de JBNs em Cabauw, na Holanda, encontrou que desacoplamento do topo da CLP durante a transição para a noite com a consequente oscilação inercial e a baroclinicidade devido a atuação de sistemas sinóticos são os principais mecanismos forçantes para a formação dos JBN.

(c) Baroclinicidade sobre terrenos inclinados

O ciclo diurno no gradiente horizontal de temperatura acima de um terreno levemente inclinado pode levar à formação de JBNs (HOLTON, 1967). A existência de um gradiente térmico ocasiona uma diferença de altura geopotencial (de um nível de pressão) entre a parte mais baixa e a parte mais alta do terreno. Essa variação na altura geopotencial pode ocasionar escoamentos "declividade acima" e "declividade abaixo", o que pode desencadear na formação de um JBN. O esquema apresentado na Figura 5 ajuda a visualizar esse mecanismo:



Figura 5 - Esquema exemplificando a influência do terreno inclinado na formação de JBNs. **Período noturno**

Fonte: Baseado em HOLTON (1957)

Verifica-se, que o ponto A e o ponto B se encontram em uma mesma altura em relação ao nível do mar. No entanto, a pressão no ponto B é maior do que a pressão no ponto A, pois no período noturno, a coluna de ar na parte mais elevada do relevo está mais fria, devido ao resfriamento radiativo, e, portanto, possui uma densidade maior. Tem-se, portanto uma força gradiente de pressão, que pode induzir um escoamento do ponto B para o ponto A. No Hemisfério Sul, a força aparente de *Coriolis*, atuará nesse escoamento fazendo com que ele seja defletido para à esquerda. Circulações desse tipo, sobre terrenos inclinados, podem gerar perfis de JBNs. Schepanski et al. (2009) sugerem que um número relativamente grande de JBNs ocorre em regiões montanhosas no Norte da África, apontando para a baroclinicidade em terrenos complexos como um mecanismo de indução para a formação dos jatos noturnos.

Esse mecanismo térmico, devido às variações diurnas no campo de gradiente de temperatura, pode atuar em conjunto com a oscilação inercial para a formação do jato noturno. Esses dois mecanismos foram recentemente combinados em uma teoria unificada (SHAPIRO et al., 2016).

(d) Sistemas frontais

Segundo Jacobson (2013), não se considera sistemas frontais como um mecanismo gerador de JBNs, no entanto, um ambiente frontal é favorável para a geração de JBNs, pois frentes não oclusas são baroclínicas. Também, em casos de frentes frias, a massa de ar frio penetra por baixo de uma massa de ar quente, gerando uma camada estável e estratificada, o que favorece o desacoplamento do topo da CLP na transição dia/noite, podendo ocasionar também uma oscilação inercial.

2.2.4 JBNs no Brasil

No Brasil, são poucos os estudos relacionados aos JBNs que ocorrem modulados à dinâmica da CLP. A maioria dos estudos são referentes ao Jato de Baixos Níveis à Leste dos Andes (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006; SANTOS e REBOITA, 2018).

Dentre os estudos de JBNs, verifica-se que abrangem diversas regiões e apresentam a importância desses fenômenos para diversos processos relacionados ao tempo e clima. Investigações dos JBNs no Brasil fazem uso tanto de dados observacionais quanto de reanálises globais, que tem se mostrado uma importante ferramenta para análises climatológicas desses eventos, tendo em vista a disponibilidade de informações por longos períodos e com resoluções espacial e temporal contínuas. As reanálises mais recentes são derivadas de modelos numéricos em estado da arte e sistemas avançados de assimilação de dados que possuem uma melhor resolução horizontal e vertical.

Dentre os estudos observacionais de JBNs que foram realizados no Brasil, pode-se citar o de Corrêa et al. (2001), no qual foi realizada uma investigação da presença de JNBs sobre a região metropolitana de Porto Alegre utilizando dados de radiossondagens. Nesse estudo, os autores utilizaram para a classificação dos JBNs o critério de Bonner (1968) modificado por Whiteman et al. (1997). Com os dados coletados, foi possível obter os valores máximos do vento e suas respectivas alturas, o que possibilitou caracterizar a ocorrência e a frequência dos JBNs. Santos et al. (2008) realizaram uma investigação observacional dos JBNs na região metropolitana de São Paulo. A partir de dados de radiossondagens, foi possível obter a frequência de JBNs durante o período analisado, assim como as características dos jatos, como a direção e intensidade do vento no nível de maior velocidade. Segundo os autores, a maioria dos jatos estavam associados com o mecanismo de oscilação inercial e estavam sendo modulados pela baroclinicidade induzida por características de

mesoescala da topografia e contraste térmicos entre oceano e continente. Alguns casos estavam associados a distúrbios baroclínicos de escala sinótica. Karam (2002) fez o uso de observações com balão cativos e simulação com um modelo de mesoescala para investigar os JBNs em Iperó/SP, próximo a cidade de São Paulo e suas implicações no transporte de poluentes. Resultados numéricos obtidos por Karam (2002) indicam que os JBNs observados são resultado da combinação entre as circulações anabática e catabática no setor paulista do vale do Rio Paraná, a oscilação inercial e a brisa marítima. Também, pode-se citar o trabalho de Sousa et al. (2008), que analisaram um episódio de JBN que ocorreu no litoral do Pará em abril de 2002. Os resultados observacionais indicaram que o JBN foi resultado da ação combinada de dois fatores, a oscilação inercial e a baroclinia superficial.

3 METODOLOGIA

3.1 ÁREA DE ESTUDO

O Reservatório de Furnas foi inaugurado em 1963 e está localizado no curso médio do rio Grande em Minas Gerais (Figura 5a), abrange 34 municípios e possui uma área alagada de 1 440 km². A distância mínima do reservatório (município de Guapé/MG) até o litoral é de aproximadamente 300 km. A figura 5a apresenta a localização do reservatório de Furnas na região sudeste. A Figura 6b apresenta a topografia da região do reservatório com a localização da estação do INMET. A figura 5c apresenta um zoom de uma parte do reservatório com a localização dos instrumentos utilizados e do ponto de grade utilizado para o conjunto de dados do ERA5.

Figura 6 - Características geográficas da área de estudo e localização das fontes de dados. Localização da área de estudo



Fonte dos dados de relevo: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

O reservatório de Furnas se localiza entre a Serra da Canastra (à oeste) e o Planalto Centro Sul-Mineiro (à leste), ao sul do reservatório se encontra o Planalto de Poços de Caldas, que é contornada pela Serra da Mantiqueira. À sudeste do reservatório se encontra o Planalto do Alto Rio Grande. Mais à leste, passando pelo Planalto Centro Sul-Mineiro se encontra também a Serra da Mantiqueira. Essas unidades de relevo estão apresentadas na Figura 7.

Figura 7 - Unidades de Relevo no entorno do reservatório de Furnas.



Unidades de Relevo no entorno do Reservatório de Furnas

Fonte: IBGE

O clima na região é caracterizado por estações seca e chuvosa bem definidas (REBOITA et al., 2010). Nos meses de dezembro e janeiro ocorrem os maiores acumulados de precipitação, com acumulados próximos a 300 mm/mês, enquanto nos meses de inverno ocorrem as menores precipitações pluviométricas (Figura 8a). A intensidade do vento (Figura 8a) não apresenta um ciclo anual muito caracterizado, entretanto, percebe-se que entre os meses de julho e dezembro os valores médios são mais elevados se comparados com o restante dos meses. A umidade relativa e a temperatura do ar (Figura 8b) apresentam uma relação quase inversa, os valores de temperatura apresentam uma variação sazonal bem definida, com os valores mais elevados nos meses de verão e primavera e os valores mais

baixos nos meses de outono e inverno. Os dados de precipitação foram obtidos por meio da estação pluviométrica da rede HidroWeb da Agência Nacional das Águas (ANA) situada no município de Guapé/MG, esses dados são públicos e foram baixados em março de 2021 por meio do Portal HidroWeb (https://www.snirh.gov.br/hidroweb/apresentacao), que é uma ferramenta integrante do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH). Os dados de velocidade do vento, umidade e temperatura foram obtidos por meio do SIMA e compreendem os anos de 2004 e 2005



Figura 8 - Média mensal da precipitação e velocidade do vento (a) e média mensal da temperatura do ar e umidade relativa (b).

Fonte: Dados de precipitação oriundos das estações pluviométricas da ANA. Dados meteorológicos oriundos do SIMA.

Os dados de Temperatura do ar (Ta) e Temperatura da água (Tw), foram medidos com o SIMA durante os anos de 2004 e 2005, para uma melhor compreensão, destaca-se que o SIMA compreende uma boia instrumentada ancorada no reservatório.

As variações da temperatura da água (Tw) ao longo do dia são quase desprezíveis, com valor próximo a 24 °C (Figura 9). A temperatura do ar (Ta) possui seu valor mínimo próximo ao nascer do Sol, e o pico ocorre por volta das 15 h. A partir das 20 h a temperatura do ar torna-se maior que a temperatura da água, gerando assim condições favoráveis à instabilidade atmosférica sobre o lago.



Figura 9 - Ciclos diurno (a) e anual (b) da temperatura da água - Tw e da temperatura do ar -

Fonte: Dados oriundos do SIMA.

3.2 CONJUNTO DE DADOS UTILIZADOS

3.2.1 Dados medidos in situ

Por ocasião do projeto: "Aproveitamento Eólico em Reservatórios Hidrelétricos: Cenário Atual e Futuro", financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG), foram instaladas no braço do reservatório hidrelétrico de Furnas três torres anemométricas (T1, T2 e T3) que foram utilizadas neste estudo. A localização das torres é

apresentada na Figura 6. A torre (T1) possui 42 m e foi instrumentada com anemômetros nos níveis de 3, 10, 20 e 40 m e realizou medições em intervalos de 1 minuto. Neste estudo, os dados medidos pela Torre T1 não foram utilizados, ainda sim, apresenta-se a disponibilidade de dados provenientes dela para demandas futuras. A torre (T2) foi instalada no topo de uma colina nas margens do lago e foi instrumentada com um anemômetro na altura de 10 m. Os dados provenientes dela foram utilizados para verificar a ocorrência de ventos intensos na região do reservatório. A torre (T3) foi instalada em uma ilha, ao final de um fetch (pista no eixo reservatório livre para o escoamento) de 8 km, e os dados de velocidade do vento foram utilizados no estudo de caso (secão 4.5). Além dos dados provenientes de torres anemométricas foram utilizados dados provenientes de um Sistema Automático de Monitoramento Ambiental (SIMA) que consiste em uma boia instrumentada ancorada no reservatório que coletou dados para durante os anos de 2004 e 2005. Durante uma campanha de campo realizada na semana do dia 22 de setembro de 2016, um LIDAR instalado em um flutuante realizou medições na área de estudo. O flutuante se locomoveu por diversos pontos do reservatório, entretanto, foram utilizados apenas dados de um curto período em que ele ficou estacionado no centro do reservatório, próximo à ilha na qual a torre T3 foi instalada. O LIDAR realizou medições para as alturas de 10, 20, 38, 39, 59, 79, 99, 139, 159, 179 e 199 m.

Dados de velocidade do vento provenientes de uma estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) instalada no município de Passos/MG também foram utilizados, esses dados foram medidos em intervalos horários para a altura de 2 m. Os dados obtidos com a estação do INMET foram utilizados de forma bruta, da mesma forma como é disponibilizado pelo INMET, foi feita uma inspeção para verificar a presença de dados espúrios e inconsistentes, mas sem passar por algum tipo de validação mais rigorosa. A Tabela 3 apresenta os detalhes das fontes de dados utilizadas.

Fonte de dados	Variáveis utilizadas	Instrumentos	Período de medição
LiDAR	Vento (10, 20, 38, 39, 59, 79, 99, 139, 159, 179 e 199 m)	LIDAR Zephir ZP300	21/09/2016 18:00 à 22/09/2016 18:00
Torre (T1)	Velocidade do vento (10 m)	Anemômetro ultrassônico 2D da Gill	07/06/2014 à 14/06/2014
Torre (T2)	Velocidade do vento (10 m)	Anemômetro ultrassônico (Young 3D 8100)	Ano de 2017
Torre (T3)	Velocidade do vento (2 m)	Anemômetro de conchas (Lambrecht Modelo 14564)	21/09/2016 12:00 à 23/09/2016 07:00
Estação INMET	Velocidade do vento (10 m)	Anemômetro de conchas	Ano de 2017
SIMA	Temperatura da água (2 m)	Termômetro (R.M. Young)	2004 a 2005
	Velocidade do vento (3 m)	Anemômetro (Yellow Spring)	2004 a 2005

Tabela 3 - Detalhamento das fontes de dados utilizadas.

Em relação à disponibilidade de dados, a Torre T2 só compreende um ciclo anual completo, o ano de 2017, por isso algumas partes deste estudo, como a verificação dos ventos em superfície durante a ocorrência de JBNs, compreende somente esse ano. A disponibilidade de dados para a Torre T2 e a estação do INMET são apresentados na Figura 10, onde as lacunas brancas representam as falhas de medições.



Figura 10 - Disponibilidade dos dados medidos com a torre T2 (a) e com a estação do INMET(b).

Fonte: Autoria própria

3.2.2 Dados de reanálise do ERA5

As observações meteorológicas são muito importantes para entender o clima de determinada região, no entanto, as redes observacionais possuem uma distribuição espacial não uniforme e existem diversas regiões no planeta, que por serem remotas e de difícil acesso, não contam com medições *in situ*. Além disso, conforme se volta ao passado, a quantidade de dados observacionais disponíveis diminui. Outro problema relacionado às observações meteorológicas é a presença de falhas e dados espúrios na série temporal, que estão relacionados a problemas instrumentais, tais como más localizações dos instrumentos, falta de calibração, e deterioração com o tempo. Devido a esses problemas, justifica-se a utilização de dados de reanálise climática global, que preenchem as lacunas espaciais e temporais dos dados observacionais e minimizam os dados espúrios por meio de uma metodologia que busca representar a evolução da atmosfera no tempo de forma consistente espacial e fisicamente.

Tendo isso em vista, neste estudo foram utilizados dados do ERA5 (HERSBACH et al., 2020), que consiste em um conjunto de dados de reanálise (análise retrospectiva) climática processado pelo modelo meteorológico IFS do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Os dados de reanálise, que representam o que existe em estado-da-arte para a caracterização da atmosfera. Englobando dados de previsão de tempo e dados
observacionais (satélites, estações meteorológicas etc.), formam um conjunto de dados que é consistente espacialmente e fisicamente com a evolução temporal da atmosfera (KALVERLA, 2019). Alguns estudos já demonstraram que os dados do ERA5 podem ser amplamente utilizados para estudos de avaliação eólica (GUALTIERI, 2021). Os dados de reanálise utilizados possuem grades de latitude e longitude regulares e resolução de 0.25° x 0.25° (~ 31 km).

Foi necessário obter os dados de reanálise em níveis de modelo, pois são disponibilizados com uma melhor resolução vertical que os dados em níveis de pressão, que nada mais são do que uma interpolação dos níveis de modelo. Foram utilizados os primeiros 28 níveis de modelo mais próximos da superfície, a altura geopotencial para cada nível foi calculada a partir dos campos de temperatura, umidade específica, logaritmo da pressão na superfície e geopotencial da superfície. Para obter a altura geopotencial para cada nível de modelo foi necessário obter o geopotencial $(m^{-2} s^{-2})$ para cada nível e dividi-lo pelo valor da aceleração da gravidade (9,80665 m s⁻²). O cálculo do geopotencial foi feito a partir das equações disponibilizadas na documentação do modelo IFS, parte III: Dynamics and (ECMWF, https://www.ecmwf.int/en/elibrary/9210-ifsnumerical procedures 2015; documentation-cy41r1-part-iii-dynamics-and-numerical-procedures) Tendo sido calculadas as alturas geopotenciais foram obtidos perfis verticais de vento abrangendo alturas entre ~10 m e 2200 m em relação à superfície. O ponto de grade do ERA5 mais próximo à torre T2 é apresentado na Figura 6c. Na Figura 11 são apresentadas as alturas médias dos níveis de modelo do ERA5, que foram calculadas para melhor precisão.



Figura 11 - Altura dos níveis de modelo do ERA5 utilizados neste estudo.

Fonte: Autoria própria

Vários estudos sobre JBNs têm se apoiado em dados da reanálise ERA5 do ECMWF Em trabalho recente, Kalverla et al. (2019) combinaram dez anos de dados do ERA5 com torres anemométricas e observações a partir do LiDAR para investigar as características dos JBNs no Mar do Norte, situado entre as costas da Noruega e da Dinamarca. Os autores apontam que a representação dos JBNs pelo ERA5 não apresenta uma elevada correlação com as observações, além de serem verticalmente deslocados quando comparado ao registrado pelos dados. Entretanto, os autores concluem que para estudos de algumas características dos JBNs, como a morfologia e ciclo sazonal, além de estudos sobre forçantes, os dados do ERA5 mostram-se bastante úteis e promissores.

3.2.3 Dados de satélite

A NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) disponibiliza um conjunto de dados de satélite nomeado Gridsat (*Gridded Satellite*), que consistem num conjunto uniforme de observações feitas por satélites geoestacionários remapeados em uma grade uniforme. Para este estudo foram utilizadas informações dos canais infravermelho (IR – aproximadamente 11 μm) e vapor d'água (WV – aproximadamente 6,7 μm). Os dados são disponibilizados em um intervalo de 3 horas e possuem resolução espacial de 0,07 graus (~8 km no Equador). Mais informações a respeito desse conjunto de dados podem ser encontradas em Knapp et al. (2011). Para este trabalho foram utilizados dados do Gridsat referentes ao ano de 2017, visando avaliar as condições de nebulosidade durante a ocorrência dos eventos de JBNs.

3.3 COMPARAÇÃO ENTRE OS DADOS DO ERA5 E MEDIDAS *IN SITU* DO LIDAR

Como este estudo depende significativamente de dados de reanálise global, faz-se necessário uma validação desse tipo de dado com observações. Portanto, foi feita uma comparação entre a velocidade do vento medidas pelo LiDAR, em quatro alturas distintas, com os dados extraídos do ERA5 para as mesmas alturas ou próxima delas. As componentes do campo horizontal de vento horizontal em 10, 79, 139 e 200m para o período entre 20/09/2016 00:00h e 23/09/2016 00:00h no ponto de grade mais próximo à localização do LiDAR foram extraídas dos dados do ERA5, possibilitando assim a validação.

Foram aplicadas 3 métricas estatísticas entre os dados observados e os dados do ERA5: Coeficiente de Correlação de Pearson (r), Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE) e Erro Médio de BIAS (MBE). A descrição e cálculo dessas estatísticas foram obtidas na plataforma AGRIMETSOFT (2019) e estão descritas no Anexo A deste documento.

3.4 DEFINIÇÃO DO CRITÉRIO PARA DETECÇÃO DOS JBNS

Como apresentado na revisão bibliográfica, não há um critério universalmente aceito para definição de um perfil de JBN, isso se deve às diferenças nas características do JBN observados em diferentes regiões do globo como a altura, velocidade máxima, área de atuação, cisalhamento horizontal e vertical, dentre outras. Neste estudo a detecção de JBNs se baseou em um estudo de caso que é apresentado na seção 4.5. O uso do evento do estudo de caso como base para os limiares de detecção deve-se ao fato de ser um evento que já foi estudado previamente, sendo constatado se tratar, de fato, de um JBN (PELLEGRINI, 2019). E, além disso, apresentou ventos intensos em superfície, sendo que esses ventos intensos foram presenciados em campo por pesquisadores.

A detecção se prestou, portanto, a encontrar casos de JBNs com assinaturas idênticas àquelas observadas no perfil de vento do ERA5 do estudo de caso. Os limiares definidos, após análise do JBN do dia 22 de setembro de 2016, são apresentados na Tabela 4:

Tabela 4 - Criterios e limiares utilizados para detecção dos JBNs.				
Valor de ΔV	Vel. do vento no ponto máx. do perfil			
\geq 3 m s ⁻¹	$\geq 10 \text{ m s}^{-1}$			

Tabela 4 - Critérios e limiares utilizados para detecção dos JBNs.

A metodologia (algoritmo) utilizada para aplicar esses critérios é descrita abaixo:

1°) Localiza-se o ponto de máxima velocidade no perfil vertical do vento;

2°) Localiza-se o valor do mínimo local subsequente (acima) ao ponto de máximo, caso não haja mínimo local é utilizado o limite superior do perfil de vento;

3°) Calcula-se a diferença entre o ponto de máxima velocidade do vento e o ponto de mínimo subsequente ($\Delta V = Vmáx - Vmín$);

4°) Selectiona-se os perfis que apresentaram $\Delta V \ge 3$ m/s e Vmáx ≥ 10 m/s.

Os dados do ERA5 utilizados para a detecção dos perfis se estendem até 2,2 km de altura, portanto, o algoritmo desenvolvido irá detectar somente os eventos que ocorreram abaixo dessa altura.

Essa "varredura" feita nos dados de reanálise foi realizada utilizando um algoritmo que retorna o horário de ocorrência do JBN com os respectivos valores de intensidade ($V_{máx}$) e decréscimo da velocidade (ΔV). Com isso, têm-se disponíveis os dados necessários para caracterizar a morfologia dos JBNs e, também, as frequências diurnas e sazonais de ocorrência

3.5 CARACTERIZAÇÃO DAS CONDIÇÕES SINÓTICAS

Realizou-se uma avaliação das características sinóticas para os períodos de ocorrência dos JBNs. Essa análise buscou classificar os padrões sinóticos no período de ocorrência dos eventos de JBNs e utilizou como referência quatro padrões sinóticos que ocorrem com predominância na região sudeste do Brasil (CAVALCANTI, 2016):

1) Padrão de altas: Atuação de um sistema de alta pressão no Oceano Atlântico (ASAS ou alta pós-frontal) com uma crista adentrando a região sudeste ou com a borda ocidental ocasionando circulação anticiclônica sobre o continente. Dependendo do posicionamento do sistema de alta pressão no Atlântico ele pode ser favorável à estabilidade atmosférica.

2) Padrão frontal: Atuação de um sistema frontal sobre a região do reservatório. Nessa condição há a ocorrência de bastante nebulosidade, o que acaba por prejudicar a atuação de circulações locais, como a brisa lacustre, entretanto, pode ser um mecanismo que favorece a formação de JBNs (KARAM, 2002).

3) Padrão pré-frontal: Padrão sinótico anterior à passagem de um sistema frontal, nesse caso, há o favorecimento da ocorrência de circulações locais devido ao aumento de temperatura ocasionado pela advecção de ar quente. Esse cenário é favorável para a ocorrência de JBNs.

4) Padrão de baixas pressões: Esse padrão sinótico ocorre quando a região do reservatório está sob a atuação de uma Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) ou Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Pode haver ou não a atuação de um sistema frontal em conjunto com o padrão de escoamento convergente.

3.6 SIMULAÇÕES UTILIZANDO O MODELO WRF

Neste estudo foi levantada uma questão referente ao efeito da inclinação topográfica à leste do reservatório na formação do JBN do estudo de caso. Por este motivo foram realizadas duas simulações numéricas para verificar a possível influência do relevo inclinado na modulação do evento. Para a primeira simulação, manteve-se a topografia original, sendo esta, uma simulação de controle. A outra simulação considerou uma topografia modificada, eliminando o terreno inclinado, assim, a região no entorno do reservatório foi representada como plana. As simulações foram feitas utilizado o modelo de área limitada WRF (*Weather Research and Forecasting*).

O WRF é um sistema de modelagem atmosférico desenvolvido para a pesquisa e previsão numérica do tempo (SKAMAROCK et al. 2019), e fornece simulações reais ou idealizadas por meio de uma plataforma computacionalmente eficiente e flexível, permitindo computação massivamente paralela. Desde seu lançamento público inicial em 2000, o WRF se tornou indiscutivelmente o modelo atmosférico mais usado do mundo, sendo continuamente aperfeiçoado por contribuições de pesquisadores de diversas empresas e institutos em 162 países (POWERS et al., 2017).

O modelo WRF possui duas componentes principais: o núcleo dinâmico e o pacote físico. O núcleo dinâmico é responsável pela adequada discretização da atmosfera para aproximar uma solução das equações do movimento. O conjunto de equações geralmente leva em consideração a advecção, efeitos rotacionais, forças de gradiente de pressão e gravidade. As equações do movimento que governam o escoamento do fluido e são resolvidas de acordo com a evolução do tempo, são chamadas de equações diferenciais parciais (SKAMAROCK et al. 2019).

Alguns processos que ocorrem na atmosfera são difíceis de se representar explicitamente, devido a sua escala espacial (escala de subgrade), ao grande custo computacional envolvido na sua representação explícita ou, ainda, devido ao fato de o processo não ser muito bem entendido fisicamente, nesses casos, esses processos são resolvidos por meio de parametrizações dentro do pacote físico. Tipicamente, os processos que são parametrizados incluem radiação, mistura turbulenta, interações superfície-atmosfera, microfísica de nuvens e nuvens cumulus (STENSRUD, 2011).

A configuração de domínios e as parametrizações físicas utilizadas na simulação foram baseadas no estudo de Pelegrini et al. (2019), que utilizaram o WRF para analisar o

caso de vento intenso ocorrido na Região do Lago de Furnas e que é o estudo de caso deste trabalho. Os dados meteorológicos utilizados neste estudo são provenientes da reanálise do ERA5, diferentemente de Pelegrini et al. (2019), que utilizaram dados de análise do modelo GFS. Adicionalmente, o WRF foi alimentado com condições laterais a cada uma hora, diferente do intervalo de 6 horas utilizados por Pelegrini et al. (2019). Pelegrini et al. (2019) verificaram que o WRF conseguiu uma boa performance para simular o vento intenso. Além disso, estudos realizados em outras regiões do globo, como exemplo nas Grandes Planícies dos EUA, mostraram que o modelo WRF consegue simular razoavelmente bem os eventos de JBNs (STORM et al., 2010; VANDERWENDE et al. 2015).

Neste estudo foi utilizado a versão 4.2.2 do WRF, a mais recente quando se iniciou as simulações. Os dados meteorológicos e os dados geográficos estáticos foram interpolados por meio dos programas do WPS versão 4.2.

Como condições iniciais e de fronteira foram utilizados dados do ERA5 com resolução de 0,25° x 0,25° (~31 km), o modelo foi alimentado com condições laterais a cada uma hora, foi considerado um tempo de spin-up de 3,5 dias para as duas simulações, evitando assim problemas de acomodação do modelo durante o período de interesse. A saída do WRF foi salva no formato NETCDF a cada 10 minutos, fornecendo assim uma boa resolução temporal para a análise do vento na região.

Os esquemas físicos utilizados são apresentados na Tabela 5. Os dois domínios fizeram uso das mesmas opções físicas, exceto para a parametrização de cumulus, que foi aplicada apenas no domínio mais externo, tendo em vista que o domínio mais interno, com 4,5 km de resolução, permite que a convecção profunda seja resolvida explicitamente.

Opção Física	Parametrização		
Microfísica	Purdue (CHEN e SUN, 2002)		
Radiação de onda longa	RRTM (MLAWER et al., 1997)		
Radiação de onda curta	Dudhia (DUDHIA, 1989)		
Camada superficial	Eta Similarity (JANJIĆ, 2001)		
Superfície terrestre	Noah LSM (CHEN E DUDHIA, 2001)		
Camada Limite	MYJ (MELLOR e YAMADA, 1982)		
Cumulus	Betts-Miller-Janjic (JANJIĆ, 1994, 2000)*		

*Somente para o domínio D01

Para a simulação foram utilizadas duas grades aninhadas posicionadas de forma telescópica e tendo o Reservatório de Furnas no centro. A resolução horizontal do domínio mais externo é de 22,5 km, e o domínio interno possui resolução de 4,5 km. Tem-se, portanto, uma razão de 5 entre as grades. Essas resoluções de domínios mostraram-se satisfatórias, tendo em vista que o propósito das simulações foi avaliar se há a formação de JBN mesmo com a remoção da inclinação do relevo. Na

Figura 12 é apresentada a configuração de domínios utilizada:

Figura 12 - Configurações de domínios para as simulações. O contorno azul representa o domínio mãe com 22,5 km de resolução, o contorno vermelho representa o domínio aninhado, com 4,5 km de resolução.



Configuração de domínios do WRF

Fonte: Dados de topografia do SRTM adaptado.

Os dados estáticos, como os de topografia, são interpolados na grade de simulação computacional pelo programa GEOGRID.exe, que é um componente do WRF pré-processor system (WPS). Esse programa faz a leitura dos dados superficiais que estão no formato binário raster, esses arquivos binários são compostos de blocos de dados organizados na forma de tiras e possuem um correspondente arquivo de texto que contém seus metadados. Na

Figura 13 é apresentada a topografia original (sem modificações) e a topografia modificada, tanto para o domínio externo (D01) e para o domínio interno (D02) após a interpolação pelo programa GEOGRID.exe.



Figura 13 - Comparação entre a topografia original e a topografia modificada.

Fonte: Dados de topografia SRTM adaptado.

Para incorporar os novos dados de relevo na simulação com o WRF foi feita a conversão destes para o formato binário *raste*r e inseridos no diretório de dados geográficos do WRF. Os caminhos desses dados precisam ser inseridos no arquivo GEOGRID.TLB para que os novos dados possam ser definidos no arquivo de configurações namelist.wps. Com essas configurações o programa GEOGRID passará a ter acesso aos novos dados estáticos e fará a interpolação para a resolução dos domínios baseado em um método de interpolação definido no arquivo GEOGRID.TBL.

Como o JBN é um evento que ocorre dentro da CLP foi necessário definir uma quantidade maior de níveis verticais nessa camada do que a gerada por padrão pelo programa real.exe. Por isso, foram definidos 55 níveis verticais, sendo que 22 deles estão situados abaixo de 1 km de altura. Os níveis verticais são aqui denominados ETA, por ser esta a denominação dos níveis no arquivo namelist.input do WRF, que controla as configurações para cada simulação. Entretanto, foram utilizados níveis verticais híbridos, que acompanham

a topografia próximo à superfície e se suavizam para superfícies isobáricas em níveis mais elevados. Na Figura 14 são apresentados os níveis verticais do WRF:



Figura 14 - Altura dos níveis ETA do WRF.

Fonte Autoria própria

A simulação realizada abrangeu o período de 18/09/2016 00:00 UTC à 23/09/2016 23:00 UTC. Abrangendo assim, todo o período de atuação do evento do estudo de caso e deixando pelo menos 3 dias de spin-up do modelo antes do evento de JBN começar a se manifestar.

Para a simulação foi utilizado um computador pessoal Intel Core I5. Foi feito o uso da capacidade de paralelização do WRF, sendo utilizados 4 processadores. A simulação durou aproximadamente 24 horas de tempo de máquina.

4 RESULTADOS

4.1 COMPARAÇÃO ENTRE OS DADOS DO ERA5 E MEDIDAS IN SITU DO LIDAR

A seguir são apresentados os resultados da validação dos dados de reanálise do ERA5 utilizando medições *in situ* feitas pelo LiDAR. De acordo com o fabricante, o LiDAR possui uma acurácia < 0,5% para a velocidade do vento. Pela análise visual, na Figura 15, é possível verificar que conforme a altura aumenta a série temporal do ERA5 se assemelha mais à série observada.

Figura 15 - Comparação entre os dados do ERA5 e dados do LiDAR para as alturas de 10m (a), 79m (b), 139m (c) e 200m (d).



Fonte: Autoria própria.

A Tabela 6 apresenta os resultados das estatísticas descritas no ANEXO A, além disso, também são apresentados os desvios padrões para os dados obtidos do LiDAR e do ERA5.

Altura (m)	r	RMSE	MBE	σ-LiDAR	σ-ERA5
10	0,6	2,5	-1,3	2,6	0,9
79	0,6	2,5	-0,2	2,6	1,6
139	0,7	1,9	0,1	2,6	1,9
200	0,7	1,9	0,3	2,5	2,2

Tabela 6 - Resultado das estatísticas aplicadas.

Assim como foi antecipado na análise visual, as estatísticas também confirmam que os dados do ERA5 e do LiDAR são mais próximos entre si para o nível de 200 m. As maiores diferenças são observadas próximo a superfície e podem ser explicadas, em parte, pela dificuldade do modelo em contemplar todos os processos em superfície (KALVERLA, 2019). Gráficos de dispersão entre os dados do LiDAR e os dados do ERA5 para diferentes níveis são apresentados no ANEXO B.

4.2 CLIMATOLOGIA DE JBNS EM FURNAS

4.2.1 Morfologia e características dos JBNs

Utilizando os critérios de detecção de JBNs, descritos na Seção 3.4, foi feita uma "varredura" nos dados de reanálise do ERA5 para identificar os perfis que se classificam como JBN. Com isso, foi possível avaliar a morfologia média dos JBNs que ocorrem na região do reservatório de Furnas em um período de dez anos (2011-2020). Na Figura 16a são apresentados três perfis verticais, a linha azul representa o perfil médio de todo o período em que houve a ocorrência de JBN, a linha laranja representa o perfil médio de todo o período, enquanto o perfil verde representa o perfil médio dos períodos em que não foram detectados JBNs segundo os critérios definidos.



Figura 16 - Perfis médios considerando períodos com e sem JBNs (a) e perfis médios de JBNs para cada estação do ano.

Fonte: Autoria própria.

A partir da Figura 16a é possível verificar que o perfil para o período com detecção de JBNs possui o formato típico esperado, semelhante ao perfil de JBN exemplificado na Figura 1. Ao comparar o perfil de todo o período com o perfil médio do período sem JBNs verificase que este possui velocidades menores que aquele, evidenciando assim, que os JBNs influenciam na forma de incremento no perfil de vento médio da região. O perfil médio dos JBNs relativo ao período do verão possui uma altura do ponto de máxima velocidade levemente maior que as demais estações (Figura 16b). Quanto aos perfis relativos ao outono, inverno e primavera, não é possível identificar uma forte diferença sazonal na altura do JBNs, ou seja, possuem perfis médios bastante próximos. Pelo histograma de alturas de JBNs apresentado na Figura 17a é possível verificar que os JBNs ocorrem principalmente entre as alturas de 400 e 700 metros acima do solo. A maior parte dos JBNs possuíam intensidades entre 10 e 12 ms⁻¹, conforme se verifica na Figura 17b.



Figura 17 - Histogramas para as alturas de ocorrência dos JBNs (a) e para a intensidade dos JBNs (b).

Fonte: Autoria própria

4.2.2 Direção predominante dos JBNs

Para verificar a direção predominante dos JBNs foi feita a rosa dos ventos somente para a altura do núcleo dos jatos, isto é, para a altura de máxima velocidade do vento de um perfil classificado como JBN (Figura 18). É possível verificar que os JBNs ocorrem, predominantemente, com as direções de leste e nordeste. A altura mínima da rosa dos ventos é de 10 ms⁻¹, pois este foi o critério de velocidade do ponto de máximo utilizado para a classificação como JBN.



Figura 18 - Rosa dos ventos para a altura de máxima velocidade (núcleos) dos JBNs.

Fonte: Autoria própria.

Para verificar o ciclo mensal da direção do vento, foram plotadas rosas dos ventos para cada mês, as quais são apresentadas na Figura 19. O padrão de JBNs de leste e nordeste se mantém para todos os meses. Sendo que entre os meses de março e junho a direção de leste é mais marcante. Nas direções de NO, O, SO, S e SE apresentam baixas frequências de ocorrência, se descarta, neste caso, a possibilidade de bloqueio topográfico, tendo em vista que a rosa dos ventos considera as direções na altura do JBN, ou seja, em níveis mais altos que a superfície. Portanto, a ocorrência dessas direções predominantes provavelmente está associada ao escoamento sinótico.



Figura 19 - Rosa dos ventos mensais para a altura de máxima velocidade (núcleos) dos JBNs.

Fonte: Autoria própria

Quanto ao ciclo diurno de direção do vento, apresentado por meio das rosas do vento da Figura 20, é possível observar a predominância das direções de leste e nordeste para o período da noite (a partir das 18 HL) e começo da manhã (08 HL). Verifica-se que conforme se avança no período noturno, a partir das 18:00h, o vento começa a rotacionar no sentido anti-horário, indicando atuação da força de *Coriolis* ao defletir o escoamento à esquerda.



Figura 20 - Rosa dos ventos horária para a altura de máxima velocidade (núcleos) dos JBNs.

Fonte: Autoria própria.

4.2.3 Distribuição temporal dos JBNs

A Figura 21 apresenta a distribuição de ocorrências de JBNs para cada mês durante os 10 anos de dados do ERA5. Não foi aplicado nenhum critério de persistência para classificação dos eventos de JBNs, portanto, um evento que ocorreu em apenas uma hora já se considera como JBN e, em um dia no qual apenas uma hora de JBN foi detectada, já se considera como um dia com evento de JBN. É possível verificar, por meio da Figura 21, a influência da sazonalidade nos eventos de JBNs, assim como variações interanuais.



Figura 21 - Figura com o número de ocorrências de JBNs para cada mês.

Fonte: Autoria própria.

As Figura 22a e Figura 22b complementam a Figura 21, apresentando o número de ocorrência de JBNs para cada ano e para cada mês, respectivamente. A Figura 22c apresenta o número de ocorrências de JBNs para cada hora.



Figura 22 - Número de ocorrências de JBNs por ano (a) por mês (b) e por hora (c). Nº de ocorrências de JBNs por ano

Fonte: Autoria própria.

Verifica-se que os JBNs possuem uma forte dependência sazonal, com maior frequência de ocorrência no final do inverno e na primavera, sendo que os meses de setembro e outubro são aqueles com maior ocorrência (Figura 22b). Como os JBNs podem ser influenciados pelas condições sinóticas, verifica-se que há uma variação interanual nas ocorrências de JBNs. Por exemplo, no ano de 2014, foi detectada uma maior ocorrência do que nos demais anos (Figura 22a).

O mês de janeiro de 2016 se distingue dos demais janeiros, pois ocorreu uma quantidade de eventos mais elevada. Uma verificação a respeito disso ainda não foi feita e sugere-se como estudos futuros, tendo em vista que o número de eventos nesse mês de janeiro é significativamente maior.

Pela Figura 22c verifica-se que os JBNs são predominantemente noturnos, com as maiores ocorrências no período da madrugada (de 21 HL a 08 HL). Essa condição era esperada, tendo em vista que a vigorosa mistura que ocorre na CLP durante o período do dia contribui para que o JBN se desfaça (STULL, 1988).

4.2.4 Distribuição espacial dos JBNs

Os mesmos critérios de detecção aplicados em um único ponto de grade foram aplicados para todos os pontos de grade que abrangem uma área que compreende quase toda a região sudeste. Com isso, é possível ter um panorama geral de como os JBNs se distribuem espacialmente.

A porcentagem de ocorrência para cada ponto de grade durante os 10 anos de dados analisados é apresentada na Figura 23.



Figura 23 - Frequência de ocorrência de JBNs para cada ponto de grade.

Fonte: Autoria própria

Para visualizar a distribuição espacial de ocorrência dos JBNs para cada mês, foram gerados mapas mensais que possuem a frequência de ocorrência de JBNs para cada ponto. Esses mapas são apresentados na Figura 24.



Figura 24 - Frequência de ocorrência de JBNs para cada ponto de grade mensal.

Fonte: Autoria própria

A partir das figuras de ocorrência espacial de JBNs para todo período e mensal, verifica-se uma possível influência da topografia na frequência de ocorrência de JBNs. As maiores ocorrências são em locais situados em regiões com topografia mais baixa em relação ao entorno, como exemplo na região entre a Serra da Canastra e a Serra da Mantiqueira. A Figura 25b e a Figura 26 facilitam essa constatação. A saber: a Figura 26 - Perfis de topografia (marrom) e frequência de ocorrências de JBNs ao longo do transecto. Figura 25a apresenta a topografia oriunda dos dados do ERA5. Para facilitar a comparação entre os locais com maior ocorrências de JBNs para todo o período, que foi introduzido na Figura 21. Um transecto representado como uma linha vermelha é inserido nas duas figuras, esse transecto mostra de onde foram extraídos o perfil topográfico e o perfil com número de ocorrências de JBNs apresentados na Figura 26. O transecto se estende entre as longitudes de -50° e -42° e está fixo na latitude que corta o reservatório (21°S).



Figura 25 - (a) Topografia do ERA5 e frequência de ocorrência de JBNs (b). Topografia ERA5 Ocorrência de JBNs (%)

Fonte: Autoria própria





Fonte: Autoria própria

Na Figura 26 é possível observar que à oeste dos terrenos inclinados há uma maior ocorrência de JBNs. Isso pode ser um indicativo de que a topografia exerce uma influência na frequência de eventos de JBNs. Neste caso, pode haver uma influência da baroclinicidade induzida por terrenos inclinados, similar ao apresentado por Holton (1967).

4.3 CONDIÇÕES SINÓTICAS DURANTE OS EVENTOS DE JBNS

A análise sinótica para os períodos de ocorrência de JBNs abrangeu o ano de 2017. Buscou-se verificar quais as condições sinóticas predominantes quando um evento de JBN que satisfazia os critérios de detecção ocorria. Durante o ano de 2017 foram identificados 129 períodos contínuos de JBNs. Como períodos contínuos se designa eventos de JBNs consecutivos, que persistiram por mais de uma hora. A duração média desses períodos foi da ordem de 6 horas. A menor persistência encontrada foi de 2 horas para 17 eventos e a maior persistência foi de 14 horas para dois eventos. A análise individual para cada um deles identificou que o padrão sinótico predominante foi o de alta pressão no Oceano Atlântico. Em 80% dos eventos foi detectada a presença de um sistema de alta pressão no oceano influenciando a região do reservatório, o padrão pré-frontal foi encontrado em 18% dos eventos, para os 2% de eventos restantes foi detectado o padrão frontal. Verificou-se que os JBNs ocorreram em sua maioria em condições de céu limpo ou parcialmente nublado, ou seja, sistema de alta pressão estava contribuindo para o resfriamento noturno e a estabilidade atmosférica na região do reservatório de Furnas. Além disso a presença de sistemas de alta pressão no oceano pode estar relacionado com a predominância de ventos de leste e nordeste. Devido à atuação do sistema de alta pressão, o céu permanece claro ou parcialmente nublado. Na Figura 27 são apresentados dois exemplos de padrões sinóticos em que um sistema de alta pressão no oceano atuava sobre o Sudeste. A Figura 27a apresenta um cenário no qual a borda ocidental da ASAS adentra o continente, já a Figura 27b apresenta um cenário em que uma crista de uma alta pós-frontal atuava sobre a região de estudo.



Figura 27 - Cartas sinóticas de superfície mostrando padrão sinótico de alta no oceano.

Fonte: CPTEC/INPE

Portanto, a partir desta análise foi identificado que o padrão sinótico de alta pressão no oceano é o predominante durante a ocorrência dos JBNs. Estudos indicam que a baroclinicidade sinótica influenciada pela atuação de sistemas de alta ou baixa pressão atuam como um fator de grande influência na geração dos JBNs (LIU et al., 2014). Uccellini et al. (1987) verificaram que um ambiente baroclínico é propício para a intensificação dos JBNs sendo que, em áreas com gradientes horizontais de pressão que se formam na transição de centros de alta para baixa pressão favorecem a ocorrência dos eventos. Além disso, vários outros estudos demostraram que as condições sinóticas constituem um fator de grande relevância para o desenvolvimento de JBNs. No estudo climatológico dos JBNs nas Grandes Planícies, feito por Bonner (1968), foi encontrado que os ambiente sinóticos favoráveis para a formação de JBNs são aqueles em que há um forte gradiente de pressão de oeste para leste nas Grandes Planícies e um fluxo de ar ininterrupto oriundo do Golfo do México. Baas (2009), estudando eventos de JBNs em Cabauw, na Holanda, encontrou que o desacoplamento entre o topo da CLP e níveis próximos à superfície durante a transição para a noite com a consequente oscilação inercial e a baroclinicidade devido a atuação de sistemas sinóticos são os principais mecanismos forçantes para a formação dos JBNs.

4.4 VENTO EM SUPERFÍCIE DURANTE OS EVENTOS DE JBNS

Para verificar a influência dos JBNs no vento em superfície foi utilizado um ano (2017) de dados de reanálise e de medições provenientes da torre anemométrica T2. Os dados da torre utilizados foram rearranjados em intervalos de 5 min. A avaliação foi feita de forma visual para cada evento. Considerando que a torre T2 está situada no topo de uma colina, tendo, portanto, velocidades do vento naturalmente mais altas, o vento é considerado intenso quando sua intensidade é maior que 6 ms⁻¹, esse limiar foi baseado na análise das séries temporais oriundas da torre anemométrica.

A Figura 28 apresenta quatro exemplos de eventos de JBNs detectados no reservatório de Furnas com as respectivas velocidades do vento em superfície de forma a ilustrar como foi procedida a análise visual.

Figura 28 - Exemplos (a, b, c, d) de períodos com JBNs que foram detectados pelo algoritmo e respectivas velocidades medidas pela torre T2.



Fonte: Autoria própria.

Os 4 eventos apresentados na Figura 28 exemplificam eventos típicos de JBNs que ocasionaram ventos intensos (> 6m/s) em superfície que persistiram por bastante tempo. Em algumas ocasiões, os ventos em superfície chegaram a atingir valores próximo a 14 ms⁻¹ (~50,4 km/h).

Dos 129 períodos com ocorrência contínua de JBNs, 21 casos, infelizmente, não possuíam os respectivos dados de velocidade do vento próximo à superfície devido às falhas de medição do anemômetro instalado na torre T2.

Assim, foram analisados os 108 eventos remanescentes que possuíam dados disponíveis. A análise foi feita de forma visual, a partir de gráficos, como os apresentados na Figura 28, gerados para cada evento. Analisando esses 108 eventos, verificou-se que grande parte estava relacionada com ventos mais intensos em superfície. Alguns casos de ventos intensos persistiram por várias horas, entretanto, houve também aqueles que ocasionaram apenas uma rajada do vento em superfície. No total, 75 eventos contínuos de JBNs estavam visivelmente relacionados à ventos mais intensos em superfície durante sua ocorrência. Para os demais casos, não se descarta a possibilidade de também estarem associados a ventos intensos, pois o evento detectado pelo ERA5 pode estar adiantado ou atrasado em relação ao horário de ocorrência fornecido pelo algoritmo de detecção. Nesse caso, pode ter ocorrido ventos intensos relacionados ao JBN, mas fora de fase, em termos de horas, com os ventos intensos em superfície e, portanto, não contabilizados aqui. O problema de se relacionar ventos intensos em superfície e JBNs neste estudo se deve basicamente ao fato de não se ter medições de perfis verticais abrangendo toda extensão vertical do jato. Por isso, utilizou-se dados de reanálise que, embora forneça um bom panorama da ocorrência dos eventos, não representa uma forma tão precisa de se analisar os eventos se comparado com medições instrumentais.

Para verificar a direção do vento predominante durante os períodos de ocorrência de JBNs foi gerada uma rosa dos ventos utilizando os dados da torre para os períodos em que foi detectado a ocorrência de eventos de JBNs nos dados de reanálise do ERA5 (Figura 29a). Para efeito de comparação foi gerada também uma rosa dos ventos para todo o período (Figura 29b).



Figura 29 - Rosa dos ventos em superfície para todo o período (a) e para os períodos com ocorrência de JBNs (b).

Fonte: Autoria própria.

Estudos anteriores mostram que o *fetch* (área livre para escoamento) do reservatório de Furnas exerce uma canalização no escoamento, fazendo com que o vento seja intensificado (ASSIREU et al., 2011; REIS et al., 2018). Para os horários com presença de JBNs a frequência de ventos acima de 6 ms⁻¹ em superfície é alta. Na rosa dos ventos que considera todo o período, existe uma maior distribuição da direção do vento, no entanto, a direção predominante ainda se situa no quadrante oeste e a frequência de ventos acima de 6 ms⁻¹ é relativamente menor. Verifica-se que nos períodos de ocorrência de JBNs os ventos em superfície possuem uma predominância maior da direção leste, isso pode estar relacionado à uma combinação da canalização do vento e o fato das condições sinóticas predominantes durante a ocorrência dos eventos proporcionarem um vento ambiente de leste/nordeste.

4.5 ESTUDO DE CASO

Durante uma campanha de campo no reservatório de Furnas na madrugada do dia 22 de setembro de 2016, ocorreu um evento de vento intenso e persistente, fato observado por pesquisadores no campo e que dificultou a permanência deles na água. Na Figura 30 é apresentada uma secção vertical do perfil de vento em relação ao tempo que engloba o evento, bem como a velocidade do vento medida pela torre situada na ilha e pelo Lidar que estava posicionado às suas margens.



Figura 30 - Secção vertical (tempo x altura) para velocidade do vento (shaded) sobreposta pela vel. do vento medida pela Torre T3 (linha preta) e pelo LiDAR (linha vermelha).

Na madrugada (de 21/09/2016 21:00 HL a 22/09/2016 07:00 HL) do dia 22 de setembro é possível notar um núcleo de velocidade do vento mais intenso localizado próximo à altura de 550 m. Verifica-se que durante a ocorrência desse núcleo os instrumentos mediram ventos persistentes e acima de 6 ms⁻¹ próximos à superfície. Também é possível verificar que outros dois núcleos de ventos intensos que ocorreram próximo à altura de 550 m, que apesar de serem menos intensos, ocasionaram picos elevados de velocidade do vento próximo à superfície. Avaliando o evento que ocorreu na transição do dia 21 para 22 de setembro, é possível verificar que se trata de um JBN, pois apresenta máximos relativos de velocidade do vento, extraídos do conjunto de dados ERA5 durante a ocorrência do JBN que ocasionaram ventos intensos em superfície.

Fonte: Autoria própria.



Figura 31 - Perfis verticais durante a ocorrência do estudo de caso.

Fonte: Autoria própria.

Verifica-se pela Figura 31 que todos os perfis de JBN apresentaram valores de ΔV maior que 3 ms⁻¹ e velocidade do vento nos pontos de máximo eram maior que 10 ms⁻¹. O JBN começa a se intensificar no final da noite (21 HL) do dia 21/09/2016, atinge seu máximo por volta das 03 HL do dia 22/09/2016 e no começo da manhã (07 HL) do dia 22/09/2016 o JBN começa a desintensificar.

Na Figura 32 são apresentadas informações sobre a velocidade vertical e o respectivo envelope de flutuação da velocidade do vento medidos a partir do LiDAR entre as alturas de 10 e 199 m para o período de 21/09/2016 12:00 à 23/09/2016 23:00h. A evolução temporal do perfil de velocidade do vento é apresentada na Figura 32a por meio de uma secção vertical (Tempo x Altura), enquanto na Figura 32b é apresentada a média da coluna vertical (linha preta) para a variável de velocidade vertical, o desvio padrão para a coluna vertical é apresentado como uma área cinza.



Figura 32 - Secção vertical (Altura x Tempo) de velocidade vertical [w] medida pelo LiDAR (a) e média na coluna da velocidade vertical (b)

Fonte: Autoria própria.

Verifica-se, pela Figura 32a e Figura 32b, que na transição dia/noite no dia 21 de setembro (por volta das 18:00h), o movimento vertical fica próximo de zero, ocorrendo, portanto, uma relaxação vertical no *momentum*. Isso ocasiona um desacoplamento do topo da CLP, que passa a atuar sem o efeito da fricção de superfície e livre da turbulência (STULL, 1988). Logo, o escoamento no topo da CLP passa a ser dominado pelo gradiente de temperatura sinótico, como ocorre na teoria de Blackadar (1957) (SHAPIRO e FEDOROVICH, 2010). Esse resultado é visto como evidência observacional desse pressuposto fundamental, presente nas diferentes teorias descritivas dos JBNs.

O efeito da Força de *Coriolis* (FC) atuará nesse escoamento acelerado e livre do atrito, que apresentará uma deflecção à esquerda, conforme é possível verificar na curva hodógrafa do vetor velocidade do vento (dados do ERA5) para a altura de ocorrência do JBN (~ 550 m) entre os horários de 18h00min do dia 21/09/2016 e 06h00min do dia 22/09/2016, que é apresentada na Figura 33. Cada círculo fechado representa a ponta do vetor velocidade do vento. As setas com traços contínuos são inseridas para auxiliar na visualização da sequência temporal, enquanto as setas pontilhadas indicam o sentido de rotação.



Figura 33 - Curva hodógrafa para a altura de 550 m abrangendo a ocorrência do estudo de

Fonte: Autoria própria.

Na curva hodógrafa verifica-se que a resultante do vetor vento possui um giro no sentido anti-horário, as setas pontilhadas ajudam a visualizar o sentido desse giro. Esse giro anti-horário pode estar relacionado com a atuação da força de *Coriolis*, que faz com que o escoamento seja defletido à esquerda do movimento no hemisfério sul (STULL, 1988). Não se verifica um círculo inercial completo, como se esperaria da teoria de Blackadar (1957) em altitudes mais altas, pois o período inercial para a latitude da região de estudo é muito longo, aproximadamente 35 horas.

Em regiões de latitudes mais altas, espera-se a presença de um círculo inercial que se completa no período da noite, com presença do máximo do JBN em aproximadamente metade do período inercial, como em Baas (2009). No caso da região de Furnas, não se pode inferir, portanto, sobre a presença de um mecanismo de oscilação inercial pura.

As considerações a seguir possuem por objetivo formar uma visão a respeito da influência das condições sinóticas e de mesoescala na ocorrência do evento de JBN do estudo de caso. Na Figura 34 são apresentados uma imagem do canal infravermelho (IR) sobreposta com as linhas de pressão ao nível médio do mar (PNMM – ERA5) para as 12:00 HL do dia

21/09/2016 (Figura 34a) e para as 00:00 HL do dia 22/09/2016 (Figura 34b), e também, são apresentadas imagens do canal de vapor d'água (WV) sobrepostas com as linhas de fluxo do nível de 850 hPa para as 12:00 HL do dia 21/09/2016 (Figura 34b) e para as 00:00 HL do dia 22/09/2016 (Figura 34d). A região do reservatório de Furnas está destacada nas figuras na forma de um retângulo azul



Fonte: Dados de satélite do GRIDSAT. Dados das variáveis atmosféricas adaptados do ERA5.

A partir das imagens apresentadas na Figura 34, é possível verificar que, tanto no horário anterior quanto no horário de ocorrência do JBN, havia a atuação de um sistema de alta pós-frontal com núcleo sobre o oceano Atlântico, cuja crista na borda ocidental estava adentrando a região sudeste e influenciando as condições do tempo. A frente fria pode ser

identificada atuando sobre a região norte de Minas Gerais na Figura 34a e na Figura 34b. Na Figura 34c e na Figura 34d a frente fria já atua no sul da Bahia. As figuras do canal WV (Figura 34b e Figura 34d) mostram que o jato subtropical estava fornecendo suporte dinâmico à frente fria. As linhas de escoamento no nível de 850 hPa (Figura 34b e Figura 34d) mostram que sobre o Oceano Atlântico há a ocorrência de circulação ciclônica relacionada com o sistema frontal em superfície e circulação anticiclônica relacionada à alta pós-frontal. Nas imagens do canal WV é possível visualizar que na região do reservatório as cores estão mais escuras, o que indica baixo teor de vapor d'água em médios e altos níveis da atmosfera, isso sugere que há o predomínio de movimentos descendentes sobre a região, ocasionando que o vapor d'água fique mais concentrado próximo à superfície, reflexo da atuação do sistema de alta pressão. As imagens do canal IR mostram cores mais escuras na região do lago, indicando que o céu estava com ausência de nuvens profundas.

No horário de máxima ocorrência do JBN (3:00h do dia 22/09/2016) havia a presença de uma forte baroclinicidade ocasionada pela penetração da crista do sistema de alta pósfrontal na região Sudeste. A coluna de ar na região de penetração da alta possui temperaturas menores, devido à incursão de ar frio, enquanto as massas presentes mais ao interior do continente (à oeste do reservatório) possuem temperaturas maiores. É possível visualizar com clareza essa condição por meio da Figura 37a e da Figura 37b, nas quais são apresentadas as secções verticais (Longitude x Altura) para a temperatura do ar e o desvio zonal da temperatura do ar, respectivamente. Tem-se, portanto, uma FGP orientada de leste (maior pressão/menor temperatura) para oeste (menor pressão/maior temperatura).

A Figura 35a apresenta o campo de PNMM (contorno preto), os vetores e o *shaded* estão mostrando, respectivamente, a direção e a intensidade do escoamento na altura do máximo do JBN (~ 550 m) para um domínio que abrange a parte centro-sul do Brasil. As linhas pretas representam as isóbaras, os vetores o escoamento e o *shaded* representa a velocidade do vento.

Figura 35 - Pressão em ~550 m reduzida ao nível médio do mar e escoamento para as 03 HL do dia 22 de setembro de 2016 abrangendo o centro-sul do Brasil (a) e um zoom aproximado para a região do Reservatório de Furnas (b). As linhas pretas são as isóbaras, as setas são os vetores de vento e o *shaded* a intensidade do vento.



Fonte: Autoria própria.

Na Figura 34a e na Figura 34b, é possível observar o escoamento horizontal médio e a velocidade do vento na altura de 550 m. Percebe-se que os ventos mais intensos estão concentrados na borda ocidental da crista da alta pressão. Essa condição de estabilidade induzida pela atuação do sistema de alta pressão é favorável ao resfriamento radiativo o que a contribui para o desacoplamento do topo da CLP com os níveis mais baixos e, portanto, influencia na geração de JBNs. Caracteriza-se, portanto, uma condição de baroclinicidade sinótica devido à penetração da crista de alta pressão no Sudeste, que gera um gradiente horizontal de temperatura de leste a oeste. A extensão desse ambiente baroclínico é visualizado claramente na Figura 35, que apresenta o desvio zonal de PNMM. O desvio zonal de PNMM corresponde ao valor de PNMM subtraído pelo valor médio para cada latitude. Com ele é possível visualizar que a região do reservatório de Furnas está sob uma área de forte gradiente de pressão, ocasionado pela presença da crista do sistema de alta pressão no oceano.



Figura 36 - Desvio zonal de PNMM para as 03 HL do dia 22 de setembro de 2016.

Fonte: Autoria própria.

As Figuras 34a, 34b e 35, fornecem informações importantes sobre as condições sinóticas durante a ocorrência dos eventos. Observa-se nos campos de vetores da Figura 34a que na região oceânica o escoamento é paralelo às isóbaras e com velocidades menores do que o escoamento situado sobre a região do reservatório, que, além disso, cruza as isóbaras. Ou seja, o escoamento antes do reservatório, sobre o oceano, é característico de um equilíbrio entre a força aparente de *Coriolis* (inercial) e a Força Gradiente de Pressão (FGP), o que configura um movimento próximo ao geostrófico. Ao adentrar o continente, e presenciar uma mudança abrupta na fricção de superfície, o escoamento passa a atuar sem esse equilíbrio. O vento sobre o continente, portanto, diferencia-se do vento geostrófico devido ao efeito da fricção de superfície e à troca vertical de *momentum* (ARYA, 1988). A aceleração do escoamento, se configura, então, na direção da alta para a baixa pressão. Nessa situação se espera uma rápida conversão de energia potencial em cinética, algo que não ocorre no escoamento geostrófico.

Esse escoamento sinótico, torna-se dominante na região do reservatório, pois na transição entre o dia e a noite ocorre um colapso na mistura turbulenta, como observado na Figura 32, fazendo com que haja um desacoplamento entre o topo da CLP e os níveis mais baixos, que atuam sob a influência da fricção de superfície. Isso permite a formação de um escoamento mais acelerado no topo da CLP, que atua sem efeito de atrito, podendo assim formar um JBN em condições sinóticas propícias, como o presenciado no estudo de caso.

O fato da climatologia apresentada na seção 4.2 mostrar que os JBNs ocorrem principalmente em ambientes sinóticos com a presença de alta pressão no oceano, com a borda ou crista desses sistemas adentrando o continente, pode indicar que a presença de fortes gradiente sinóticos são fatores que favorecem a ocorrência de JBNs. Nesse caso, o rápido decaimento radiativo no pôr do Sol seria um "gatilho" para o processo de formação do JBN devido ao desacoplamento da CLP, similarmente ao que foi postulado por Blackadar (1957).

Ambientes com forte baroclinicidade horizontal são favoráveis à ocorrência de JBNs, pois contribuem para o cisalhamento vertical do vento geostrófico, dado pela relação do vento térmico (STULL, 1988). Quando a velocidade do vento geostrófico diminui abruptamente com a altura é possível o surgimento de um JBN, pois o vento próximo à superfície é retardado pelas forças de fricção (BAAS, 2009).

Outro aspecto a ser considerado é a influência da topografia na formação dos JBNs. Para visualizá-la foi gerada as secções verticais da Figura 37, onde são apresentadas secções verticais (longitude x altura) de intensidade do vento (Figura 37a), temperatura (Figura 37b), desvio zonal da temperatura (Figura 37c) e umidade específica (Figura 37d). O corte vertical foi feito na latitude de 21°S, que passa exatamente sobre o reservatório de Furnas no horário de 03 HL do dia 22 de setembro de 2016, horário de máxima intensidade do JBN.
Figura 37 - Secção vertical (longitude x altura) para a velocidade do vento (a), temperatura do ar (b), desvio zonal de temperatura do ar (c) e umidade específica (d). Dados provenientes do ERA5.



Fonte: Autoria própria.

Análise similar foi feita por Hoecker (1963), que gerou secções verticais do perfil de vento na CLP desde a bacia do Mississipi até as Montanhas Rochosas. Neste trabalho, ele

observou que no período noturno ocorre um máximo no perfil vertical do vento sobre o terreno que se inclina para a direção leste. No caso apresentado na Figura 37 é possível perceber que os núcleos de JBNs ocorreram a oeste do terreno inclinado, seguindo um gradiente de temperatura de leste a oeste.

O terreno inclinado pode contribuir, em conjunto com a presença de sistemas sinóticos, para a formação de um ambiente baroclínico, devido ao aquecimento/resfriamento diferencial entre vale/montanha. Esse argumento é mais bem desenvolvido na seção 4.7.

4.6 COMPARAÇÃO ENTRE O ESTUDO DE CASO EM FURNAS E LOCALIDADE SITUADA EM PASSOS/MG

Para verificar se a ocorrência de ventos intensos em superfície influenciados por esse evento de JBN foi restrito somente à região próxima do reservatório (Guapé/MG), foi feita uma comparação entre este local e uma região vizinha ao reservatório (Passos/MG). A comparação foi feita entre o ponto de grade do ERA5 situado mais próximo à torre T2 e o ponto de grade mais próximo à estação meteorológica automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) situada no município de Passos/MG. O município de Passos/MG se situa a aproximadamente 75 km de Guapé/MG, então durante a ocorrência do estudo de caso estava sobre a influência do mesmo evento de JBN.

A Figura 38 apresenta secções verticais de altura em relação ao tempo para as duas localidades. Como os dados de velocidade do vento medidos pela estação do INMET estavam disponibilizados em intervalos de 1 hora foi necessário rearranjar os dados da torre anemométrica para este mesmo período, a fim de facilitar a comparação e a visualização. Ressalta-se que a torre anemométrica de Furnas, mede naturalmente velocidades mais intensas que a estação do INMET, pois está situada no topo de uma colina com anemômetro instalado a uma altura de 10 m. Não se pode fazer, portanto, uma comparação direta entre os dados da torre e os da estação do INMET.



Figura 38 - Secção vertical de velocidade do vento com respectivas velocidades do vento em superfície para Furnas (a) e Passos (b).

Fonte: Autoria própria.

Na Figura 38 estão destacados, por meio de retângulos vermelhos, três períodos distintos em que havia a atuação de JBNs. Verifica-se que as duas regiões distintas apresentaram, praticamente, os mesmos períodos com presença de JBNs. É possível perceber, visualmente, que os JBNs em Passos são um pouco mais intensos do que os de Furnas.

Também é possível verificar, por meio desta análise visual, que os JBNs que ocorreram nas duas regiões estavam relacionados com ventos mais intensos próximos à superfície. Pode-se inferir isso verificando que nos períodos próximos aos núcleos dos JBNs havia a presença de pequenos picos de ventos mais intensos, se comparados com a série

completa. No período compreendido entre 27/08/2016 00:00 HL e 01/09/2016 00:00 HL, no qual os núcleos de JBNs eram menos intensos os ventos em superfície não atingiram picos tão altos quanto os períodos com JBNs mais intensos. A partir dessas análises, infere-se que tanto os JBNs que ocorreram no município de Guapé (reservatório de Furnas), quanto os que ocorreram no município de Passos estavam relacionados com ventos mais intensos em superfície. A maior intensificação dos ventos em Furnas, comparado a Passos, pode estar associada ao fato das medições do vento às margens do reservatório estarem sujeitas ao efeito da menor rugosidade da superfície aquática, além da influência de efeitos termodinâmicos devido a transição terra-água e efeitos termodinâmicos vale-montanha. Esses três fatores podem atuar junto para a intensificação dos ventos em superfície.

O fato de os núcleos de JBNs serem mais intensos em Passos/MG ao mesmo tempo que os ventos em superfície de Passos/MG terem tido um aumento relativo menor que Guapé/MG pode indicar que há uma maior dissipação da energia vertical em Guapé/MG, ou seja, o fato do JBN em Guapé/MG manifestar ventos mais intensos em superfície ocasiona uma maior distribuição vertical de energia, enquanto em Passos/MG a energia fica mais concentrada no nível da ocorrência do JBN.

A comparação entre estes dois pontos distintos, permite inferir que a ocorrência dos JBNs ocorre em uma maior extensão horizontal, o que sugere uma influência de mecanismos de maior escala horizontal, como exemplo, a baroclinicidade sinótica, na modulação do JBN. É possível levantar essa inferência, pois as duas localidades estavam localizadas suficientemente próximas (aproximadamente 75 km) para estarem sob atuação das mesmas condições sinóticas.

4.7 SIMULAÇÕES COM O WRF

Resultados da distribuição espacial dos JBNs, apresentados na seção 4.2.4, sugerem que os JBNs, detectados segundo limiares definidos na seção 3.4, ocorrem com maior frequência junto a terrenos inclinados, o que motivou realizar simulações numéricas com o WRF para verificar a influência da topografia inclinada na modulação dos eventos de JBNs na região do reservatório de Furnas. Nesta secção são apresentados os resultados da simulação de controle (Simulação 1) e da simulação com topografia modificada (Simulação 2).

A simulação com a topografia modificada fornece condições para avaliar o quanto à inclinação do relevo influenciou na ocorrência do JBN do estudo de caso. No entanto, as simulações abrangeram apenas um único evento, portanto, o resultado apresentado pode não se aplicar para outros eventos que ocorreram na região, pois, sabe-se que os JBNs podem ser ocasionados por diferentes mecanismos, sendo que mais de um ao mesmo tempo pode modular a ocorrência dos JBNs.

A Figura 39 apresenta secção vertical (Tempo x Altura) da velocidade do vento simulada pelo WRF, para a simulação de controle (38a) e com a topografia modificada (38b). Para as duas simulações, considera-se os 3,5 primeiros dias como *spin-up*, sendo que as análises concentrar-se-ão nos resultados gerados a partir do dia 21/09/2016 00:00.



Figura 39 - Secção vertical (tempo x altura) para a simulação com topografia original (a) e para a simulação com topografia modificada (b) para às 03:00 HL do dia 22/09/2016. As hachuras indicam o período de *spin-up* considerado.

Fonte: Autoria própria.

Comparando as duas simulações, é possível verificar que ambas apresentam núcleos característicos de JBNs. A princípio, isto implica que mesmo removendo a inclinação topográfica, houve a formação de JBNs na região do Reservatório de Furnas. Pequenas diferenças entre a intensidade e altura dos JBNs se observa no decorrer do período de ocorrência. No entanto, em uma análise qualitativa, há a presença de JBNs na simulação com topografia modificada, tal como ocorre na simulação de controle.

Perfis individuais para as simulações de controle e com topografia modificada são apresentados na Figura 40a e na Figura 40b, respectivamente. Nas figuras são apresentados os

perfis entre as 21:00h do dia 21/09/2016 até as 07:00h do dia 22/09/2016. Observa-se que, de fato, há diferenças de altura e intensidade quando se compara os JBNs das duas simulações para os mesmos horários. Às 03:00h do dia 22/09/2016, por exemplo, o máximo do perfil de JBN se encontra aproximadamente 100 m mais baixo na simulação com topografia modificada do que na simulação de controle. No entanto, o desenvolvimento dos perfis de JBNs no decorrer da noite se mantém.



Figura 40 - Perfis verticais para a simulação de controle (a) e para simulação com topografia modificada (b).

Fonte: Autoria própria.

Quando se calcula o perfil médio para as duas simulações (Figura 41), ou seja, quando se faz a média entre as mesmas alturas, gerando-se assim um perfil médio para as 13 horas, verifica-se que os perfis médios para cada simulação são bastante similares na altura do ponto de máxima velocidade. Quanto se compara os dois perfis médios da altura de, aproximadamente, 300 m para baixo, verifica-se que o perfil médio gerado a partir dos dados da simulação 2 possui valores de velocidade do vento maiores. Isso pode ser um indicativo de que a remoção da topografia favorece a aceleração do escoamento tendo em vista a remoção da topografia como obstáculo, criando-se assim uma área livre para o escoamento.



Figura 41 - Média dos perfis verticais para a simulação de controle (a) e para a simulação com topografia modificada (b).

Fonte: Autoria própria.

A Figura 42a apresenta uma secção vertical de longitude x altura de velocidade do vento para o horário das 3h00min do dia 22/09/2016, representando a situação típica de JBN. Nela é possível verificar a diferença no perfil topográfico (cor marrom) entre as duas simulações. Enquanto a simulação de controle possui uma suave inclinação de leste a oeste, em direção ao reservatório, a simulação com topografia modificada (Figura 42b) apresenta uma área plana, desconsiderando assim qualquer efeito que o relevo inclinado poderia exercer para a ocorrência de JBNs na região do reservatório de Furnas.



Figura 42 - Secção vertical (longitude x altura) para a simulação de controle (a) e para a simulação com topografia modificada (b)

Em ambas as simulações ocorreram a presença de núcleos de JBNs. Na simulação com topografia modificada, o núcleo apresentou uma forma mais regular longitudinalmente, ou seja, um único núcleo alongado, enquanto na simulação de controle, foi observado núcleos mais intensos de JBNs que parecem estar acompanhando as feições topográficas. Isto é, os JBNs são mais intensos à leste do relevo inclinado. Isso implica, portanto, em uma intensificação dos JBNs devido à presença de relevos inclinados.

O aquecimento/resfriamento diferencial entre vale/montanha pode ocasionar um ciclo diurno no gradiente horizontal de temperatura, e, portanto, uma condição favorável à

Fonte: Autoria própria.

ocorrência de JBNs (HOLTON 1967). Esse gradiente se torna mais acentuado em condições sinóticas de céu claro, pois a perda e/ou o ganho radiativo favorece contrastes térmicos em superfícies com características diferentes. Neste caso, o aumento na energia potencial disponível devido às diferenças vale/montanha sustentam um aumento de produção de energia cinética, o que pode atuar junto com a baroclinicidade sinótica para a intensificação do JBN.

5 CONCLUSÕES

Os resultados encontrados no estudo climatológico mostraram que os JBNs ocorreram em sua maior parte no final do inverno e na primavera, com pico nos meses de setembro e outubro. Esses são eventos predominantemente no final da noite e de madrugada (entre 21 HL e 08 HL). As alturas dos JBNs se situaram predominantemente entre 400 e 800 m acima da superfície e possuíam intensidades entre 10 e 12 ms⁻¹. Verificou-se com esse estudo que os dados de reanálise do ERA5 contêm informações valiosas acerca de JBNs. A combinação dos dados do ERA5 com observações *in situ* mostrou-se uma ferramenta muito útil para a análise de fenômenos na CLP.

A maioria dos JBNs detectados estavam relacionados a um ambiente sinótico caracterizado pela presença de sistemas de alta pressão no oceano. A penetração da crista de alta pressão no Sudeste favorece o estabelecimento de um ambiente baroclínico, isto é, um ambiente com forte gradiente horizontal de temperatura. Neste caso, levanta-se a possibilidade da baroclinicidade sinótica ser um fator que atua na modulação dos JBNs na região do reservatório de Furnas. Verificou-se que o rápido decaimento radiativo no pôr do Sol pode contribuir para o processo de formação do JBN devido ao desacoplamento da CLP, fazendo com que no topo da CLP com os níveis mais próximos a superfície, o escoamento passa a ser dominado pelo gradiente sinótico.

Em ambas as simulações com o modelo WRF (simulações de controle e com topografia modificada), observou-se a ocorrência do JBN. Isso implica que a inclinação do relevo no sentido do reservatório não foi um fator determinante para a ocorrência ou não do JBN. No entanto, verificou-se, a partir das simulações do estudo de caso, que os JBNs são mais intensos quando são situados junto feições inclinadas do relevo. Isso pode ser indicativo de que o aquecimento/resfriamento diferencial entre vale/montanha pode ocasionar um ciclo diurno no gradiente horizontal de temperatura e, portanto, uma condição favorável à ocorrência de JBNs devido ao aumento na energia potencial disponível. Uma forçante térmica devido a presença da inclinação topográfica pode, portanto, atuar junto com a baroclinicidade sinótica para a intensificação do JBN.

Com a análise dos dados de vento medidos próximos à superfície verificou-se que durante a ocorrência de grande parte dos eventos de JBNs detectados ocorreram ventos mais intensos em superfície. De 108 eventos com medições disponíveis, 75 apresentavam valores mais intensos em superfície que coincidiam com os períodos de ocorrência detectados pelo

algoritmo. Analisando o perfil vertical do ERA5 e o vento em superfície para uma localidade no município de Passos, no mesmo período de ocorrência do estudo de caso em Guapé/MG, verificou-se que também havia a presença de JBNs que estavam relacionados a ventos mais intensos em superfície. Os JBNs não são, portanto, restritos a uma escala local, mas possuem uma extensão horizontal mais ampla.

Este estudo, buscou gerar um conhecimento técnico-científico sobre a presença desses eventos na região do reservatório de Furnas, abrindo espaço para que estudos futuros, baseados em uma disponibilidade observacional mais ampla (por exemplo, dados de reanálises do tipo ERA5), possa inferir com mais detalhes sobre as características desses eventos na região. Existe um potencial de previsibilidade desses eventos, tendo em vista que foi verificado que condições sinóticas específicas são predominantes e o modelo WRF conseguiu de forma satisfatória simular a ocorrência do JBN do estudo de caso.

Como sugestões de trabalhos futuros sugere-se utilizar limiares variados para detecção de JBNs, a fim de se identificar casos de JBNs menos intensos que podem causar impactos significativos. Também, sugere-se verificar a relação entre fenômenos de El-Niño e La-Niña com maior ou menor frequência de JBNs e a menor ou maior configuração de condições sinóticas favoráveis à ocorrência dos eventos de JBN. Embora as simulações com o WRF tenham resultado em resultados satisfatórios em relação à formação do JBN, não foi feito nenhum teste de sensibilidade quanto às parametrizações mais adequadas para estudar esses eventos na região de Furnas. Portanto, sugere-se trabalhos futuros que testem diferentes configurações de parametrizações para avaliar as melhores opções.

6 REFERÊNCIAS

AGRIMETSOFT (2019). Online Calculators. Disponível em: https://agrimetsoft.com/calculators/. Acesso em: Julho de 2021.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. International Geophysics Series, v. 42, 1988.

ASSIREU, A.; PIMENTA, F.; SOUZA, V. Assessment of the wind power potential of hydroelectric reservoirs. **Energy resources: development, distribution and exploitation**, p. 1-28, 2011.

BAAS, P. **Turbulence and Low-Level Jets in the Stable Boundary Layer.** 2009. Thesis, Wageningen University, Wageningen, Netherlands, 2009.

BALMEZ, M.; ŞTEFAN, S. On the formation mechanism of low-level jet over bucharest's airports. **Romanian Journal of Physics**, v. 59, n. 7-8, p. 792-807, 2014.

BANTA, R. M.; PICHUGINA, Y. L.; BREWER, W. A. Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 63, n. 11, p. 2700-2719, 2006.

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.

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

CAVALCANTI, I. F. A. Tempo e clima no Brasil. Oficina de textos, 2016.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part II: Preliminary model validation. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 4, p. 587-604, 2001.

CHRISTAKOS, K.; VARLAS, G.; REUDER, J. KATSAFADOS, P.; PAPADOPOULOS, A. Analysis of a low-level coastal jet off the western coast of Norway. **Energy Procedia**, v. 53, p. 162-172, 2014.

CORRÊA, C. S.; DALLAROSA, R. L. G; DEGRAZIA, G. A. Estudo Observacional dos Jatos de Nível Baixo sobre a região metropolitana de Porto Alegre. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 6, n. 4, p. 19-27, 2001.

CHEN, S.; SUN, W. A one-dimensional time dependent cloud model. Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, v. 80, n. 1, p. 99-118, 2002.

DU, Y. e CHEN, G. Heavy rainfall associated with double low-level jets over Southern China. Part 1: Ensemble-based analisys. **Mon. Wea. Rev.**, v 146, p. 3827 – 3844, 2018. DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 20, p. 3077-3107, 1989.

ECMWF. IFS Documentation - Cy36r1. Part III: Dynamics and numerical procedures. 2015,

EGGERS, A. J.; DIGUMARTHI, R.; CHANEY, K. Wind shear and turbulence effects on rotor fatigue and loads control. **J. Sol. Energy Eng.**, v. 125, n. 4, p. 402-409, 2003.

FEDOROVICH, E.; GIBBS, J. A.; SHAPIRO, A. Numerical study of nocturnal low-level jets over gently sloping terrain. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 74, n. 9, p. 2813-2834, 2017.

FISCH, G. F. Atmospheric Boundary Layer: Concepts and Measurements. In: MOREIRA, D; VILHENA, M (Ed.). Air Pollution and Turbulence Modeling and Applications. CRC Press, 2009.

GUALTIERI, G. Reliability of ERA5 Reanalysis Data for Wind Resource Assessment: A Comparison against Tall Towers. **Energies**, v. 14, n. 14, p. 4169, 2021.

GARRATT, J. R. The inland boundary layer at low latitudes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 32, n. 4, p. 307-327, 1985.

GARRATT, J. R. The atmospheric boundary layer. **Earth-Science Reviews**, v. 37, n. 1-2, p. 89-134, 1994.

GLANTZ, M.; H.; RAMIREZ, I. J. Reviewing the Oceanic Niño Index (ONI) to enhance societal readiness for El Niño's impacts. **International Journal of Disaster Risk Science**, v. 11, n. 3, p. 394-403, 2020.

HERSBACH, H. et al. The ERA5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 730, p. 1999-2049, 2020.

HOECKER, W. H. Three southerly low-level jet systems delineated by the Weather Bureau special pibal network of 1961. **Mon. Wea. Rev**, v. 91, p. 573-582, 1963.

HOLTON, J. R. The Diurnal Boundary Layer Wind Oscillation above Sloping Terrain, **Tellus**, v. 19, p. 199–205, 1967

JAKOBSON, L. et al. Low-level jet characteristics over the Arctic Ocean in spring and summer. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 21, p. 11089-11099, 2013.

JANJIĆ, Z.I. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes, **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 927-945, 1994

JANJIĆ, Z.I. Comments on "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models", **Journal Atmospheric Science**., v. 57, p. 3686, 2000

JANJIĆ, Z.I., Nonsingular Implementation of the MellorYamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model, **NCEP Office Note**, v. 437. 2002

KALVERLA, P. C.; DUNCAN JR, J. B.; STEENEVELD, G. J.; HOLTSLANG, A. A. Lowlevel jets over the North Sea based on ERA5 and observations: together they do better. **Wind Energy Science**, v. 4, n. 2, p. 193-209, 2019.

KARAM, H. A. **Estudo do jato de baixos níveis de Iperó e das implicações no transporte de poluentes no Estado de São Paulo**. Tese (Doutorado em meteorologia). Instituto de agronomia, geofisica e ciencias atmosféricas Universidade de São Paulo, São Paulo. 2002.

KARIPOT, A. et al. Nocturnal CO2 exchange over a tall forest canopy associated with intermittent low-level jet activity. **Theoretical and applied climatology**, v. 85, n. 3, p. 243-248, 2006.

KRAUS, H.; MALCHER, J.; SCHALLER, E. A nocturnal low level jet during PUKK. **Boundary-layer meteorology**, v. 31, n. 2, p. 187-195, 1985.

KELLEY, N. et al. Lamar low-level jet program interim report. National Renewable Energy Lab., Golden, US, 2004.

KNAPP, K. R.; ANSARI, S.; BAIN, C. L.; BOURASSA, M. A.; DICKINSON, M. J.; FUNK, C.; HELMS, C. N.; HENNON, C. H.; HOLMES, C. D.; HUFFMAN, G. J.; KOSSIN, J. P.; LEE, H. - T.; LOEW, A.; MAGNUSDOTTIR, G. 2011: Globally gridded satellite (GridSat) observations for climate studies. **Bulletin of the American Meteorological Society**, n. 92, p. 893-907, 2011.

LIU, H.; HE, M.; WANG, B.; ZHANG, Q. Advances in low-level jet research and future prospects. **Journal of Meteorological Research**, v. 28, n. 1, p. 57-75, 2014.

MAHRT, L. et al. An observational study of the structure of the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 17, n. 2, p. 247-264, 1979.

MADDOX, R. A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 7, p. 1475-1493, 1983.

MAHRT, L. Stratified atmospheric boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, n. 3, p. 375-396, 1999.

MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M. W.; DIAS, P. L. Silva. The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 47-11-LBA 47-11, 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.

MEANS, L. L. On thunderstorm forecasting in the central United States. **Monthly Weather Review**, v. 80, n. 10, p. 165-189, 1952.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851-875, 1982.

MLAWER, E. J. et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D14, p. 16663-16682, 1997.

MONTINI, T. L.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. The South American low-level jet: A new climatology, variability, and changes. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 3, p. 1200-1218, 2019.

MOREIRA, R. Embarcação com 20 pessoas afunda no Lago de Furnas (MG). Disponível em: <(https://noticias.uol.com.br/ultimas-noticias/agenciaestado/2017/09/08/embarcacao-com-20-)>. 2017. Acesso em: 18 de dezembro de 2017.

NASCIMENTO, G. M.; HERDIES, D. L.; OLIVEIRA, S. D. The South American water balance: the influence of low-level jets. **Journal of Climate**, v. 29, n. 4, p. 1429-1449, 2016.

OLAUSON, J.: ERA5: The new champion of wind power modelling? **Renewable Energy**, v. 126, p. 322 - 331, 2018.

OLIVEIRA, M. I.; NASCIMENTO, E. L.; KANNENBERG, C. A new look at the identification of low-level jets in South America. **Monthly Weather Review**, v. 146, n. 7, p. 2315-2334, 2018.

PELLEGRINI, C. C.; ARAUJO, C.; REIS, A.; PIMENTA, F. M.; ASSIREU, A. T. Análise do Desempenho do Modelo WRF num Episódio de Vento Intenso e Persistente num Grande Reservatório Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 34, n. 1, p. 121-138, 2019.

POWERS, J. G. et al. The weather research and forecasting model: Overview, system efforts, and future directions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 8, p. 1717-1737, 2017.

RANJHA, R.; SVENSSON, G.; TJERNSTRÖM, M.; SEMEDO, A. Global distribution and seasonal variability of coastal low-level jets derived from ERA-Interim reanalysis. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 65, n. 1, p. 20412, 2013.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. D.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista brasileira de meteorologia**, v. 25, p. 185-204, 2010.

REIS, A. L. **Jatos de baixos níveis noturnos modulando a qualidade da água em extensos sistemas aquáticos tropicais**. 2019. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2019.

SANTOS, J. G. M.; CAMPOS, C. R. J.; LIMA, K. C. Análise de jatos de baixos níveis associados a um sistema convectivo de mesoescala na américa do sul: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26, n. 4, p. 451-468, 2008.

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

SEDEFIAN, L. On the vertical extrapolation of mean wind power density. **Journal of Applied Meteorology**, v. 19, n. 4, p. 488-493, 1980.

SCHEPANSKI, K. et al. Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models. Journal of geophysical research: atmospheres, v. 114, n. D10, 2009.

SHAPIRO, A.; FEDOROVICH, E. Analytical description of a nocturnal low-level jet. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 136, n. 650, p. 1255-1262, 2010.

SHAPIRO, A.; FEDOROVICH, E.; RAHIMI, S. A unified theory for the Great Plains nocturnal low-level jet. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 73, n. 8, p. 3037-3057, 2016.

SILVA, A. L. **Monomotor caiu em MG durante tentativa de pouso em água**. Disponível em; <(http://g1.globo.com/mg/centro-oeste/noticia/2016/04/pai-e-filho-deitauna-morrem-apos-queda-demonomotor-no-sul-de-mg.html>. 2016. Acesso em: 18 de dezembro de 2017.

SILVA, C. Corpos de irmãos que desapareceram no Lago de Furnas são encontrados. Disponível

em:<(https://www.em.com.br/app/noticia/gerais/2017/06/30/interna_gerais,880407/corposdeirmaosque-desapareceram-no-lago-de-furnas-sao-encontrados.shtml)>. 2017. Acesso em: 18 de dezembro de 2017.

SKAMAROCK, W. C. et al. A description of the advanced research WRF model version 4. National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO, USA, p. 145, 2019.

SORBJAN, Z. Structure of the atmospheric boundary layer. 1989.

SOUSA, A. M. L.; CAMPOS, C. R. J.; ROCHA, E. J. P. Episódio de jatos de baixos níveis no litoral norte e nordeste do estado do Pará: um estudo de caso de 21-22 de abril de 2002. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 334-340, 2008.

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

STORM, B.; BASU, S. The WRF model forecast-derived low-level wind shear climatology over the United States Great Plains. **Energies**, v. 3, n. 2, p. 258-276, 2010.

STORM, B.; DUDHIA, J.; BASU, S.; SWIFT, A.; GIAMMANCO, I. 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.

STULL, R. B. An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academin Publishers, 1988.

UCCELLINI, L. W.; KOCH, S. E. The synoptic setting and possible energy sources for mesoscale wave disturbances. **Monthly weather review**, v. 115, n. 3, p. 721-729, 1987.

VALE, J. H. **Helicóptero em Capitólio seguem internadas**. Disponível em:<(https://www.em.com.br/app/noticia/gerais/2017/01/23/interna_gerais,841777/vitimasde-acidente-com-helicoptero-em-capitolio-seguem-internadas.shtml)>. 2017. Acesso em 18 de dezembro de 2017.

VANDERWENDE, B. J.; LUNDQUIST, J. K.; RHODES, M. E.; TAKLE, E. S.; IRVIN, S. L. Observing and simulating the summertime low-level jet in central Iowa. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 6, p. 2319-2336, 2015.

VAN DE WIEL, B. J. H et al. A conceptual view on inertial oscillations and nocturnal lowlevel jets. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 67, n. 8, p. 2679-2689, 2010.

VERA, C. et al. Towards a unified view of the American Monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4977-5000, 2006.

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

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. Atmospheric science: an introductory survey. Elsevier, 2006.

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

WIPPERMANN, F. Numerical study on the effects controlling the low-level jet. **Beiträge zur Physik der Atmosphäre**, v. 46, n. 2, p. 137-154, 1973.

WU Y. e RAMAN S. Effect of Land-use Pattern on the Development of Low-Level Jets. J. Appl. Meteorol. v. 36, p. 573–590, 1997

ANEXO A

Estatísticas utilizadas na validação do dado do ERA5 com os dados do LiDAR

(a) Coeficiente de Correlação de Pearson

O Coeficiente de Correlação de Pearson é um teste que mede a relação estatística, ou associação entre duas variáveis contínuas. Esta estatística é conhecida como o melhor método para medir a associação entre duas variáveis de interesse, pois é baseada no método da covariância. Esse teste fornece informações sobre a magnitude da associação e, também, a direção dessa relação. Trata-se, portanto, de uma medida de quão intensa é a relação linear entre duas variáveis. A fórmula de r é dada por:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n} (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (P_i - \bar{P})^2}}$$
(5)

onde O_i é o valor observado, P_i é o valor obtido do modelo, \overline{O} é a média das observações e \overline{P} é a média dos valores do modelo.

(b) Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE)

A raiz do Erro Quadrático médio (RMSE) é uma métrica utilizada com frequência para medir a diferença entre valores previstos por modelo e observações advindas do ambiente modelado. Essa estatística fornece uma medida de poder preditivo do modelo, fornece a informação de quanto erro existe entre dois conjuntos de dados. Em suma, o RMSE compara um valor modelado com um valor observado ou conhecido. A fórmula do RMSE é a seguinte:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} \left(x_{obs,i} - x_{model,i} \right)^2}{n}}$$
(6)

Onde: X_{obs,i} é o valor observado e X_{model,i} é o valor do modelo.

(c) Erro médio de BIAS (MBE)

O erro médio de BIAS, tipicamente, não é utilizado como uma medida de quão grande é o erro do modelo, pois erros individuais significativos nos dados do modelo também podem produzir um baixo valor de MBE. Essa métrica é principalmente utilizada para estimar o viés médio no dado previsto, podendo assim ser utilizada para tomar decisões quanto a correção do viés do modelo. Um MBE positivo na velocidade do vento significa que o conjunto de dados está superestimado. No caso da direção do vento, um MBE positivo indica um desvio para o sentido horário. A fórmula do MBE é apresentada a seguir:

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (P_i - O_i)$$
(7)

Onde Oi é a observação e Pi é o valor do modelo.

ANEXO B

Gráficos de dispersão entre os dados medidos pelo LiDAR e dados extraídos da reanálise ERA5.

Figura 43 - Gráficos de dispersão entre os dados medidos pelo LiDAR e dados extraídos da reanálise ERA5 para os níveis de 10 m (a), 79 m (b), 139 m (c) e 200 m (d).



Fonte: Autoria própria.