

Os Reservatórios e o Clima: Uma Introdução ao Tema

The Reservoirs and the Climate: An Introductory Survey

Claudio de Castro Pellegrini

Departamento de Ciências Térmicas e dos Fluidos

Universidade Federal de São João del Rei, Brasil

pelle@ufsj.edu.br

Resumo

Muito do conhecimento que possuímos atualmente sobre o comportamento do sistema terrestre é proveniente de simulação numérica. Isso se deve ao fato de soluções analíticas para as equações de governo do sistema serem inexistentes, para casos de interesse prático, e dos dados observacionais disponíveis serem esparsos e irregularmente distribuídos no planeta. Em conjunto, essas restrições praticamente impedem investigações por meios analíticos e observacionais nos tempos atuais, obrigando os pesquisadores a recorrer à modelagem computacional. Contudo, simulações numéricas são apenas tão boas quanto o modelo matemático e os dados de entrada utilizados. Por isso, é importante compreender o processo através do qual a dinâmica atmosférica é representada computacionalmente, quais seus limites e quais as suas restrições. Este é um texto introdutório destinado a revisar conceitos importantes de simulação numérica da atmosfera. Ele começa descrevendo resumidamente os programas de computador utilizados para este fim, depois prossegue apresentando o conhecimento atual sobre a influência de grandes corpos de água sobre a baixa atmosfera, parte dele baseados em simulação. Termina realizando um estudo de caso para ilustrar os limites atuais da simulação de alta resolução aplicada ao reservatório de uma grande usina hidrelétrica brasileira.

Palavras-chave: reservatórios, clima local e regional, simulação numérica da atmosfera.

Abstract

Much of the knowledge we currently have about the behavior of the terrestrial system comes from numerical simulation. This is due to the fact that analytical solutions for the system's governing equations do not exist for cases of practical interest, and that the observational data available is sparse and irregularly distributed on the planet. Together, these restrictions practically hinder investigations by analytical and observational means at the present time, forcing researchers to resort to computational modeling. However, numerical simulations are only as good as the mathematical model and the input data used. Therefore, it is important to understand the process by which the atmospheric dynamics is computationally represented, what are their limits and what are their restrictions. This is an introductory text designed to review important concepts of numerical simulation of the atmosphere. It begins by briefly describing the computer programs used for this purpose, then goes on to present the current knowledge about the influence of large bodies of water on the lower atmosphere, part of which is based on simulation. It ends by presenting a case study to illustrate the current limits of high-resolution simulation applied to the reservoir of a large Brazilian hydroelectric plant.

Keywords: reservoirs, local and regional climate, numerical simulation of the atmosphere.

1. INTRODUÇÃO

A percepção de que grandes corpos d'água alteram o clima local com certeza não é recente. Fenômenos como monções e brisas marítimas pertencem ao conhecimento popular desde que o ser humano deixou de ser nômade. Contudo, a alteração do clima local devido a causas antropogênicas é bem mais recente, como os primeiros grandes reservatórios de centrais hidroelétricas sendo criados apenas no início do século XX. Ainda assim, a percepção de que tais alterações possam ser relevantes e, de alguma forma, impactar a saúde, economia e o bem estar da população local, remonta a apenas algumas décadas e sem dúvidas não está isenta de questões polemicas.

Felizmente, os recursos tecnológicos atuais nos permitem avaliar tais questões de um ponto de vista estritamente objetivo. Seja por meio de dados observacionais ou de modelagem matemática, hoje é possível avaliar alguns aspectos do impacto causado pelos grandes corpos d'água artificiais sobre a baixa atmosfera e, conseqüentemente, sobre o ser humano. Não que isso seja uma tarefa trivial, mas definitivamente já não se depende mais da sabedoria popular ou do conhecimento anedótico para tal.

O presente texto apresenta uma breve introdução às mudanças climáticas locais associadas à criação de grandes corpos d'água artificiais. Sem a pretensão de ser um trabalho abrangente, o texto foca em descrever como a moderna simulação numérica da atmosfera é capaz de descrever algumas das mudanças esperadas no entorno de tais reservatórios.

2. SIMULAÇÃO NUMÉRICA DA ATMOSFERA

A despeito dos esforços realizados por cientistas de todas as áreas nas últimas décadas, a dinâmica do sistema terrestre ainda está longe de ser compreendida. O acoplamento existente entre a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera e a biosfera impossibilita qualquer análise mais aprofundada do sistema de equações que rege o sistema, mesmo nos casos mais simples. Ainda que se considere a atmosfera separadamente dos outros sistemas, a complexidade matemática remanescente e a falta de entendimento completo da mecânica da turbulência impossibilitam a obtenção de conclusões aplicáveis, exceto em casos específicos ou idealizados.

Em virtude disso, a tendência na abordagem do sistema terrestre tem sido a simulação numérica. Isso tem sido feito com o uso de programas de computador denominados *Modelos*, que procuram reproduzir a complexa dinâmica do sistema que pretendem descrever. Eles serão detalhados a seguir.

2.1. Modelos

Modelos matemáticos podem ser vistos como uma representação simplificada da realidade, ou de parte de sistema complexo, utilizando equações matemáticas. O fato de a realidade poder ser representada por equações matemáticas é um fato ao mesmo tempo universalmente aceito e bastante questionado. Será a Matemática a linguagem na qual o Universo naturalmente se expressa ou será ela um conjunto de regras criadas à imagem e semelhança de como se percebe que o Universo funciona? Segundo a primeira hipótese ela é descoberta e de acordo com a segunda ela é criada. Ambas, contudo, explicam o fato de que a matemática de fato funciona.

Sem intenção de embarcar em tal discussão filosófica, definimos aqui um Modelo matemático, ou simplesmente um Modelo, como um conjunto de equações que descrevem o comportamento de um sistema qualquer, ou seja, um conjunto de equações que pode ser usado para prever estados futuros de um sistema a partir de condições iniciais e de contorno conhecidas. Existem, portanto, modelos que descrevem sistemas físicos, químicos, de dispersão de doenças ou de poluentes, da evolução cambial de um país, do esgotamento das reservas de combustível fóssil etc.

Entretanto, resolver as equações obtidas por métodos analíticos nem sempre é possível ou conveniente. Deste modo, muitas vezes são empregados métodos numéricos, técnicas pelas quais os problemas matemáticos são formulados de modo que possam ser resolvidos apenas com operações aritméticas. Utilizando um ou mais métodos numéricos é possível criar um código computacional para resolver o modelo matemático de um determinado problema. Tal código recebe o nome de modelo numérico.

Os modelos numéricos que iremos tratar aqui serão aqueles empregados para descrever o sistema terrestre e, em especial, a atmosfera.

2.2. Modelos atmosféricos

Segundo a nossa definição, modelos atmosféricos são um conjunto de equações capazes de descrever o comportamento da atmosfera associado a um ou mais métodos numéricos que permita sua solução. Os Modelos Atmosféricos como conhecemos hoje evoluíram a partir de rotinas computacionais altamente simplificadas das equações de governo da atmosfera, destinadas a modelar situações específicas¹, mas hoje já é possível reproduzir de forma confiável a dinâmica atmosférica através deles. Tais modelos são rotineiramente utilizados nas previsões operacionais do tempo que nos chegam através da mídia, em estimativas do potencial eólico, em avaliações do impacto antropogênico sobre a atmosfera (nos estudos de mudança climática), na previsão de eventos severos, na estimativa de espalhamento de poluentes e de incêndios florestais, dentre muitas aplicações

¹ Nesse sentido, o ENIAC foi usado em 1950 para criar o que pode ser considerada a primeira previsão do tempo.

relevantes. Todos os países desenvolvidos possuem um órgão governamental de previsão do tempo e estudos climáticos, bem como atlas eólicos obtidos por simulação.

Dentre os muitos modelos atmosféricos atualmente em uso, cada um é dedicado a simular o sistema atmosférico em determinadas escalas espaciais e temporais. Os modelos que resolvem as maiores escalas do problema são denominados AGCMs (*Atmospheric Global Circulation Models*) e, como o nome indica, resolvem a circulação atmosférica global. Os mais conhecidos AGCMs atualmente incluem o GFS (Global Forecast System) desenvolvido pelo NOAA, o GEM (Global Environmental Multiscale Model) desenvolvido pelo Meteorological Service of Canada, o IFS do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, o UM (Unified Model) do UK Meteorological Office, o ICON do German Weather Service e o ARPEGE do French Weather Service. O Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos brasileiro (CPTEC), utiliza o BAM (*Brazilian Global Atmospheric Model*).

Com o sucesso da modelagem atmosférica, surgiram modelos oceânicos, da criosfera, da biosfera e de outros sistemas terrestres. Com o tempo, tais modelos foram sendo acoplados entre si. O resultado mostrou melhoras consideráveis na capacidade preditiva dos modelos acoplados em relação aos isolados, a despeito da grande complexidade envolvida no acoplamento. O primeiro modelo a combinar os processos oceânicos e atmosféricos foi desenvolvido no final dos anos 1960 no NOAA *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*.

Nos primórdios de seu desenvolvimento, os modelos só podiam ser implementados em computadores de grande porte, devido à velocidade de processamento e capacidade de armazenamento de dados requerida. Atualmente, contudo, eles vêm se tornando portáteis e muitos resultados de interesse já podem ser obtidos em microcomputadores de alto desempenho, desde que o problema abordado seja de âmbito regional ou de eventos específicos.

Em relação aos modelos globais tem-se, por exemplo, os OGCMs (*Ocean Global Circulation Models*), que podem ser acoplados aos AGCMs para formar um modelo de circulação geral oceano-atmosfera (CGCMs ou AOGCMs). Com a adição de um modelo de gelo marinho e um modelo de interação solo-superfície, eles se tornam a base para um modelo climático completo. Para que se possa usar tais modelos em estimativas de mudança climática, eles devem ainda permitir mudanças na composição da atmosfera, para acomodar os diversos cenários de emissões antropogênicas futuras, e também dos oceanos e da cobertura e ocupação do terreno.

Modelos dedicados a escalas espaciais abaixo da escala global são denominados modelos regionais ou de área limitada (limited area models - LAMs). Caso eles sejam dedicados a descrever fenômenos em escalas menores que a sinóptica, mas ainda maiores que a microescala (entre 2 e 2.000 km) eles são denominados modelos de mesoescala. Dentre os mais usados figuram o RAMS

(*Regional Atmospheric Modelling System*) e seu equivalente brasileiro, o BRAMS, além dos bem conhecidos ETA e WRF (*Weather Research and Forecasting Model*).

Os modelos de microescala, adequados a estudos em escalas abaixo dos 2 km, foram inicialmente criados por pequenos grupos de pesquisadores e eram em geral baseados em soluções obtidas para casos específicos. Um exemplo é o MS3DJH (WALMSLEY *et al.*, 1986; TAYLOR *et al.*, 1983). Posteriormente, tais modelos evoluíram para projetos feitos de forma colaborativa por grupos de grande porte, como o MITRAS², da Universidade de Hamburgo (SALIM *et al.*, 2003) e o ARPS, da Universidade de Oklahoma (XUE *et al.*, 2000, 2001). Algumas tendências modernas parecem ser a de criar modelos que transcendam as escalas, a de aumentar a resolução dos modelos de mesoescala até o limite da microescala e a de utilizar programas de CFD (*computational fluid dynamics*) nos estudos.

Um desenvolvimento recente e bastante promissor na linha dos modelos que transcendem escalas é o MPAS (*MODEL FOR PREDICTION ACROSS SCALES et al.*, 2012). Trata-se de um modelo compressível e não hidrostático, baseado em volumes finitos, discretizado usando células hexagonais de resolução variável (Figura 1).

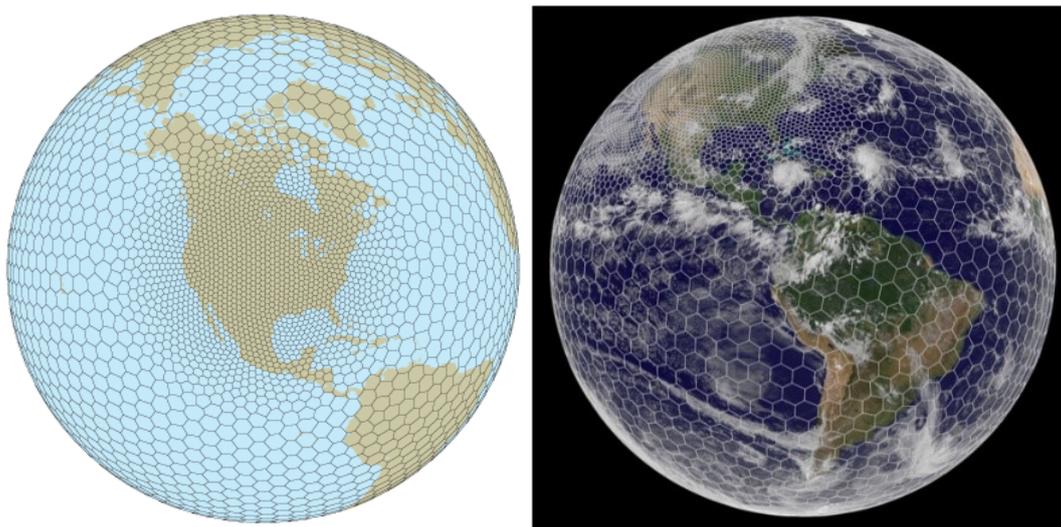


Figura 1 - Resolução variável da grade de Voronoi utilizada no MPAS.

Fonte <http://mpas-dev.github.io/>

Dentre os modelos de microescala adaptados ao uso em mapeamento eólico, destacam-se o WASP (Wind Atlas Statistical Package), o MS-Micro e o WindMap (BROWER *et al.*, 2004). Também tem se tornado popular o uso do método de LES (*large eddy simulation*) em todo tipo de simulação atmosférica.

² MITRAS é um modelo capaz de resolver o escoamento atmosférico a nível de obstáculos, resolvendo simultaneamente as equações de governo da química atmosférica e da dispersão de poluentes, resolvendo também os campos de velocidade do vento e temperatura

2.3. Configurações de um modelos atmosférico

Define-se como domínio do modelo numérico a região do espaço das variáveis independentes do modelo matemático onde se realiza a simulação. O conceito de domínio computacional é idêntico ao usado nas soluções analíticas de equações diferenciais. Os domínios podem ser isolados ou aninhados, isto é, a simulação pode ou não ser realizada com domínios menores dentro de um domínio maior, como ilustra a **Erro! Fonte de referência não encontrada.**

Durante a solução das equações do modelo matemático, e dependendo do método numérico utilizado, os domínios são divididos em partes, ou discretizados. Ao resultado desta divisão dá-se o nome de grade ou malha numérica. A distância entre dois pontos de grade é o espaçamento de grade. Em problemas dependentes do tempo, o domínio temporal também deve ser discretizado, sendo a distância entre dois pontos de grade denominada passo de tempo. Diz-se que a resolução numérica espacial e temporal do modelo aumenta à medida que o espaçamento de grade e o passo de tempo diminuem respectivamente e vice-versa. Naturalmente, devido às limitações de recursos computacionais, a resolução dos modelos tende a diminuir à medida que o domínio aumenta. Os GCMs, portanto, rodam com resolução numérica relativamente grosseira enquanto os modelos de microescala rodam com resoluções bastante altas.

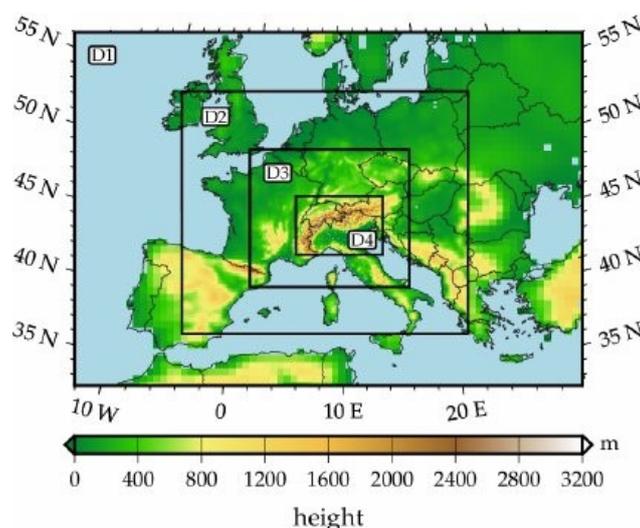


Figura 2 - Domínios aninhados. Reproduzido de Gomez-Navarro *et al.*, (2015).

Durante a solução numérica do modelo matemático, as variáveis recebem valores apenas nos pontos de interseção da grade numérica (

Figura 3, esq.). O problema é, portanto, resolvido apenas nestes pontos. Os processos que ocorrem em dimensões menores que o espaçamento de grade são chamados processos de escala sub-

grade e são resolvidos implícitamente pelo modelo, enquanto os processos que ocorrem em dimensões maiores são resolvidos explicitamente. A

Figura 3 (dir.) ilustra tais processos em AGCMs. A modelagem matemática usada para descrever os processos sub-grade, é chamada parametrização, e constitui-se de um conjunto de equações que relaciona as variáveis sub-grade com as variáveis explícitas do modelo matemático. Por mais inadequados que os termos possam parecer, em modelos atmosféricos a parte resolvida explicitamente é denominada a *dinâmica* do modelo, enquanto a parte parametrizada é denominada a sua *física*.

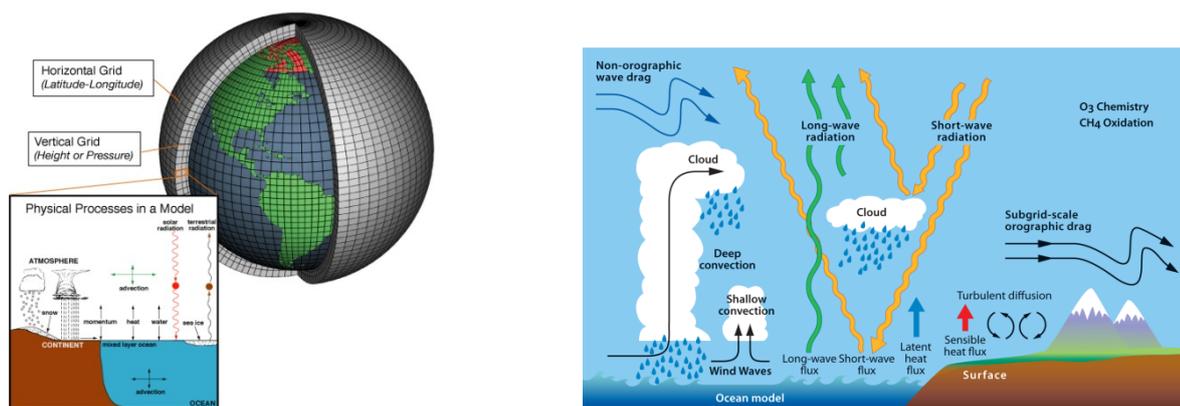


Figura 3 - Exemplo de grade numérica utilizada em modelos globais (esq.). Processos parametrizados na maioria dos modelos.

Fonte: <https://www.climate.gov/maps-data/primer/climate-models>.

As condições de contorno utilizadas em uma solução numérica são da mesma natureza das utilizadas na solução das equações diferenciais parciais que compõe o modelo matemático: expressões que definem os valores que as variáveis dependentes devem assumir ao longo do tempo em cada um dos limites espaciais do domínio. Semelhantemente, as condições iniciais definem os valores que as variáveis dependentes devem assumir no início da simulação do tempo em todo o domínio. O número total de condições de fronteira (iniciais e de contorno) depende obviamente da forma das equações no modelo matemático.

Em modelos atmosféricos, os dados de inicialização são o conjunto de dados contendo as condições de fronteira necessárias à rodada do modelo. Eles se dividem em dados estáticos e meteorológicos. Os dados estáticos são essencialmente informações sobre topografia, corpos d'água, cobertura e uso do terreno (LULC – do inglês *land use, land cover*) e tipo de solo. Eles recebem este nome porque seus valores permanecem constantes durante toda a rodada. Os dados meteorológicos, por outro lado (vento, temperatura, pressão, umidade etc.) mudam ao longo do tempo nos contornos do domínio. Os AGCMs, por serem modelos globais, necessitam apenas de dados estáticos e do “topo” da atmosfera, enquanto os LAMs precisam, além destes, de dados meteorológicos para as fronteiras do domínio. Em uma previsão operacional do tempo tais dados não estão disponíveis ao

longo da previsão, devendo ser fornecidos por um AGCM, cuja rodada evidentemente precede a do LAM.

Denomina-se resolução dos dados ao espaçamento de grade e passo de tempo dos dados de inicialização. A Figura 4 mostra dados estáticos de topografia em duas resoluções espaciais.

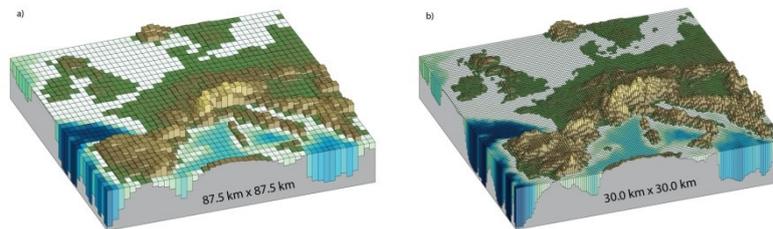


Figura 4 - Modelo digital do terreno em duas resoluções.
Fonte: adaptado de Cubasch *et al.*, (2013).

Evidentemente, para ser usados os dados meteorológicos precisam estar na forma requerida pelo modelo, com valores como pressão, temperatura, umidade e velocidade definidos em cada ponto de grade. Em contraste, os dados observacionais brutos têm uma distribuição espacial diferente da grade do modelo e por vezes não incluem todos os valores necessários, estando também sujeitos a erros e inconsistências de observação dependentes da variável sendo medida e do tipo do sensor utilizado. Para adaptação dos dados brutos à inicialização dos modelos faz-se necessário o uso de um conjunto de técnicas conhecido como análise objetiva. Nestas, os dados brutos são filtrados (em busca de valores incoerentes) e interpolados para a grade do modelo global usando funções de ponderação ou técnicas de análise variacional (Pielke, 2002). Uma explicação detalhada deste método está além do escopo desta introdução, mas pode ser encontrada em Sasaki (1970). Os dados resultantes são denominados dados de análise e já podem ser utilizados para inicializar rodadas de um modelo regional, fornecendo as condições de contorno ao longo do período de integração. Se, por exemplo, um modelo regional tiver que ser integrado durante uma semana, dados de análise de um modelo global precisarão ser gerados por sete dias. Evidentemente, o processo introduz erros na rodada do modelo regional, que são tanto maiores quanto maior for o tempo de integração do modelo global.

Em muitas situações, como na estimativa de potenciais eólicos regionais ou na reprodução de eventos severos ocorridos, pode ser necessário inicializar um modelo regional em um momento do passado. Para isso são utilizados dados de reanálise (*retrospective analysis*). Tais dados são gerados tomando os dados de análise do momento considerado e realizando com eles uma curta rodada de um modelo global. Isso elimina incoerências nos dados, uma vez que o modelo matemático foi satisfeito. A rodada é tão curta quanto possível para evitar o acúmulo de erros na integração ao

longo do tempo. Os resultados são arquivados por institutos como o NCEP³ e ficam disponíveis. Por serem resultantes de simulação, eles incluem uma diversidade de campos derivados, como umidade do solo, parcelas de calor, fluxos turbulentos etc., para os quais praticamente não existem dados brutos. Dados de reanálise são, portanto, gerados de forma semelhante aos de análise, mas com duas importantes diferenças:

- (i) Eles não são gerados em tempo real;
- (ii) Eles são gerados apenas para um espaço de tempo igual ao intervalo necessário para que o próximo arquivo de dados observacionais bruto esteja disponível e depois são arquivados.

Com isso, fica à disposição dos usuários um grande arquivo de dados de inicialização, cobrindo por vezes um período de décadas. O NCEP/NCAR, por exemplo, possui arquivos⁴ com resolução espacial de 1 grau e temporal de seis horas, com cobertura global, desde o ano de 1999.

Dados de reanálise vêm sendo considerados os mais confiáveis dados atmosféricos, depois dos dados brutos devidamente filtrados, ou mesmo antes (veja Parker, 2016, para uma discussão sobre as diferenças entre dados brutos e reanálise). Por este motivo eles são amplamente utilizados em pesquisa. Algumas vantagens dos dados de reanálise sobre os dados brutos são:

- Consistência física;
- Cobertura espacial global, permitindo simulação em qualquer local do planeta;
- Cobertura temporal de longo prazo, permitindo a simulação de períodos ou eventos pretéritos;
- Podem ser interpolados para qualquer região ou utilizados na forma em que se encontram.

Um exemplo do uso de dados de reanálise em sua forma original pode ser visto na Figura 5, que mostra o potencial eólico mundial médio entre os anos de 1997 e 2003, a 100 m acima da superfície, obtido por dados de reanálise gerados pelo modelo global MERRA.

Algumas desvantagens dos dados de reanálise são:

- Eles dependem da qualidade dos dados brutos utilizados;
- Eles dependem da qualidade do AGCM utilizado;
- Baixa resolução espacial e temporal quando comparado aos resultados obtidos por modelos regionais.

³ *National Centers for Environmental Prediction*

⁴ <https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/?hash=!access>

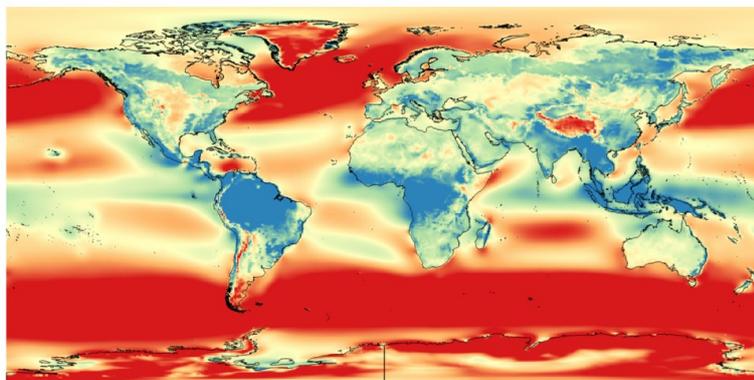


Figura 5 - Potencial eólico global anual médio a 100 m acima da superfície, obtido de dados de reanálise.

Fonte: <https://aera.ga.gov.au/#!/wind>

Conclusões obtidas de dados de reanálise devem, portanto, ser consideradas com cautela, posto que tais dados são apenas tão bons quanto o GCM que os originaram.

3. A INFLUÊNCIA ESPERADA DE GRANDES RESERVATÓRIOS SOBRE A BAIXA ATMOSFERA

A instância mais conhecida da influência dos grandes corpos d'água sobre a circulação atmosférica local é certamente a ocorrência das brisas marítima e terrestre, como ilustra a Figura 6. Estes ventos costeiros de mesoescala são causados pela taxa de aquecimento desigual da terra e da água (Stull, 1997) em virtude de seus diferentes calores específicos. Durante o dia, a terra se aquece mais rapidamente do que a água adjacente, produzindo uma região de baixa pressão local (**L**, na Figura 6) nas camadas inferiores da atmosfera, à medida que o ar se expande. O ar sobre a água, porém, permanece mais frio do que o ar sobre a terra, caracterizando uma zona de alta pressão local (**H**) acima da água. O efeito desta distribuição desigual de pressões é uma circulação que sopra da superfície do mar em direção à terra (da alta para a baixa pressão), criando o vento periódico conhecido como brisa marítima. À noite, o processo se inverte, caracterizando a brisa terrestre. A penetração da fase diurna da brisa, perpendicular à costa, situa-se entre 20 e 50 km (Stull, 1997), podendo chegar a 100 km (SÍMPSON *et al.*).

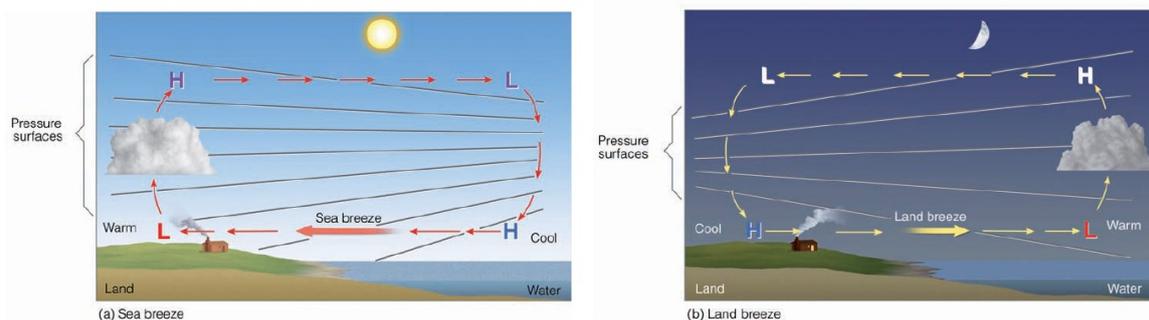


Figura 6 - Modelo conceitual das brisas marítima e terrestre.

Fonte: Ahrens (2009)

Em geral, as brisas interagem tanto com o vento de larga escala quanto com o relevo, podendo formar um padrão de escoamento complexo. Se o vento de escala sinóptica estiver na mesma direção da brisa marítima, ela pode penetrar muito mais do que o esperado sobre terra. Garrat (1987) reporta frentes de brisa ocasionalmente detectadas a 400 km da costa na Austrália. Se a brisa marítima estiver na direção oposta dos ventos sinópticos, ela pode estacionar na linha costeira ou mesmo ser totalmente cancelada. Com relação ao relevo, sabe-se que, ao encontrar cadeias montanhosas, a brisa marítima pode reforçar ou reduzir as brisas vale-montanha (Stull, 1977), circulações térmicas transversais aos vales, ilustradas na **Erro! Fonte de referência não encontrada.** e descritas a seguir.

Na presença de montanhas ou colinas, o resfriamento radiativo da superfície durante a noite resfria o ar diretamente em contato. Este ar frio e mais denso tende a descer as encostas, recebendo o nome de vento catabático. No caso haver vales criados por montanhas adjacentes, os dois ramos da circulação catabática podem convergir no fundo do vale e uma fraca circulação central de retorno pode aparecer, elevando o ar em direção às cristas. Caso o terreno apresente inclinação na direção transversal ao vale, o ar frio aí reunido continua a ser drenado para os terrenos mais baixos. Isso ocorre com frequência no relevo adjacente aos rios que formam grandes reservatórios de usinas hidroelétricas, com o ar frio terminando no ponto mais baixo, o reservatório, lá criando uma inversão térmica e, frequentemente, neblina. Na fase diurna da brisa, a radiação solar aquece o ar diretamente em contato com as encostas, criando uma brisa encosta acima, denominada vento anabático. Esse tipo de circulação está frequentemente associado à nebulosidade e precipitação observada em regiões montanhosas.

Caso o ar da brisa marítima esteja em condições suficientemente instáveis (em geral ar mais quente e menos denso), ele pode reforçar a brisa de vale. Caso o ar esteja mais estável (em geral mais fresco e mais denso), ele pode tender a contornar as montanhas ao invés de passar sobre elas, criando canais preferenciais para o escoamento (Ahren, 2009).

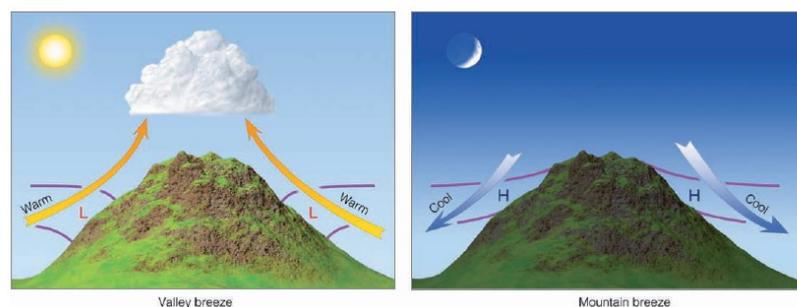


Figura 7 - Modelo conceitual das brisas vale-montanha.

Fonte: Ahrens (2009)

Quando dois ramos opostos da brisa marítima se encontram em uma ilha ou península, eles formam o efeito conhecido como zona de convergência da brisa. Pielke (1974), por exemplo,

verificou que previsões do fenômeno obtidas por simulação concordavam qualitativamente com as observações existentes, e que o mecanismo tem o potencial de iniciar tempestades na Flórida. A tendência geral de circulações de brisa marítima-terrestre, entretanto, é a de gerar ventos perpendiculares à costa, persistentes durante o dia, com resultante aumento de umidade próximo à costa e formação de neblina ou de nuvens, em geral cúmulos de bom tempo. Na fase noturna, a brisa terrestre tende a gerar ventos mais fracos que os da fase diurna, também perpendiculares a costa. A presença de jatos de baixos níveis (JBN)⁵ também pode se superpor às brisas marítima-terrestre.

As características das circulações de brisa descritas não são prerrogativa exclusiva dos oceanos. Qualquer grande corpo d'água é capaz de produzi-las. Há registro de brisas lacustres nos Grandes Lagos da América do Norte (AHRENS, 2009) e de brisas fluviais nas margens de rios como o Amazonas e o Madeira (GERMANO *et al.*, 2017, apenas como exemplo de um estudo baseado em dados observacionais). Evidências de alterações na circulação atmosférica em lagos de grandes reservatórios no Brasil também têm sido verificadas (PELLEGRINI *et al.*, 2019, 2015, ASSIREU *et al.*, 2013, por exemplo) por simulação e observacionalmente.

De maneira geral, as seguintes alterações são esperadas na região próxima a grandes reservatórios:

- Circulações de brisa;
- Formação ou inibição de neblina, nuvens e precipitação em locais específicos;
- Aceleração e desvio do vento;
- Redução na umidade com aumento associado da amplitude térmica;
- Absorção de aerossóis pesados como poeira, pólen e fuligem.

A circulação e convergência da brisa lacustre são ilustradas na Figura 8, para o lago Michigan Superior. Lá frequentemente se observa a formação de nuvens de precipitação à tarde enquanto sobre o lago predomina céu claro e tempo seco.

⁵ Jatos de baixos níveis são correntes relativamente estreitas de ar movendo-se mais rápido que seu entorno, normalmente localizadas nas primeiras centenas de metros acima da superfície, com velocidades de pico entre 10 e 20 m/s (Stull, 1997). Estudos numéricos (Wu e Raman, 1997, por exemplo) têm mostrado que o contraste térmico gerado por heterogeneidades superficiais é um dos principais mecanismos capazes de gerar JBNs.

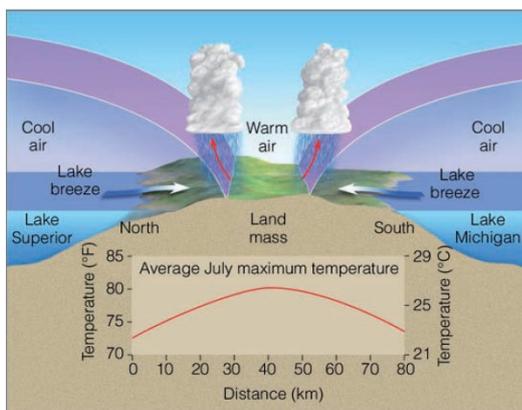


Figura 8 - Convergência da brisa marítima observada no Lago Michigan Superior.
Fonte: Ahrens (2009).

Em relação às mudanças no vento, observa-se que este tem tendência a acelerar e a mudar ligeiramente de direção sobre grandes corpos d'água. À medida que o vento escoia da terra, onde a rugosidade superficial é alta, para a água, onde a rugosidade é menor, o atrito se reduz e o vento então acelera. Ao acelerar, a força de Coriolis aumenta, o que acaba por defletir o escoamento para a esquerda (no hemisfério sul), sobre lâminas d'água suficientemente longas. Ao chegar à margem oposta, o ar desacelera novamente devido à maior rugosidade e conseqüentemente tende a girar para a direita. A

Figura 9 ilustra o modelo conceitual descrito para ventos no hemisfério norte, onde a força de Coriolis atua para a direita.

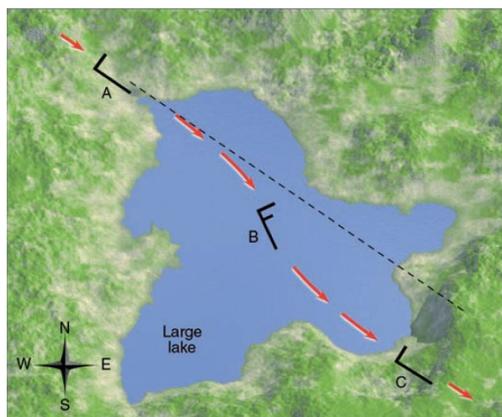


Figura 9 - Modelo conceitual da aceleração e desvio do vento sobre grandes corpos d'água.
Fonte: Ahrens, (2009).

As mudanças de velocidade mencionadas podem ser responsáveis por mudanças no padrão de nebulosidade e precipitação próximo das margens, inibindo a formação de nuvens de um lado e aumentando do outro. Suponha que ar escoie sobre um lago, como ilustrado na

Figura 10. Como a velocidade do ar aumenta ao encontrar a lâmina d'água, para que a massa de ar se conserve, ar superior tende a descer em direção à superfície para, por assim dizer, completar o espaço deixado pelo ar que acelerou. Isto tende a inibir a formação de nuvens. Ao chegar próximo

à margem, o ar novamente diminui de velocidade, sendo então necessário que uma parte dele se eleve, para conservar a massa. Este ligeiro movimento ascendente acoplado com aquecimento de superfície e a umidade absorvida da lâmina d'água, muitas vezes é suficiente para iniciar a formação de nuvens na margem de jusante do lago. A precipitação segue-se desde que atingidas as condições termodinâmicas e físicas necessárias.

A presença dos grandes reservatórios também tende a reduzir a umidade local, em aparente conflito ao senso comum. Aqui é preciso considerar que o reservatório em geral substitui a mata nativa, e que a evapotranspiração associada à vegetação normalmente é bem superior à evaporação da lâmina d'água, pois a superfície de troca da primeira é consideravelmente maior que a da segunda. Esta relação é quantificada pelo índice de área foliar (IAF), definido como a área verde do dossel vegetal por unidade de área projetada na superfície, uma métrica do conteúdo foliar do dossel frequentemente usada em estudos agrometeorológicos. Esse índice varia entre zero, em terra nua, a mais de 15, em florestas temperadas ou boreais de coníferas, e para a lâmina d'água evidentemente é igual a um. Alguns valores típicos para o IAF com seus respectivos desvios padrão e uma média global são apresentados na Tabela 1.

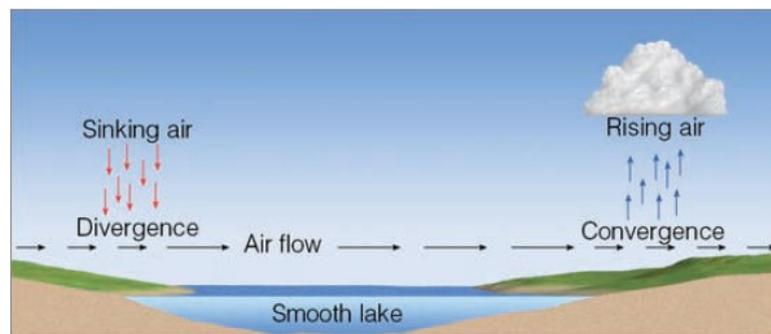


Figura 10 - Modelo conceitual da circulação e formação de nuvens sobre grandes corpos d'água.
Fonte: Ahrens, 2009.

Deste modo, exceto em casos em que a vegetação original da região for desértica ou pastagem, a área de troca é reduzida com a introdução do reservatório resultando em uma redução na umidade local.

Por fim, os aerossóis mais pesados, como poeira e fuligem que tendem a se depositar, uma vez tendo pousado na lâmina d'água, não tem mais como voltar à atmosfera. Nesse sentido, os grandes reservatórios exercem um papel de despoluir a atmosfera à custa de sua própria contaminação.

Tabela 1: Valores médios e desvio padrão do IAF por tipo de vegetação (ASNER *et al.*, 2003).

Vegetação	IAF (\pm DP)
Deserto	1,3 (\pm 1,9)
Pastagem	1,7 (\pm 1,2)

Arbustos	2,1 (\pm 1,6)
Cultura agrícola	3,6 (\pm 2,1)
Floresta decídua tropical de folha larga	3,9 (\pm 2,5)
Floresta decídua temperada de folha larga	5,1 (\pm 1,6)
Plantações (floresta manejada decídua temperada de folha larga, perene temperada conífera e decídua tropical folha larga)	8,7 (\pm 4,3)
Valor mais alto registrado: plantações	18
Média global	4,5 (\pm 2,5)

4. VENTOS INTENSOS NO RESERVATÓRIO DE GUAPÉ: UM ESTUDO DE CASO

Para ilustrar a capacidade dos modelos atmosféricos de reproduzir escoamentos sobre grandes reservatórios, serão apresentados os resultados obtidos por Pellegrini *et al.*, (2019) na simulação de um evento extremo, de vento intenso e persistente, ocorrido recentemente no Reservatório Hidrelétrico de FURNAS.

Em setembro de 2016 uma equipe de pesquisadores e alunos da UNIFEI, UFSC e INPE que desenvolvia trabalho de campo, foi surpreendida por um vento intenso enquanto coletava dados no reservatório localizado em Guapé, MG. O fato resultou numa condição de alto risco à navegação e a equipe foi forçada a passar a noite numa ilha à espera de condições seguras para retornar. No referido evento, ocorrido entre 20:00 HL do dia 21 de setembro de 2016 e 17:00 HL do dia 22 de setembro de 2016, foram realizadas medidas com um LIDAR, que perfilou o vento até 200 m acima da superfície e com um anemômetro instalado em uma torre à margem do reservatório. O reservatório fica localizado no interior do estado de Minas Gerais, no curso médio do rio Grande, entre os municípios de São José da Barra e São João Batista do Glória. As características do relevo podem ser vistas na Figura 11 (esq.) e o aninhamento dos domínios na Figura 11 (dir.). Detalhes da coleta de dados podem ser encontrados em Assireu *et al.*, (2019).

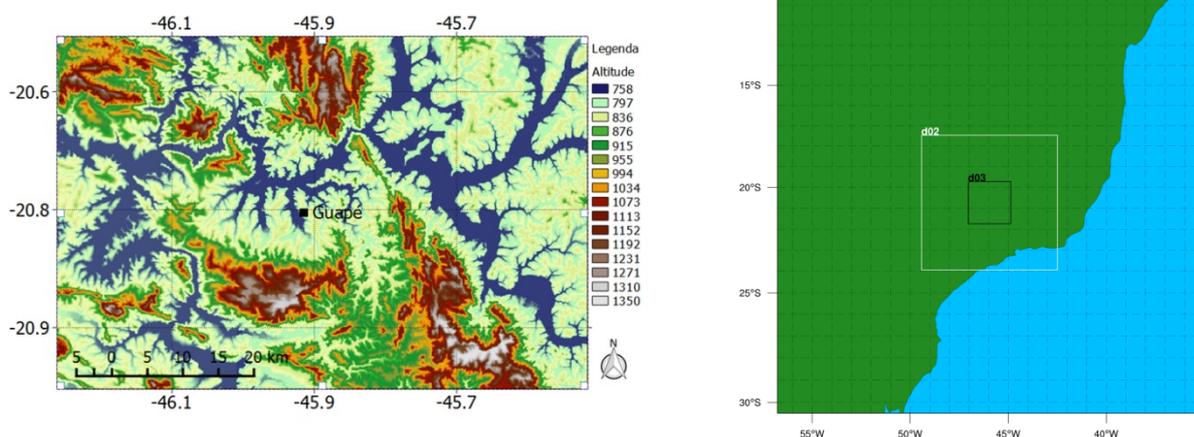


Figura 11 - Mapa digital do terreno (esq.). Aninhamento dos domínios simulados (dir.).

As simulações foram realizadas usando a versão 3.5 do modelo regional WRF. Escolheu-se uma configuração de três domínios aninhados e centralizados, Figura 11 (dir.). A resolução de 0,9 km usada para a grade menor (d03) foi escolhida para coincidir com a resolução máxima disponível dos dados estáticos utilizados, obtidos do USGS, com resolução de 30". Para aumentar progressivamente o tamanho das grades aninhadas, foram usadas resoluções de 4,5 km e 22,5 km nas grades intermediária (d02) e maior (d01) respectivamente, respeitando a proporção 1:5. As simulações foram inicializadas com os dados FNL de reanálise do modelo global GFS do NCEP, com resolução espacial de 1o (aprox. 108 km) e temporal de seis horas, dados também utilizados como condição de contorno durante a integração. Chegou-se a uma configuração com 101 x 101 pontos de grade no d01, 161 x 161 no d02 e 251 x 251 no d03, com dimensões resultantes de 2.273, 725 e 226 km, respectivamente. Passos de tempo de 120, 24 e 4,8 segundos foram usados nos domínios d01, d02 e d03 respectivamente. Uma resolução vertical de 47 níveis entre a superfície e o "topo" da atmosfera (em torno de 15.000 m), foi utilizada em todas as grades, com concentração nos extremos. Ela é considerada satisfatória na experiência dos autores com tempo severo, e atende às recomendações de Wang *et al.*, (2017). As parametrizações físicas usadas foram as mesmas em todos os domínios, exceto no caso das nuvens cúmulos, que foram resolvidas explicitamente no domínios menor e intermediário, não sendo portanto necessário parametrizá-las.

Pela análise das

Figura 12 e **Erro! Fonte de referência não encontrada.**, verifica-se que o modelo tende a subestimar a temperatura e superestimar a umidade relativa do ar, a intensidade do vento e a pressão. Como o LIDAR e o anemômetro sônico foram posicionados em pontos distintos, os dados para cada posição diferem entre si, evidenciando a influência do relevo. A **Erro! Fonte de referência não encontrada.** demonstra a capacidade do WRF em reproduzir qualitativa e quantitativamente o vento intenso registrado. O evento é bem capturado no domínio temporal, porém observa-se que por volta das 19:00 HL do dia 21, o modelo está adiantado com relação às observações, enquanto um atraso na redução da velocidade do vento é percebido no dia 22 por volta das 13:00 HL.

Durante o período considerado, a pressão simulada refletiu qualitativamente muito bem o comportamento observado, mas foi superestimada por algo em torno de 4 mb. A temperatura e umidade simuladas também refletem qualitativamente muito bem o comportamento observado. Há, porém, uma defasagem temporal na previsão, que captura o primeiro pico de temperatura um pouco mais tarde e menos intenso. Além disso, a temperatura é subestimada pelo modelo na maior parte do período, especialmente nos picos registrados. Verifica-se uma diferença em torno de 10% entre dados observados e a simulação para a umidade.

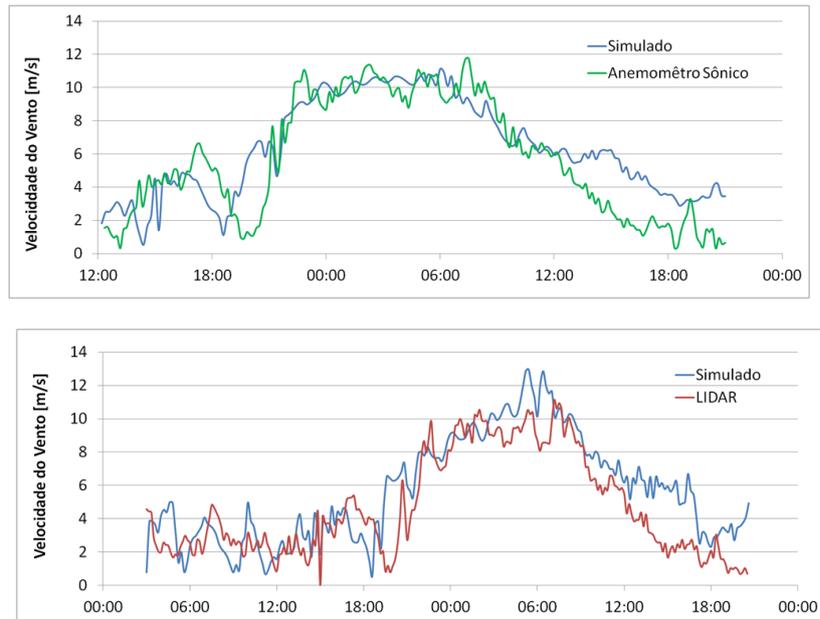


Figura 12 – Série temporal de velocidade do vento a 10 m. Dados observados e simulação.

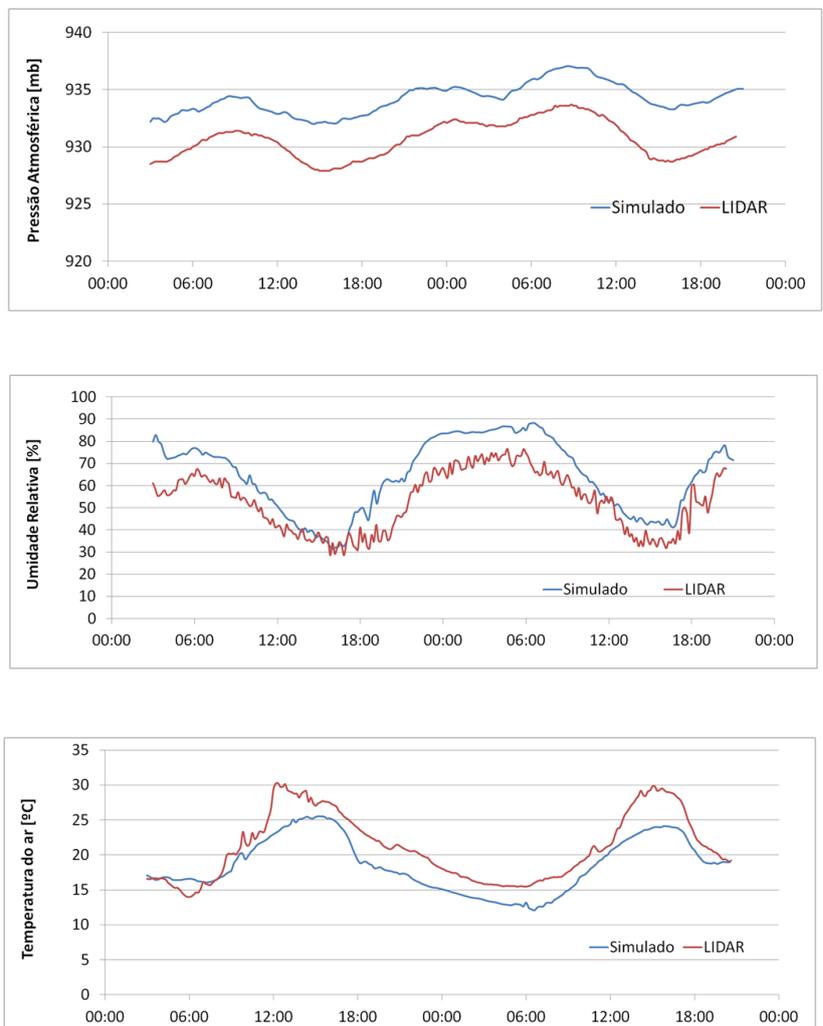


Figura 12 - Séries temporais de pressão, umidade relativa e temperatura à superfície. Dados observados e simulação.

A **Erro! Fonte de referência não encontrada.** mostra perfis verticais de velocidade do vento observados pelo LIDAR e simulados para a sua posição no dia 22, em três horários distintos. As diferenças entre simulação e observação não ultrapassam 1,5 m/s, com o modelo por vezes superestimando e por vezes subestimando as medidas. Simulação e LIDAR mostram que no período considerado as velocidades em todos os níveis estão aumentando com o tempo.

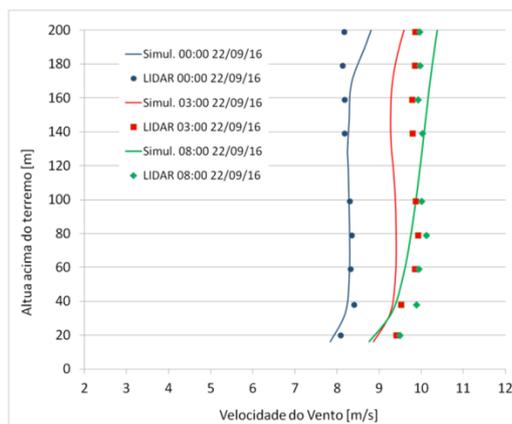


Figura 13 - Perfis verticais de velocidade do vento observados pelo LIDAR e simulados. Dia 22/09/2016.

A análise dos perfis verticais simulados de velocidade do vento para diversos braços do reservatório, **Erro! Fonte de referência não encontrada.**, sugere a presença de um jato de baixos níveis (JBN) com pico em torno de 500 m acima da superfície. Percebe-se também que a parte mais próxima à superfície (até ~400 m) é modificada pelo relevo, pela variação de rugosidade superficial terra-água e pelos contrastes térmicos terra-água. Fica claro nas **Erro! Fonte de referência não encontrada.** (a) e (c), associada aos braços sul e sudeste do reservatório, que a magnitude da velocidade do vento próximo à superfície vai sofrendo um aumento, à medida que o vento percorre a lâmina d'água. No braço sudeste, a velocidade de pico aumenta em torno de 1 m/s. No braço sul, o máximo da magnitude de vento também aumenta entre 14 e 16 m/s, no sentido do movimento (S3, S2, S1, dados), mantendo-se a aproximadamente 500 m acima da superfície. No braço sudeste, por sua vez, a velocidade de pico aumenta em torno de 1 m/s, percebido na passagem da terra para a água, com a altura do pico elevando-se em aproximadamente 100 m. Os perfis do braço nordeste (transversal às linhas de corrente, **Erro! Fonte de referência não encontrada.** (b), mostram velocidades aumentando também em direção à torre anemométrica (NE2, NE1, dados), mas para o perfil vertical de velocidade do vento como um todo. Isto sugere que o relevo possui uma tendência a canalizar o vento sobre a torre. A mesma intensificação pelo relevo já foi observada em outro reservatório brasileiro (ASSIREU *et al.*, 2013, PELLEGRINI *et al.*, 2015).

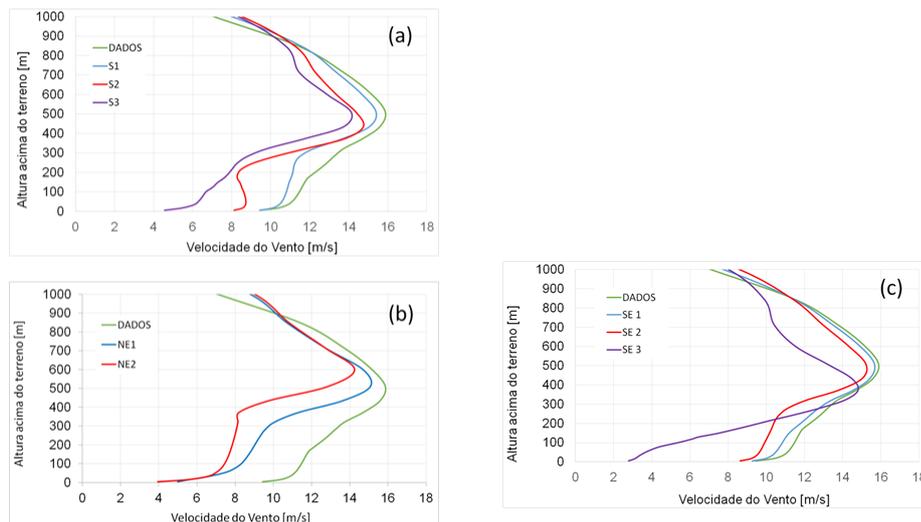


Figura 14 - Perfis verticais simulados de velocidade do vento. Braços Sul (a), Nordeste (b) e Sudeste (c) às 05:00 HL do dia 22/09/2016. A legenda DADOS refere-se aos valores simulados no ponto de coleta de dados (anemômetro sônico)

A Figura 15 mostra a evolução temporal do perfil de magnitude do vento simulado na torre anemométrica, do início ao final do evento. A tendência de intensificação do vento próximo à superfície é bem marcante entre 22:00 HL e 04:00 HL. Entre 04:00 HL e 07:00 HL percebe-se que o vento diminui como um todo no perfil exceto muito próximo a superfície e após as 07:00 HL a redução toma toda a extensão vertical do perfil, à medida que o evento aproxima-se do seu fim.

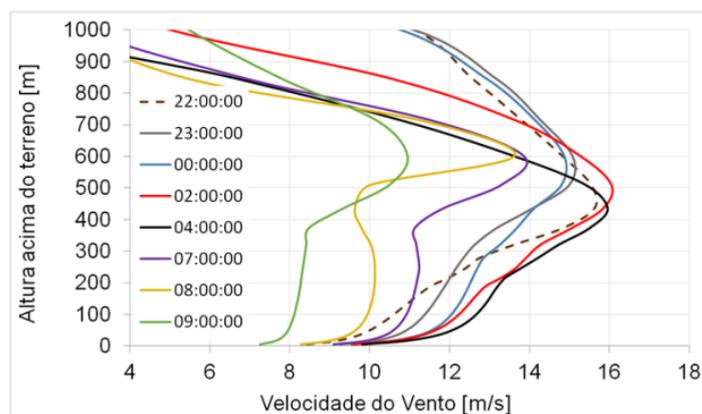


Figura 15 - Evolução temporal simulada do perfil vertical de velocidade do vento no ponto de coleta de dados (DADOS), entre 01:00 HL e 12:00 HL do dia 22/09/2016.

A Figura 16 mostra a evolução do campo de velocidade simulada a 10 m de altura para o domínio d03, a partir das 16:10 HL do dia 21, com imagens em intervalos de uma hora de cima para baixo e da esquerda para a direita. Fica evidente a chegada de uma perturbação, delineada por ventos entre 8 e 10 m/s (em verde e amarelo). A Figura 16 (f) (21:10 HL do dia 21/09/2018) mostra ventos de 8 m/s no ponto onde foram feitas as medidas anemométricas (círculo vermelho no centro da grade).

Isso era de se esperar, uma vez que toda a série temporal simulada adere bem aos dados observados, como mostra a **Erro! Fonte de referência não encontrada.**

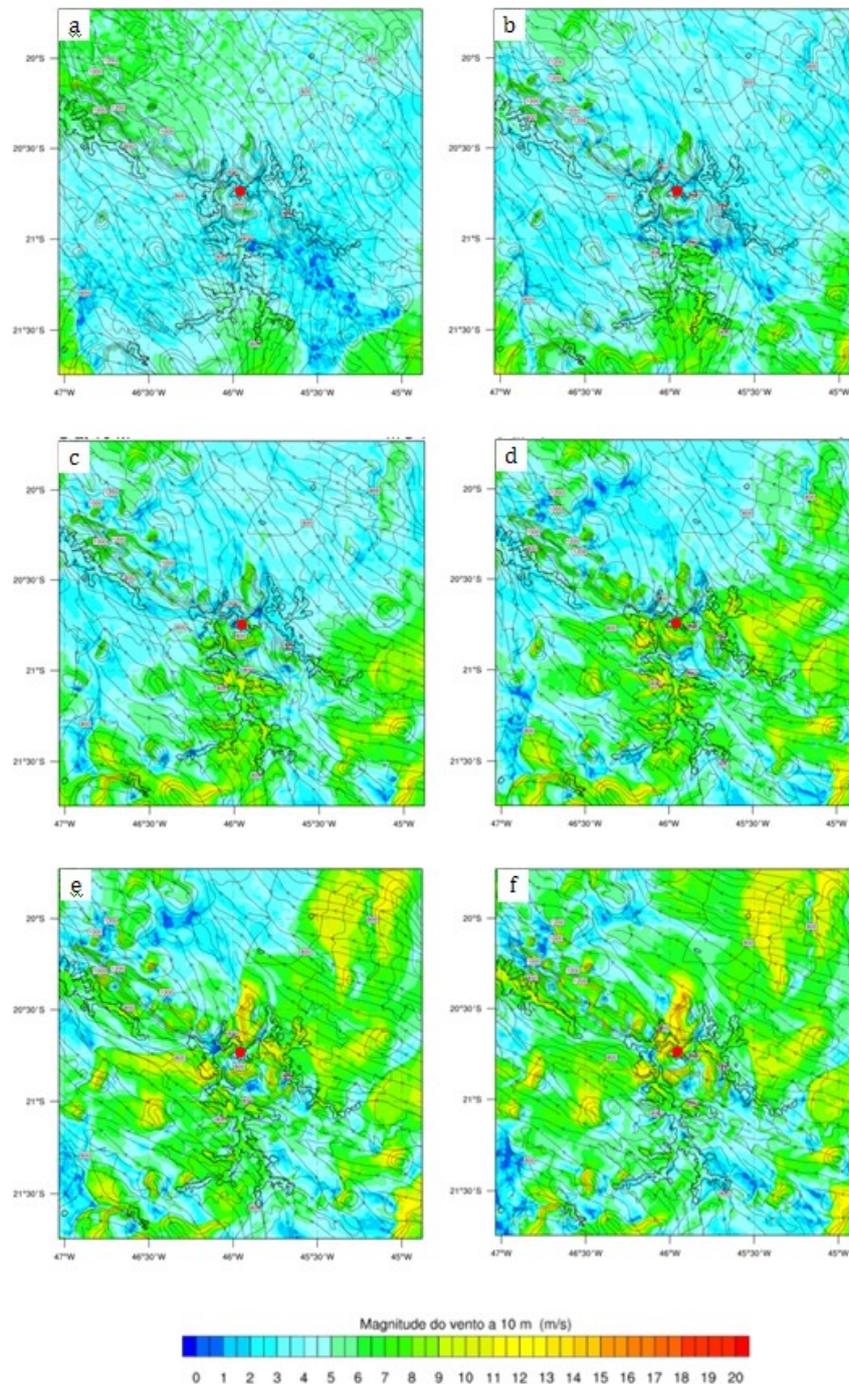


Figura 16 - Vento simulado a 10 m. Domínio menor. Dias 21 e 22 de setembro de 2016. (a) 16:10, (b) 17:10, (c) 18:10, (d) 19:10, (e) 20:10, (f) 21:10 HL. Posição do anemômetro sônico: círculo vermelho.

Resultados simulados obtidos para o dia 21 às 02:50 HL (não mostrados) capturam a perturbação em seu momento de maior intensidade. A simulação indica a presença de ventos intensos também em colinas localizadas em torno do reservatório, com valores da ordem de 12 m/s, e ventos sustentados acima de 12 m/s, com pico de quase 18 m/s à NE do reservatório, no Parque Estadual da

Serra do Intendente, próximo à cidade mineira de Conceição do Mato Dentro. Esta é uma região de conhecido destaque por seu alto potencial eólico, como se pode verificar no Atlas Eólico Minas Gerais (AMARANTE *et al.*, 2010), e identificado nas simulações realizadas por Mendes (2011).

Em geral, o estudo mostrou a capacidade do WRF em reproduzir um evento de intensificação do vento ocorrido no reservatório de Guapé, MG, capturando bem as características de velocidade e duração do vento. Isto sugere que a simulação, se feita em moldes operacionais, utilizando dados de previsão fornecidos por um modelo global, poderia servir como base para a emissão de um alerta de tempo severo na região.

Como conclusão, as simulações sugerem a presença de um JBN gerado pelo gradiente de temperatura pós-frontal, cuja parte inferior foi acelerada pelo relevo e pela variação de rugosidade superficial terra-água. Estudos encontram-se em andamento para obter detalhes sobre as condições sinópticas que favoreceram o fenômeno, bem como sua frequência e intensidade, de modo que se possa sugerir à população e às autoridades alguma ação preventiva.

REFERÊNCIAS

AHRENS, C. D. *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*, 9th ed. Belmont: Cengage Learning, 2009. 624p.

AMARANTE, O. A. C.; SILVA, F. J. L.; ANDRADE, P. E. P. *Atlas Eólico Minas Gerais*, Belo Horizonte, 2010. 84p.

ASNER, G. P.; SCURLOCK, J. M.; HICKE, J. Global synthesis of leaf area index observations: implications for ecological and remote sensing studies. **Global Ecology and Biogeography**, v. 12, p. 191-205, 2003.

ASSIREU, A. T.; PELLEGRINI, C. C.; PIMENTA, F. M. Intensificação do Vento Devido a Influências do Relevo: Evidências a Partir de Modelos Numéricos e Medidas In Situ. *Ciência e Natura*, v. Especial, p. 60-62, 2013.

ASSIREU, A. T.; MENDONÇA, J.C.; PIMENTA, F. M. Uso de VANT para prospecção eólica em sistemas aquáticos: desenho amostral e avanços instrumentais. (Aceito para publicação na Revista Brasileira de Meteorologia). 2019.

BROWER, M.; ZACK, J. W.; BAILEY, B.; SCHWARTZ, M. N.; ELLIOTT, D. L. Mesoscale Modeling as a Tool for Wind Resource Assessment and Mapping. In: CONFERENCE ON APPLIED CLIMATOLOGY, 14., 2004, Seattle. **Proceedings...** Seattle: American Meteorological Society, 2004.

CUBASCH, U.; WUEBBLES, D.; CHEN, D.; FACCHINI, M.; FRAME, D.; MAHOWALD, N.; WINTHER, J. In: **Climate Change 2013: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. p. 126-135.

GARRATT, J. R. The stably stratified internal boundary layer for steady and diurnally varying offshore flow. **Bound-Layer Meteor.**, v. 38, p. 369-394, 1987.

GERMANO, M. F.; VITORINO, M. I.; COHEN, J. C.; COSTA, G. B.; SOUTO, J. I.; REBELO, M. T.; SOUSA, A. M. Analysis of the breeze circulations in Eastern Amazon: an observational study. **Atmos. Sci. Lett.**, v. 18, p. 67-75, 2017.

GÓMEZ-NAVARRO, J. J.; RAIBLE, C. C.; DIERER, S. Sensitivity of the WRF model to PBL parametrisations and nesting techniques: evaluation of wind storms over complex terrain. **Geosci. Model Dev.**, v. 8, p. 3349-3363, 2015.

SIMPSON, J. E.; MANSFIELD, D. A.; MILFORD, J. R. Inland penetration of sea breeze front. **Royal Meteorol. Soc.**, v. 103, n. 435, p. 47-76, 1977.

MENDES, C. R. S. Proposta de uma Metodologia Livre para Avaliação de Potencial Eólico de Minas Gerais. 2011. 115 f. Dissertação – Universidade Federal de São João del-Rei, São João del-Rei, 2011.

PARKER, W. S. Reanalyses and Observations: What's the Difference? **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 97, p. 1565–1572, 2016.

PELLEGRINI, C. C.; ARAUJO, C. C. S.; 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, p. 121-138, 2019.

PELLEGRINI, C. C.; NETO, A. V.; ASSIS, J. V. B.; ASSIREU, A. T. Um Estudo Numérico da Intensificação do Vento em Reservatórios de Centrais Hidroelétricas da Região Sudeste do Brasil. **Ciência e Natura**, v. 36, p. 121, 2015.

PIELKE, R. A. **Mesoscale Meteorological Modeling**. 2. ed. London: Academic Press, 675p.

PIELKE, R. A. 1974: A Three-Dimensional Numerical Model of the Sea Breezes Over South Florida. **Mon. Wea. Rev.**, v. 102, p. 115-139, 1974.

SALIM, M. H.; SCHLÜNZEN, K. H.; GRAWE, D.; MARITA, B.; GIERISCH, A. M. U.; FOCK, B. H. The microscale obstacle-resolving meteorological model MITRAS v2.0: model theory. **Geosci. Model Dev.**, v. 11, p. 3427–3445, 2018.

SASAKI, Y. Some basic formalisms in numerical variational analysis. **Mon. Wea. Rev.**, v. 98, p. 875-883, 1970.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. 1. ed. Dordrecht: Kluwer Ac. Publ., 1988. 683p.

TAYLOR, P. A.; WALMSLEY, J. L.; SALMON, J. R. A simple model of neutrally stratified boundary layer flow over real terrain incorporating wave-number dependent scaling. **Bound.-Layer Meteor.**, v. 26, p. 169-189, 1983.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science**. New York: Academic Press, 1977. 467p.

WALMSLEY, J. L.; TAYLOR, P. A.; KEITH, T. A simple model of neutrally stratified boundary layer flow over complex terrain with surface roughness modulations (MS3DJH/3R). **Bound.-Layer Meteor.**, v. 36, p. 157-186, 1986.

WANG, W.; DUDHIA, J.; CHEN, M. University Corporation for Atmospheric Research, Best Practices of WRF. 2017. Disponível em: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial.pdf>. Acesso em: 27 mar. 2019.

WILLIAM C.; SKAMAROCK, J. B.; KLEMP, M. G.; DUDA, L. F.; SANG-HUM, P.; TODD, D. R. A Multi-scale Nonhydrostatic Atmospheric Model Using Centroidal Voronoi Tessellations and C-Grid Staggering. **Monthly Weather Review**, v. 240, p. 3090-3105, 2012.

WU, Y.; RAMAN, S. Effect of Land-Use Pattern on the Development of Low-Level Jets. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 36, n. 5, p. 573-590, 1997.

XUE, M., K. K.; DROEGEMEIER, V.; WONG, A. The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part I: Model dynamics and verification. **Meteor. Atmos. Physics.**, v. 75, p. 161-193, 2000.

XUE, M., K. K.; DROEGEMEIER, V.; WONG, A.; SHAPIRO, K.; BREWSTER, F.; CARR, D.; WEBER, Y.; LIU D.; WANG, H. 2001: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part II: Model physics and applications. **Meteor. Atmos. Physics.**, v. 76, p. 134-165, 2001.