

# TERMO DE CONTRA-GRADIENTE BASEADO NA TEORIA DE TAYLOR E SIMULAÇÃO DE PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO AMAZÔNICA

Eduardo Rohde Eras<sup>1</sup>, Haroldo Fraga de Campos Velho<sup>1</sup> e Paulo Yoshio Kubota<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE

## Resumo

A turbulência da Camada Limite Planetária (CLP) é parametrizada no Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM: **B**razilian **G**lobal **A**tmospheric **M**odel) utilizando a teoria estatística de G. I. Taylor. Para melhorar a simulação dos efeitos não locais no transporte turbulento, foi implementado o termo de Contra-Gradiente ( $\gamma_\chi$ ), que gerou bons resultados para simulação de precipitação na região amazônica.

**Palavras-chave:** Contra-gradiente; Camada Limite Planetária; Teoria estatística de Taylor.

## Abstract

The Planetary Boundary Layer (PBL) turbulence is parameterized in the **B**razilian **G**lobal **A**tmospheric **M**odel (BAM) using G. I. Taylor's statistical theory. To improve the simulation of non-local effects on turbulent transport, the Counter-Gradient term  $\gamma_\chi$  was implemented, which generated good results simulating precipitation in the Amazon region.

**Keywords:** Counter-gradient; Planetary Boundary Layer; Taylor's statistical theory.

## 1. Introdução

Regida por ciclos diurnos e pelas diferenças geográficas regionais, a Camada Limite Planetária (CLP) é de grande importância para previsão meteorológica de tempo e clima e sua natureza turbulenta representa um desafio para modelagem numérica da atmosfera. No Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM) utilizado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), essa modelagem é feita por parametrizações relacionadas à turbulência, que consideram diferentes teorias físicas e formulações matemáticas.

Uma nova parametrização para CLP sugerida para o modelo global baseada na teoria de G. I. Taylor (ERAS; CAMPOS VELHO; KUBOTA, 2023), mostrou bons resultados especialmente para precipitação. Para melhoria desta parametrização, Welter (2006) sugeriu o uso do termo de contra-gradiente (CG) também com base na teoria de Taylor, onde obteve-se bons resultados em um modelo regional de alta resolução (20Km na horizontal e 40 níveis verticais).

O presente trabalho mostra os primeiros resultados com o modelo global BAM-INPE usando a parametrização da CLP junto ao termo de CG baseados na teoria de Taylor, com foco na região Amazônica.

## 2. O modelo BAM

O BAM é o modelo espectral desenvolvido para previsão numérica do tempo e simulação climática, possui um código hidrostático tridimensional, o núcleo dinâmico é baseado no método espectral para representação das variáveis espaciais e utiliza métodos semi-lagrangiano e semi-implícito para integração temporal, utilizado em escalas de tempo que vão de dias até escalas climáticas e em resoluções horizontais da ordem de 10 km a 200 km (FIGUEROA et al., 2016). O BAM é usado para a previsão operacional diária pelo INPE.

Originalmente, o modelo BAM conta com três parametrizações para a CLP: A parametrização de primeira ordem de *Holtslag & Boville* (HOLTSLAG; BOVILLE, 1993) (HB), a parametrização de primeira ordem de *Bretherton & Park* (BRETHERTON; PARK, 2009) (BP) e a parametrização de segunda ordem de *Mellor & Yamada* (MELLOR; YAMADA, 1982) (MY). No presente trabalho, é utilizado a nova parametrização de primeira ordem de *Taylor & Campos-Velho* (TCV) para CLP, baseada na teoria estatística de G. I. Taylor (ERAS; CAMPOS VELHO; KUBOTA, 2023).

### 3. A parametrização de Taylor e o termo de contra-gradiente

A teoria de transporte gradiente, ou "teoria K", propõe a substituição de primeira ordem de um termo turbulento da Reynolds pelo gradiente local de uma propriedade  $\chi$  multiplicado por um termo de difusividade  $K$ , como visto na Equação 1:

$$\overline{w'\chi'} = -K\chi \left( \frac{\partial \chi'}{\partial z} \right) . \quad (1)$$

A representação da turbulência pelo termo de difusividade  $K$  é chamada de "parametrização da turbulência". Uma das formas de se aproximar o termo  $K$  é utilizando uma parametrização baseada na teoria de G. I. Taylor

De acordo com Degrazia et al. (2000), a difusividade turbulenta baseada na teoria de Taylor é descrita como:

$$K_{\alpha\alpha} = \frac{\sigma_i^2 \beta_i}{2\pi} \int_0^\infty F_i(n) \left[ \frac{\sin(2\pi nt / \beta_i)}{n} \right] dn \quad (2)$$

sendo  $\alpha = (x, y, z)$  as direções cartesianas,  $i = (u, v, w)$  a direção do vento,  $\sigma^2$  a variância da velocidade do vento,  $\beta_i$  a relação entre as escalas lagrangiana e euleriana,  $F_i$  o espectro adimensional da energia cinética,  $n$  uma frequência adimensional e  $t$  o tempo. Quando  $t \rightarrow \infty$  (longos tempos de difusão), a expressão assintótica da difusividade é expressa como:

$$K_{\alpha\alpha} = \frac{1}{4} [\sigma_i^2 \beta_i F_i(0)] . \quad (3)$$

Fazendo as substituições apropriadas para  $\sigma_i^2$ ,  $\beta_i$  e  $F_i(0)$  e usando de argumentos de similaridade local e dados experimentais são obtidas as expressões de difusividade vertical  $K_{zz}$  para as Camada Limite Neutra (CLN) e Camada Limite Estável (CLE), vista na Equação 4, e também para a Camada Limite Convectiva (CLC), vista na equação 5:

$$\frac{K_{zz}}{u_* h} = \frac{0.33(1 - z/h)^{\alpha_1/2}(z/h)}{1 + 3.7(z/h)(h/\Lambda)} \quad (4)$$

sendo  $u_*$  uma escala de velocidade,  $h$  a altura da CLP e  $\Lambda$  o comprimento de Monin-Obukhov local;

$$\frac{K_{zz}}{w_* h} = 1.6\psi^{1/3} \left[ 1 - \exp\left(-4\frac{z}{h}\right) - 0.0003 \exp\left(8\frac{z}{h}\right) \right]^{4/3} \quad (5)$$

onde  $w_*$  é uma escala de velocidade convectiva e  $\psi$  é uma função de dissipação adimensional.

Uma vez definido o termo de difusividade vertical  $K_{zz}$ , a difusão turbulenta de uma quantidade  $\chi$  é comumente tratada de forma local, como visto na Equação 1, onde transporte vertical é proporcional ao gradiente local, sendo válido nas CLE e CLN onde os vórtices turbulentos são menores que a altura  $h$  da CLA (HOLTSLAG; BOVILLE, 1993). No entanto, o transporte turbulento na CLC é muitas vezes feito por vórtices convectivos não-locais que se estendem por até toda extensão  $h$  da CLA, permitindo que o fluxo de uma quantidade  $\chi$  ocorra até mesmo em direção contrária ao gradiente local (HOLTSLAG; BRUIJN; PAN, 1990).

$$\overline{w'\chi'} = -K\chi \left( \frac{\partial \chi'}{\partial z} - \gamma_\chi \right) \quad (6)$$

A Equação 6 originalmente proposta por Deardorff (1966), mostra o termo  $\gamma_\chi$  que representa o transporte não-local da quantidade  $\chi$ , normalmente calor e umidade. De acordo com

Troen e Mahrt (1986), o termo  $\gamma_\chi$  não é utilizado para o transporte de momento, dado que as as térmicas não transportam eficientemente o momento em grandes distâncias devido aos efeitos da pressão.

No transporte de umidade, os efeitos não-locais costumam atuar na mesma direção do gradiente local, porém no transporte de temperatura a influência do termo  $\gamma_\chi$  costuma atuar no sentido oposto ao gradiente local, de onde a expressão "contra-gradiente" (CG) é tradicionalmente associada a esse termo (HOLTSLAG; BOVILLE, 1993).

O termo de CG é descrito pela equação abaixo utilizando a notação adotada por Welter (2006):

$$\gamma_\chi = \beta_g \ell \frac{w_*^2}{\sigma_w} \frac{\chi_*}{h} \quad (7)$$

onde  $\beta$  é uma constante experimental,  $w_*^2$  é a escala de velocidade convectiva,  $\sigma_w$  é a raiz quadrada da variância da velocidade vertical,  $h$  é a altura da camada limite e  $\chi_*$  é quantidade média da propriedade  $\chi$  dada pela Equação 8 (CUIJPERS; HOLTSLAG, 1998):

$$\chi_* = \frac{1}{hw_*} \int_0^h \overline{w'\chi'} dz. \quad (8)$$

O mesmo valor utilizado por Welter (2006) na calibração do termo CG, com  $\beta = 0.02$ , é mantido durante todas as simulações.

#### 4. Experimento e configurações do modelo

Para avaliar o uso do termo de CG, foram realizadas 6 simulações com o BAM em modo euleriano, resolução horizontal TQ126 (aproximadamente 106km), resolução vertical de 28 camadas sigma e parametrização da CLP de TCV. Os resultados foram comparados com os *dados horários de reanálise do ERA5* (HERSBACH et al., 2018) utilizando três métodos, onde  $a$  é o dado simulado e  $b$  é dado de reanálise:

- Diferença Média (percentual):  $DM(a, b) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N (a_i - b_i)$ ;
- Erro Relativo Médio (superestimação ou subestimação):  $ERM(a, b) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N \frac{|a_i - b_i|}{|a_i|}$ ;
- Erro Médio Quadrático (diferença absoluta):  $EMQ(a, b) = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N (a_i - b_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$ .

As simulações foram feitas em dois períodos de 360 horas (duas semanas): o período "úmido", entre 15 de Janeiro de 2014 às 12h00 e 30 de Janeiro de 2014 às 12h00 e o período "seco", entre 15 de Setembro de 2014 às 12h00 e 30 de Setembro de 2014 às 12h00<sup>1</sup>. Para cada período foram feitas três simulações: uma usando a implementação do termo de CG de HB, uma usando a implementação de TCV e uma última não utilizando nenhum termo de CG.

Seguindo a sugestão de Eras, CAMPOS VELHO e Kubota (2023), os resultados foram avaliados para a região definida entre latitude -12.5 até 0 e longitude -70 até -50, aqui denominado *região amazônica*. As variáveis avaliadas foram a temperatura média à 2 metros ( $K$ ), altura da CLP ( $m$ ), radiação de topo ( $Wm^{-2}$ ), cobertura de nuvens (%) e precipitação média total ( $kg(m^2 \times dia)^{-1}$ ).

#### 5. Resultados

O perfil do CG visto na Figura 1 foi obtido fazendo a média de todos os valores de  $\gamma_\chi$  gerados pela implementação do CG de TCV durante o período de 2 horas de simulação, separados pela altura adimensional  $z/h$ . O perfil obtido é condizente com a descrição de CAMPOS VELHO et al. (1998), onde os autores informam que a formulação do CG baseada na teoria de Taylor atua mais intensamente próxima ao topo da camada limite.

<sup>1</sup>As nomenclaturas "seco" e "úmido" referenciam às chamadas estações seca e úmida da bacia amazônica que ocorrem nos períodos avaliados.

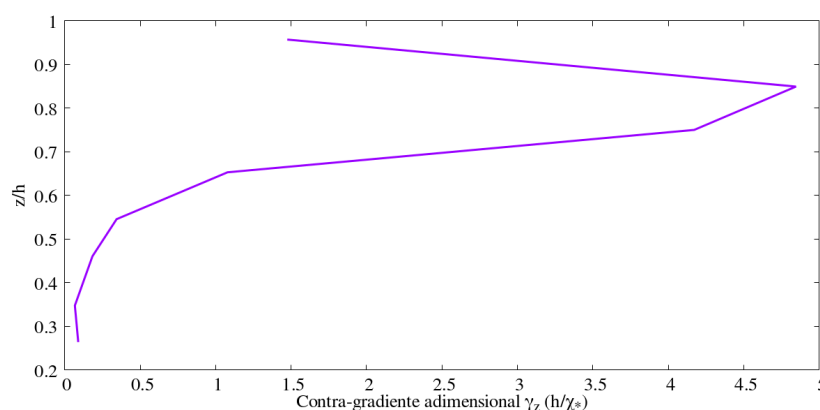


Figura 1 – Perfil to termo de CG adimensional da implementação de TCV

### 5.1 Estação seca

Verifica-se na Tabela 1 que a implementação do CG de TCV obteve o menor erro para Precipitação em relação aos dados de reanálise do ERA5 nos três cálculos de diferença. Também verifica-se um menor erro para Radiação de Topo, indicando um melhor balanço de energia para simulação usando o CG de TCV. A implementação de HB obteve o melhor resultado de temperatura e altura da CLP nos três cenários. Em praticamente todas as circunstâncias, a simulação sem nenhum CG obteve os piores resultados apontando uma clara vantagem no uso do termo  $\gamma_z$ .

O bom resultado numérico para precipitação pode ser observado visualmente fazendo o acumulado de precipitação sobre a região Amazônica nas duas semanas de simulação em relação as duas diferentes implementações do CG. Na Figura 2 verifica-se uma menor diferença do EMQ em relação aos dados do ERA5 para simulação utilizando o CG de TCV, especialmente no acumulado das partes norte e oeste da Amazônia.

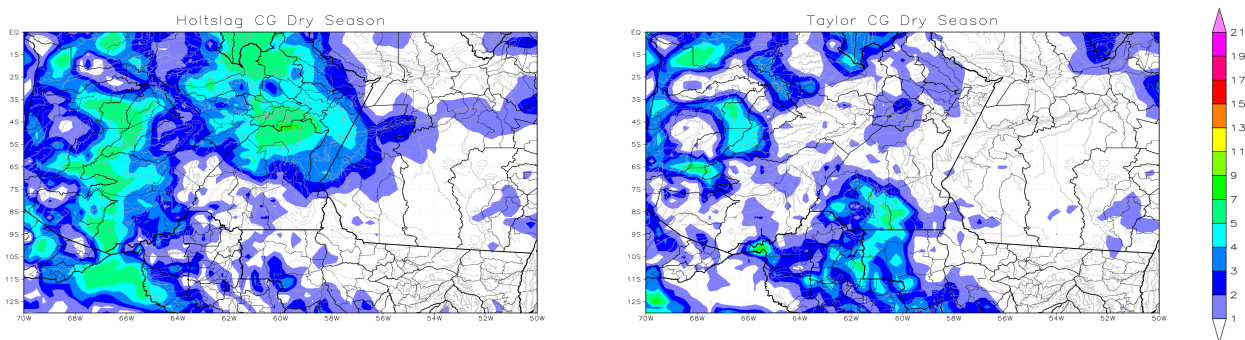
Tabela 1 – DM, ERM e EMQ em relação aos dados do ERA5 na região Amazônica na estação seca com a resolução TQ126. Os valores em negrito ressaltam o menor erro de cada variável.

Erro	Método	Temp.	Alt. CLP	Rad. Topo	Nuvens	Precipitação
<b>DM</b>	Taylor	1.9172°K	486.5812m	<b>21.2835Wm<sup>-2</sup></b>	0.1412%	<b>-0.0200kg(m<sup>2</sup>day)<sup>-1</sup></b>
	Holtslag	<b>0.0737°K</b>	<b>131.6978m</b>	22.2554Wm <sup>-2</sup>	0.1019%	1.7273kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
	Nenhum	1.9808°K	434.0991m	25.6630Wm <sup>-2</sup>	<b>0.0982%</b>	0.3559kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
<b>ERM</b>	Taylor	0.6636°K	129.9477m	<b>8.8049Wm<sup>-2</sup></b>	0.3157%	<b>3.6657kg(m<sup>2</sup>day)<sup>-1</sup></b>
	Holtslag	<b>0.5204°K</b>	<b>69.1960m</b>	8.9917Wm <sup>-2</sup>	<b>0.3001%</b>	4.9422kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
	Nenhum	0.7069°K	123.9015m	9.7478Wm <sup>-2</sup>	0.3141%	4.1067kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
<b>EMQ</b>	Taylor	3.2269°K	652.5201m	38.4345Wm <sup>-2</sup>	0.3922%	<b>10.8219kg(m<sup>2</sup>day)<sup>-1</sup></b>
	Holtslag	<b>2.6349°K</b>	<b>408.0517m</b>	<b>38.0463Wm<sup>-2</sup></b>	<b>0.3819%</b>	12.3050kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
	Nenhum	3.4375°K	607.9832m	41.6002Wm <sup>-2</sup>	0.3931%	11.8335kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>

### 5.2 Estação úmida

Na Tabela 2 verifica-se que o CG de TCV teve a menor DM para Precipitação, mas perdeu para HB no ERM e no EMQ. Na radiação de Topo os resultados foram muito próximo para as duas implementações sendo melhores para TCV nos ERM e EMQ. Novamente a implementação de HB manteve os melhores resultados para altura da CLP e a simulação sem nenhum termo de CG ficou majoritariamente com os piores resultados.

Mesmo que o CG de TCV não tenha tido o melhor resultado numérico de Precipitação na estação úmida da região Amazônica, ainda é possível observar na Figura 3 um menor erro no acumulado nas partes central e leste da Amazônia em relação a simulação feita utilizando HB.



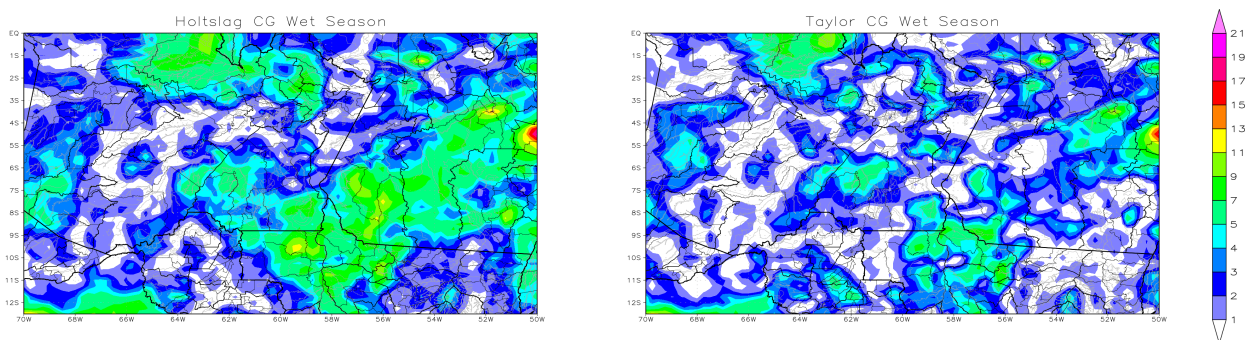
(a) CG de HB.

(b) CG de TCV.

Figura 2 – Raiz do erro quadrático médio do acumulado de precipitação de duas semanas na estação seca sobre a Amazônia, usando as implementações do CG de HB na Figura 2a e de TCV na Figura 2b, em relação aos dados de reanálise do ERA5.

Tabela 2 – DM, ERM e EMQ em relação aos dados do ERA5 na região Amazônica na estação úmida com a resolução TQ126. Os valores em negrito ressaltam o menor erro de cada variável.

Erro	Método	Temp.	Alt. CLP	Rad. Topo	Nuvens	Precipitação
DM	Taylor	<b>0.3905°K</b>	194.3592m	43.2331Wm <sup>-2</sup>	0.0161%	<b>-0.6839kg(m<sup>2</sup>day)<sup>-1</sup></b>
	Holtslag	-0.7043°K	<b>19.7096m</b>	<b>41.8347Wm<sup>-2</sup></b>	0.0132%	-1.6260kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
	Nenhum	0.4774°K	181.7449m	43.1196Wm <sup>-2</sup>	<b>0.0128%</b>	-0.8714kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
ERM	Taylor	<b>0.3996°K</b>	66.0388m	<b>17.9143Wm<sup>-2</sup></b>	0.1278%	10.3379kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
	Holtslag	0.4429°K	<b>47.0669m</b>	17.9468Wm <sup>-2</sup>	<b>0.1258%</b>	<b>9.8378kg(m<sup>2</sup>day)<sup>-1</sup></b>
	Nenhum	0.4310°K	65.6748m	18.3532Wm <sup>-2</sup>	0.1281%	10.5672kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
EMQ	Taylor	<b>2.0190°K</b>	400.5924m	<b>60.6039Wm<sup>-2</sup></b>	0.1970%	21.9740kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
	Holtslag	2.1686°K	<b>292.7037m</b>	60.9253Wm <sup>-2</sup>	<b>0.1913%</b>	<b>21.5308kg(m<sup>2</sup>day)<sup>-1</sup></b>
	Nenhum	2.1729°K	385.5080m	62.1015Wm <sup>-2</sup>	0.1953%	22.4186kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>



(a) CG de HB.

(b) CG de TCV.

Figura 3 – Raiz do erro quadrático médio do acumulado de precipitação de duas semanas na estação úmida sobre a Amazônia, usando as implementações do CG de HB na Figura 3a e de TCV na Figura 3b, em relação aos dados de reanálise do ERA5.

## 6. Conclusão

O termo  $\gamma_\chi$  apresentou o perfil esperado e se mostrou benéfico em praticamente todos os cenários, mostrando a influência positiva do CG da CLP na simulação global. Comparando as duas implementações do CG, a implementação de TCV foi promissora na previsão de precipitação na Amazônia, uma variável importante para essa região dominada por florestas e grandes rios. A implementação de TCV, originalmente concebida para um modelo regional de alta resolução (WELTER, 2006), com esses resultados mostrou-se uma boa consistência física quando aplicada a um modelo global de baixa resolução. Os resultados aqui apresentados fizeram uso da calibração original do



termo de CG onde  $\beta = 0.02$ , sendo o objeto de pesquisas futuras uma nova calibração desse termo visando melhores resultados globais.

## Referências Bibliográficas

BRETHERTON, C. S.; PARK, S. A new moist turbulence parameterization in the community atmosphere model. **Journal of Climate**, v. 22, n. 12, p. 3422–3448, 2009.

CAMPOS VELHO, H. F.; HOLTSLAG, A. M.; DEGRAZIA, G.; SR, R. P. **New parameterizations in RAMS for vertical turbulent fluxes**. Fort Collins (CO), USA, 1998.

CUIJPERS, J. W. M.; HOLTSLAG, A. A. M. Impact of skewness and nonlocal effects on scalar and buoyancy fluxes in convective boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, v. 55, n. 2, p. 151–162, 1998.

DEARDORFF, J. W. The counter-gradient heat flux in the lower atmosphere and in the laboratory. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, v. 23, n. 5, p. 503–506, 1966.

DEGRAZIA, G.; ANFOSSI, D.; CARVALHO, J.; MANGIA, C.; TIRABASSI, T.; CAMPOS VELHO, H. Turbulence parameterisation for pbl dispersion models in all stability conditions. **Atmospheric environment**, Elsevier, v. 34, n. 21, p. 3575–3583, 2000.

ERAS, E. R.; CAMPOS VELHO, H. F.; KUBOTA, P. Y. Taylor's statistical theory applied to the turbulence parameterization in the bam-inpe global atmospheric model. **Geoscientific Model Development Discussions**, Göttingen, Germany, v. 2023, p. 1–23, 2023.

FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; KUBOTA, P. Y.; GRELL, G. A.; MORRISON, H.; BARROS, S. R.; FERNANDEZ, J. P.; RAMIREZ, E.; SIQUEIRA, L.; LUZIA, G. et al. The brazilian global atmospheric model (bam): performance for tropical rainfall forecasting and sensitivity to convective scheme and horizontal resolution. **Weather and Forecasting**, v. 31, n. 5, p. 1547–1572, 2016.

HERSBACH, H.; BELL, B.; BERRISFORD, P.; BIAVATI, G.; HORÁNYI, A.; SABATER, J. M.; NICOLAS, J.; PEUBEY, C.; RADU, R.; ROZUM, I. et al. Era5 hourly data on single levels from 1959 to present. **Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)**, ECMWF Reading, UK, v. 10, n. 10.24381, 2018.

HOLTSLAG, A. A. M.; BOVILLE, B. A. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. **Journal of climate**, v. 6, n. 10, p. 1825–1842, 1993.

HOLTSLAG, A. A. M.; BRUIJN, E. I. F. D.; PAN, H. L. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 8, p. 1561–1575, 1990.

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

TROEN, I. B.; MAHRT, L. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 37, n. 1-2, p. 129–148, 1986.

WELTER, M. E. S. **Modelagem do Termo de Contra Gradiente na parametrização de turbulência no modelo atmosférico BRAMS**. 2006. 71 f. Dissertação (Mestrado em Ciência da Computação) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006.