

## XIII Workshop Brasileiro de Micrometeorologia

# Uso do termo de contra-gradiente baseado na teoria de Taylor e a sua influência na simulação de precipitação na região amazônica

Use of the counter-gradient term based on Taylor's theory and its influence on precipitation simulation in the Amazon region

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

<sup>1</sup>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brasil

## RESUMO

A turbulência da Camada Limite Plantária (CLP) é parametrizada no Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM) utilizando a teoria estatística de G. I. Taylor por meio de uma parametrização da CLP juntamente com o termo  $\gamma_x$  de Contra-Gradiente. O uso desse termo  $\gamma_x$  gerou bons resultados para simulação de precipitação na região amazônica.

**Palavras-chave:** Contra-gradiente; Camada Limite Planetária; G. I. Taylor

## ABSTRACT

The Planetary Boundary Layer (PBL) turbulence is parameterized in the Brazilian Global Atmospheric Model (BAM) using G. I. Taylor's statistical theory, through a PBL parameterization together with the Counter-Gradient term  $\gamma_x$ . The use of the  $\gamma_x$  generated good results simulating precipitation in the Amazon region.

**Keywords:** Counter-gradient; Planetary Boundary Layer; G.I. Taylor

## 1 INTRODUÇÃO

Regida por ciclos diurnos e pelas diferenças geográficas regionais, a Camada Limite Planetária (CLP) é de grande importância para previsão meteorológica e sua natureza turbulenta representa um desafio para modelagem numérica da atmosfera, onde no Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM) utilizado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), essa modelagem é feita por parametrizações físicas. Uma nova parametrização para CLP sugerida para o modelo global baseada na teoria de G. I. Taylor (Eras et al., 2023), mostrou bons resultados especialmente para precipitação. Em adição a essa parametrização, Welter (2006) sugere o uso do termo de contra-gradiente (CG) também com base na teoria de Taylor, que obteve 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, com um código hidrostático tridimensional de núcleo dinâmico euleriano e semi-lagrangiano, desenvolvido para ser utilizado em escalas de tempo que vão de dias a estações, e em resoluções horizontais da ordem de 10km a 200km (Figueroa et al., 2016). Originalmente, o modelo BAM conta com três parametrizações para a CLP: A parametrização de primeira ordem de *Holtslag & Boville* Holtslag and Boville (1993) (HB), a parametrização de primeira ordem de *Bretherton & Park* (Bretherton and Park, 2009) (BP) e a parametrização de segunda ordem de *Mellor & Yamada* (Mellor and Yamada, 1982) (MY). O presente trabalho no entanto está utilizando a nova parametrização de primeira ordem de *Taylor & Campos-Velho* (TCV) para CLP, baseada na teoria estatística de G. I. Taylor (Eras et al., 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:

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

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  $F_i(0)$ , 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, e isso é válido nas CLE e CLN onde os vórtices turbulentos são menores que a altura  $h$  da CLA (Holtslag and 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 et al., 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 and 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 and Boville, 1993). O termo de CG é descrito pela Equação 7 utilizando a notação vista em 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 and Holtslag, 1998):

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

Seguindo a sugestão de Welter (2006), é utilizada a mesma calibração do termo CG, onde o mesmo valor da constante experimental  $\beta = 0.02$  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 de 1959 até o presente* (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):  $EMQ(a, b) = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N (a_i - b_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$ .

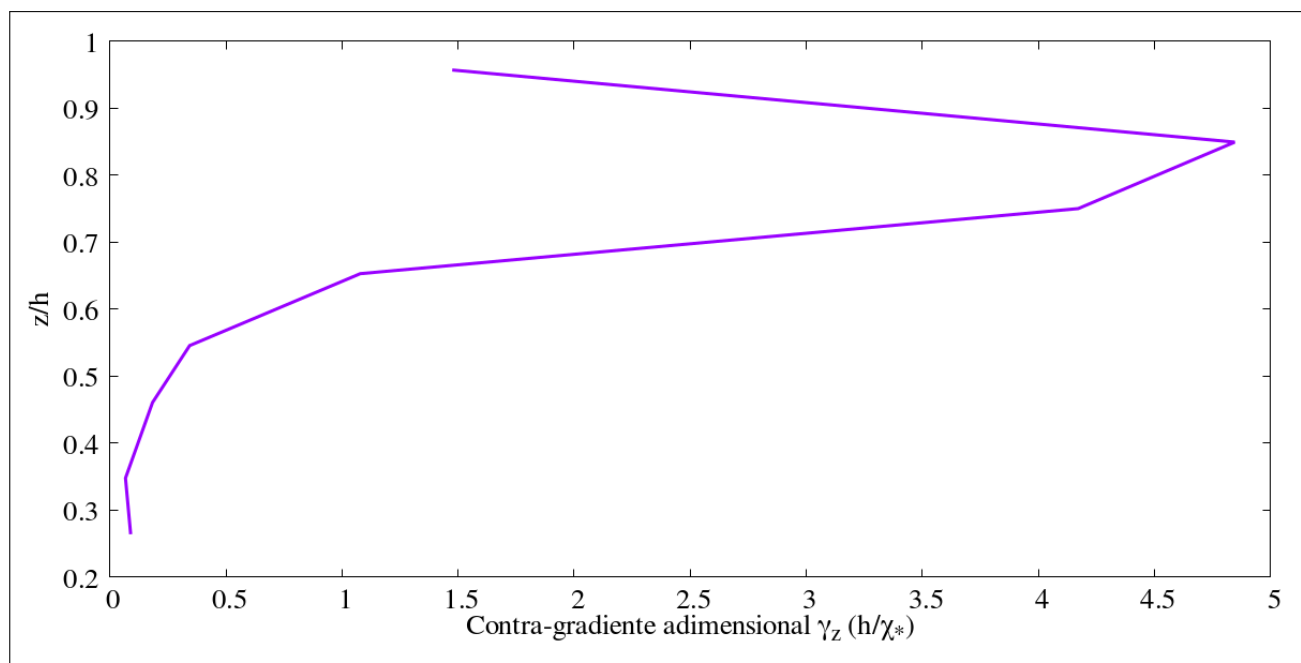
As simulações foram feitas em dois períodos de 360 horas (duas semanas): o período "úmido", entre 15 de Janeiro de 2014 às 12h00 e 30 de Janeiro de 2014 às 12h00 e o período "seco", entre 15 de Setembro de 2014 às 12h00 e 30 de Setembro de 2014 às 12h00 <sup>1</sup>. Para cada período foram feitas três 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 vista em Eras et al. (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  $\gamma_z$  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) que diz 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



Fonte: Autores (2023)

## 5.1 Estação seca

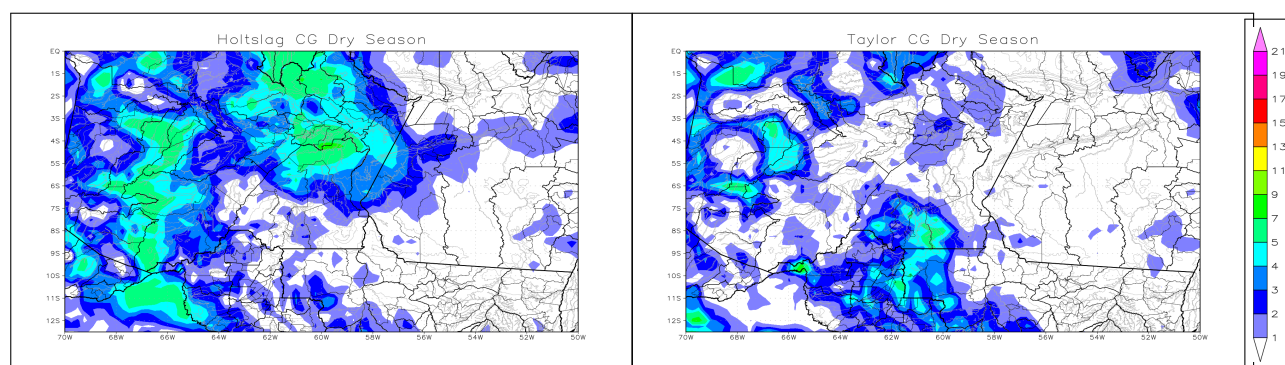
Observando a Tabela 1, é notado que a implementação do CG de TCV obteve o menor erro para Precipitação em relação aos dados de reanálise do ERA5 nos três cálculos de diferença. Também é notada um menor erro para Radiação de Topo, indicando um bom equilíbrio de energia para simulação usando o CG de TCV. 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  $\gamma_x$ . O bom resultado numérico para precipitação pode ser observado visualmente fazendo o acumulado de chuva sobre a região amazônica nas duas semanas de simulação em relação as duas diferentes implementações do CG. Na Figura 2 é notada 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
DM	Taylor	1.9172°K	486.5812m	<b>21.2835</b> Wm <sup>-2</sup>	0.1412%	<b>-0.0200</b> kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
	Holtzlag	<b>0.0737</b> °K	<b>131.6978</b> m	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>
ERM	Taylor	0.6636°K	129.9477m	<b>8.8049</b> Wm <sup>-2</sup>	0.3157%	<b>3.6657</b> kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
	Holtzlag	<b>0.5204</b> °K	<b>69.1960</b> m	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>
EMQ	Taylor	3.2269°K	652.5201m	38.4345Wm <sup>-2</sup>	0.3922%	<b>10.8219</b> kg(m <sup>2</sup> day) <sup>-1</sup>
	Holtzlag	<b>2.6349</b> °K	<b>408.0517</b> m	<b>38.0463</b> Wm <sup>-2</sup>	<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>

Fonte: Autores (2023)

Figura 2 – Raiz do erro quadrático médio do acumulado de precipitação de duas semas 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



(a) CG de HB.

(b) CG de TCV.

Fonte: Autores (2023)

## 5.2 Estação úmida

Observando a Tabela 2, é notado 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 na 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.

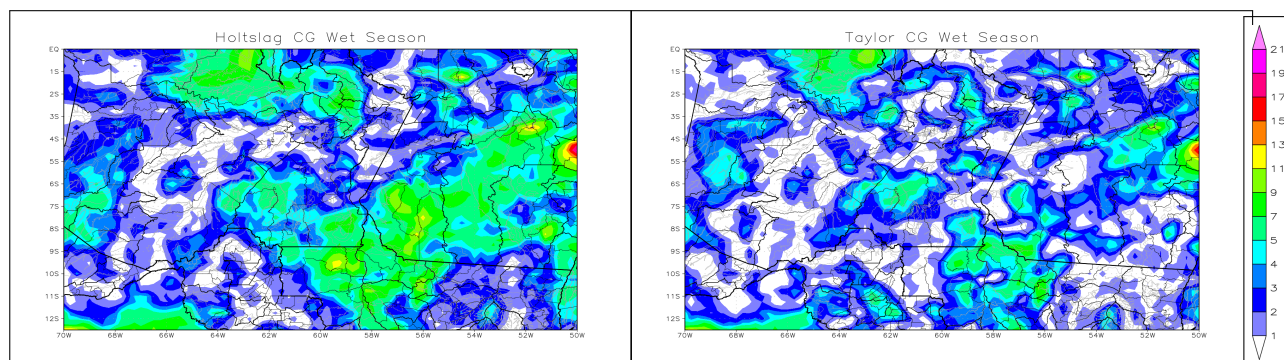
Tabela 2 – DM, ERM e EMQ em relação aos dados do ERA5 na região amazônica na estação úmida com a resolução TQ126. Os valores em negrito ressaltam o menor erro de cada variável

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>

Fonte: Autores (2023)



Figura 3 – Raiz do erro quadrático médio do acumulado de precipitação de duas semas 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



(a) CG de HB.

(b) CG de TCV.

Fonte: Autores (2023)

## 6 CONCLUSÃO

O termo  $\gamma_x$  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), mostrou boa escalabilidade aplicada a um modelo global de baixa resolução com esses resultados. Os resultados aqui apresentados fizeram uso da calibração original do termo de CG onde  $\beta = 0.02$ , sendo objeto de pesquisas futuras uma nova calibração desse termo visando melhores resultados globais ou mesmo outras regiões específicas além da bacia amazônica.

## REFERÊNCIAS

- Bretherton, C. S. & Park, S. (2009). A new moist turbulence parameterization in the community atmosphere model. *Journal of Climate*, 22(12):3422–3448.
- Campos Velho, H. F., Holtslag, A. M., Degrazia, G., & Pielke Sr, R. (1998). New parameterizations in rams for vertical turbulent fluxes. Technical report, Colorado State University, Fort Collins (CO), USA.
- Cuijpers, J. W. M. & Holtslag, A. A. M. (1998). Impact of skewness and nonlocal effects on scalar and buoyancy fluxes in convective boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(2):151–162.

- Deardorff, J. W. (1966). The counter-gradient heat flux in the lower atmosphere and in the laboratory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 23(5):503–506.
- Degrazia, G., Anfossi, D., Carvalho, J., Mangia, C., Tirabassi, T., & Velho, H. C. (2000). Turbulence parameterisation for pbl dispersion models in all stability conditions. *Atmospheric environment*, 34(21):3575–3583.
- Eras, E. R., Kubota, P. Y., & de Campos Velho, H. F. (2023). Teoria estatística da turbulência aplicada ao modelo global bam-inpe. *Ciência e Natura*, 45(esp. 2):e78815–e78815.
- 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. (2016). The brazilian global atmospheric model (bam): performance for tropical rainfall forecasting and sensitivity to convective scheme and horizontal resolution. *Weather and Forecasting*, 31(5):1547–1572.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., et al. (2018). Era5 hourly data on single levels from 1959 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*, 10(10.24381).
- Holtstlag, A. A. M. & Boville, B. A. (1993). Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *Journal of climate*, 6(10):1825–1842.
- Holtstlag, A. A. M., De Bruijn, E. I. F., & Pan, H. L. (1990). A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Monthly Weather Review*, 118(8):1561–1575.
- Mellor, G. L. & Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20(4):851–875.
- Troen, I. B. & Mahrt, L. (1986). A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Boundary-Layer Meteorology*, 37(1-2):129–148.
- Welter, M. E. S. (2006). Modelagem do termo de contra gradiente na parametrização de turbulência no modelo atmosférico brams. Mestrado em ciência da computação, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

## Contribuições dos autores

### 1 – Eduardo Rohde Eras

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais INPE, Discente de doutorado em computação aplicada do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Mestre em computação aplicada <https://orcid.org/0000-0002-5159-3569> • [eduardorohdeeras@gmail.com](mailto:eduardorohdeeras@gmail.com)  
Contribution: Escrita – Primeira Redação

### 2 – Haroldo Fraga de Campos Velho

Instituto de Pesquisas Espaciais, Pesquisador Sênior do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Doutor em Engenharia Mecânica <https://orcid.org/0000-0003-4968-5330> • [haroldo.camposvelho@inpe.br](mailto:haroldo.camposvelho@inpe.br)  
Contribution: Escrita, Supervisão e Revisão

### **3 – Paulo Yoshio Kubota**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Docente de meteorologia do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Doutor em Meteorologia

<https://orcid.org/0000-0003-4858-1337> • paulo.kubota@inpe.br

Contribution: Supervisão e Revisão

### **Como citar este artigo**

Eras, E. R., Velho, H. F. de C., & Kubota, P. Y.(2024)., Uso do termo de contra-gradiente baseado na teoria de Taylor e a sua influência na simulação de precipitação na região amazônica. *Ciência e Natura*, Santa Maria, v. 46, esp. 2, e87610. <https://doi.org/10.5902/2179460X87610>