



# Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: [www.ufpe.br/rbgfe](http://www.ufpe.br/rbgfe)



## Validação de um modelo climático simplificado adaptado para simular os efeitos do aumento da concentração de CO<sub>2</sub> associados à teoria dos raios cósmicos galácticos

Emerson Damasceno de Oliveira<sup>1</sup>, José Henrique Fernandez<sup>2</sup>, David Mendes<sup>3</sup>,  
Maria Helena Constantino Spyrides<sup>4</sup> e Weber Andrade Gonçalves<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Meteorologista (Laboratório de Meteorologia – LABMET/UNIVASF), Juazeiro-BA, Brasil, Autor correspondente e-mail: [emerson.oliveira@univasf.edu.br](mailto:emerson.oliveira@univasf.edu.br). <sup>2</sup> <sup>3</sup> <sup>4</sup> <sup>5</sup>Professor(a) (Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas – PPGCC/ UFRN), Natal-RN, Brasil

Artigo recebido em 12/09/2018 e aceito em 20/12/2018

### RESUMO

Esta pesquisa teve como proposta principal simular a atuação dos Raios Cósmicos Galácticos (RCG) sobre o balanço energético global na atmosfera terrestre, considerando-se para tanto a atuação do dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) individualmente e em conjunto com o fluxo dos RCG. Deste modo, desenvolveu-se uma versão modificada do modelo climático *Global Resolved Energy Balance* (GREB), possibilitando-se a simulação de novos cenários. O novo modelo está sendo chamado de GREB-GCR, do inglês *Galactic Cosmic Rays* (GCR). Os resultados sugerem que a ação em conjunto dos RCG e do CO<sub>2</sub>, Experimento 20 (EXP20), apresentou uma melhor representação da temperatura superficial quando comparada à ação individual do CO<sub>2</sub>, Experimento 12 (EXP12). Este comportamento está evidenciado principalmente sobre os oceanos. Espacialmente identificou-se a partir da Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) que o EXP20 apresentou uma redução do erro sobre a região tropical quando comparado ao EXP12. Todavia, destaca-se que nos dois experimentos o modelo GREB-GCR apresentou erros mais expressivos sobre as regiões polares e locais de grande altitude.

Palavras-chave: simulação, galácticos, GREB-GCR, clima.

## Validation of a simplified climate model adapted to simulate the effects of increased CO<sub>2</sub> concentration associated with the galactic cosmic rays theory

### ABSTRACT

This research had as main proposal the establishment and simulation of the Galactic Cosmic Rays (GCR) role on the global energy balance in the Earth's atmosphere, considering the performance of carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) individually and together with the GCR fluxes. In this way, a modified version of the *Global Resolved Energy Balance* (GREB) climate model was developed, making it possible to simulate new scenarios. The new model is being called GREB-GCR. The results suggest that the joint action of GCR and CO<sub>2</sub>, Experiment 20 (EXP20), presented a better representation on the surface temperature when compared to the exclusive action of CO<sub>2</sub>, Experiment 12 (EXP12). This fact is mainly evidenced on the oceans. It was identified from the root mean square error (REQM) that the EXP20 presented a spatially reduction of the error on the tropical region while compared to the EXP12. However, it is noteworthy that in both experiments the GREB-GCR model presented more significant errors on high altitude and polar regions.

Key-words: simulation, galactic, GREB-GCR, climate.

### Introdução

Segundo o *Fifth Assessment Report* (AR5) do *Intergovernmental Panel on Climate Changes* (IPCC) pode-se afirmar com um intervalo de confiança de 95%, que o aumento da temperatura do ar entre meados do século XX e o presente momento está diretamente associado ao aumento da concentração de dióxido de carbono (IPCC, 2014). Sabe-se, também, que no último 1 milhão de

anos a temperatura do ar oscilou consideravelmente, entre -17,0 e +1,8 °C, sendo este período conhecido como Dansgaard-Oeschger (Bintanja et al., 2005). Algumas teorias foram propostas a fim de explicar a manifestação natural das mudanças climáticas, por exemplo: variações da intensidade solar, atividades vulcânicas, mudanças no campo magnético terrestre e

variações dos parâmetros orbitais (ciclos de Milankovitch) (PUETZ; PROKOPH; BORCHARDT, 2016).

Uma teoria proposta inicialmente por Bray (1971) sugeriu que, de alguma forma a variação no fluxo de Raios Cósmicos Galácticos (RCG) estaria associada ao avanço e recuo do gelo nos polos. Posteriormente, Dickinson (1975) postulou que a variação do fluxo de RCG possui algum tipo de ligação com a atividade magnética solar e com a cobertura de nuvens. Não obstante, ao final do século XX encontrou-se uma correlação positiva entre a variação da cobertura de nuvens baixas e o fluxo de RCG (Pudovikin e Veretenenko, 1997; Svensmark e Friis-Christensen, 1997). Nos últimos anos, vários estudos foram desenvolvidos com objetivo de averiguar se, de fato, a interação dos RCG com o ar atmosférico favorece a criação de aerossóis, que por sua vez, podem atuar como Núcleos de Condensação de Nuvens (NCN) (i.e Svensmark, Enghoff e Pedersen, 2013; Svensmark, 2015; Kim et al., 2016). Também foram publicados trabalhos que sugeriram existir uma correlação positiva entre a variação da temperatura do ar na superfície e a atividade magnética solar (i.e Frigo et al., 2013; Biktash, 2014; Tsonis et al., 2015).

Segundo Lewis e Curry (2015), durante três décadas as avaliações científicas forneceram uma mesma estimativa à Sensibilidade do Equilíbrio Climático (SEC). No *Fourth Assessment Report* (AR4) do IPCC, por exemplo, foi sugerido um intervalo entre 2,0 e 4,5 K para a SEC, sendo este fortemente influenciado por simulações realizadas em modelos. Recentemente, vários estudos baseados em dados observados encontraram uma nova estimativa da SEC entre 1,5 e 2,0 K, ou seja, muito menor do que os estudos anteriores indicavam. Ainda segundo Lewis e Curry (2015), a fim de se ajustar aos novos valores o AR5 atualizou a SEC para um intervalo entre 1,5 e 4,5 K, o que representa uma maior margem de incertezas. Segundo Storelmo et al. (2016), a contribuição para as incertezas na SEC são predominantemente devido aos aerossóis, o autor afirma que em escala global, entre os anos de 1850 e 2011, verificou-se uma forte correlação ( $r=0,98$ ) entre a presença de aerossóis na atmosfera (forçante radiativa negativa) e a concentração de dióxido de carbono (forçante radiativa positiva). Ainda segundo Storelmo et al (2016), estima-se que cerca de um terço do aumento da temperatura sobre os continentes foi mascarado pelo aumento da presença de aerossóis na atmosfera.

Segundo Dommenges e Flöter (2011), as primeiras estimativas sobre mudanças climáticas devido à variação dos Gases do Efeito Estufa (GEE) iniciaram-se com considerações simples a

cerca do equilíbrio energético global, surgindo assim os Modelos Climáticos de Balanço de Energia (MCBE) (i.e., Arrhenius, 1896; Sellers, 1969; Budyko, 1969; North et al., 1981). Ainda segundo Dommenges e Flöter (2011), os Modelos de Circulação Geral (MCG) possuem muitos processos e isto os torna bastante complexos. Todavia, segundo os autores, é possível representar as principais características de grande escala das mudanças climáticas através de Modelos Climáticos Simplificados (MCS). Para tanto, os autores desenvolveram o modelo *Global Resolved Energy Balanced* (GREB), uma ferramenta relativamente simples que possibilita testar a atuação de forçantes externas ao sistema climático (DOMMENGES e FLÖTER, 2011).

Um MCBE inspirado na teoria dos RCG foi desenvolvido por Rusov et al. (2010) e de acordo com os autores o modelo conseguiu simular com sucesso o evento Dansgaard-Oeschger. Deste modo, o objetivo do presente trabalho foi simular a temperatura do ar na superfície considerando a atuação dos RCG sobre o balanço energético global. Para tanto, desenvolveu-se uma versão modificada do modelo GREB capaz de simular os efeitos do aumento do dióxido de carbono e da variação do fluxo de RCG.

## Material e métodos

Conforme foi exposto anteriormente, o presente estudo desenvolveu uma versão modificada do modelo GREB, a qual está sendo chamada de GREB-GCR. Esta nova versão trabalha com a mesma resolução horizontal de sua versão original, ou seja,  $3,75^\circ$ . Foram inseridos dois novos dados de entrada, sendo estes as médias anuais da concentração de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), em partes por milhão (ppm), e de Manchas Solares ( $SN$ ), adimensional. A série de concentração de  $\text{CO}_2$  foi obtida a partir do KNMI ([https://climexp.knmi.nl/getindices.cgi?WMO=C  
DIACData/co2\\_annual&STATION=CO2&TYPE  
=i&id=someone@somewhere&NPERYEAR=1](https://climexp.knmi.nl/getindices.cgi?WMO=CDIACData/co2_annual&STATION=CO2&TYPE=i&id=someone@somewhere&NPERYEAR=1)) sendo esta série uma compilação de dados do *Earth Policy Institute*, *Worldwatch Institute*, *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e do *Earth System Research Laboratory* (ESRL). Já a série de  $SN$  foi obtida a partir do sítio SILSO (<http://www.sidc.be/silso/datafiles>) sendo os créditos atribuídos ao *Royal Observatory of Belgium*. Estes dados compreendem uma série temporal entre os anos de 1700 e 2017.

Na Figura 1 tem-se um esquema dos principais processos considerados no modelo GREB-GCR, os quais representam o balanço energético global. Estes processos são utilizados para calcular a Temperatura Superficial,  $T_{surf}$ , que

está representada pela seguinte equação de tendência:

$$\gamma_{surf} \frac{dT_{surf}}{dt} = F_{solar} + F_{thermal} + F_{latent} + F_{sense} + F_{ocean} + F_{correct} \quad (1)$$

Onde a  $T_{surf}$  é calculada a partir da radiação solar,  $F_{solar}$ , da radiação térmica líquida,  $F_{thermal}$ , do calor latente de evaporação da água superficial,  $F_{latent}$ , da troca de calor turbulenta com a atmosfera,  $F_{sense}$ , e da troca de calor com o oceano profundo,  $F_{ocean}$ . O

termo correção de fluxo,  $F_{correct}$ , é uma correção empírica das tendências da  $T_{surf}$  a fim de corrigir erros do modelo, Já  $\gamma_{surf}$  é a capacidade térmica superficial.

No modelo GREB-GCR são representados nove processos, desde a entrada de Radiação Solar (1) à penetração de RCG (9). Os processos de (1) até (8) já faziam parte do código original do modelo GREB, portanto, recomenda-se a leitura do artigo de Dommenget e Flöter (2011) para maiores informações. Deste modo, faz-se aqui uma breve explanação sobre como a ação dos RCG foi implementada no código do modelo GREB-GCR.

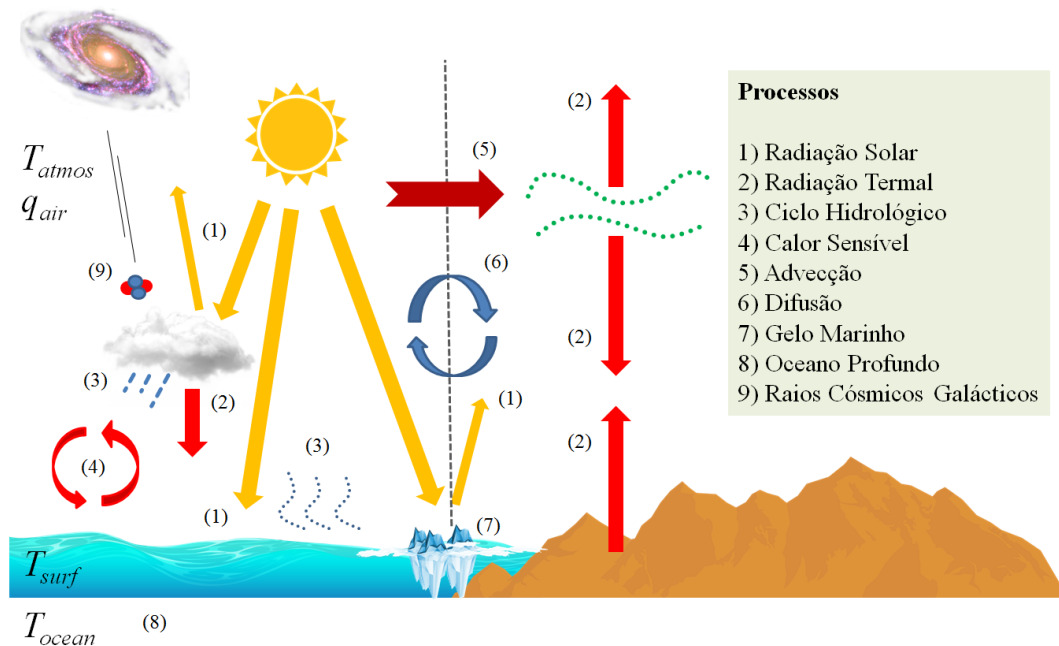


Figura 1: Esquema dos processos simulados no modelo GREB-GCR. Fonte: Modificado de Dommenget e Flöter (2011)

No modelo GREB a climatologia da cobertura de nuvens,  $cldclim$ , é uma condição fixa, mantendo-se invariável ao longo dos anos de simulação. Segundo Dommenget e Flöter (2011) o albedo atmosférico,  $\alpha_{atmos}$ , no GREB é função apenas da  $cldclim$ . Assim, desenvolveu-se uma simples parametrização no modelo GREB-GCR capaz de simular flutuações anuais da  $cldclim$  em função de  $SN$ , veja a seguir:

$$\alpha_{atmos} = [cldclim + cldclim \cdot \cos\left(\left(\frac{SN}{MAX_{SN}}\right)\pi\right) \cdot var_{cloud}] \cdot \alpha_{cloud} \quad (2)$$

onde  $MAX_{SN}$  representa o valor máximo encontrado na série de  $SN$ ,  $var_{cloud}$  representa a variação percentual da cobertura de nuvens e  $\alpha_{cloud}$  é o albedo médio estimado para as nuvens. Segundo Owens et al (2015) o fluxo de RCG e o  $SN$  são negativamente correlacionados, fundamentando-se a utilização da

função cosseno na Equação 2. Segundo Kirkby (2008), estima-se que a cobertura de nuvens varie aproximadamente 1% em função do fluxo de RCG, deste modo, adotaram-se diferentes valores para  $var_{cloud}$  (0,5%, 0,75% e 1,0%), e, conforme Dommenget e Flöter (2011) o valor adotado para  $\alpha_{cloud}$  foi 35%. Não obstante, o valor máximo ( $MAX_{SN}$ ) encontrado na série de  $SN$  foi de 269,3 manchas.

A emissividade atmosférica,  $\epsilon_{atmos}$ , do modelo GREB está baseada em diferentes trabalhos, sendo seu cálculo dado pelo somatório das contribuições individuais do vapor d'água,  $CO_2$  e  $cldclim$  (i.e., Myhreet al., 1998; Kiehl e Ramanathan, 1982). Portanto, por ser a  $cldclim$  constante no modelo GREB, a emissividade das nuvens,  $\epsilon_{cldclim}$ , não contribui para variações anuais da  $\epsilon_{atmos}$ . Assim, em concordância às alterações realizadas no  $\alpha_{atmos}$ , a  $\epsilon_{cldclim}$  também foi modificada, adotando-se a equação a seguir:

$$\epsilon_{cldclim} = cldclim + cldclim \cdot \cos\left(\left(\frac{SN}{MAX_{SN}}\right)\pi\right) \cdot var_{cloud} \quad (3)$$

O modelo GREB-GCR possui três experimentos que simulam a contribuição individual e em conjunto das equações 2 e 3, adotando-se para tanto o CO<sub>2</sub> constante em 280 ppm. Todavia, o GREB-GCR também possui um experimento que avalia a soma das contribuições das equações 2 e 3 e da variação da concentração

de CO<sub>2</sub>. Na Tabela 1 tem-se um resumo destes experimentos, ressaltando-se que o experimento 12 (EXP12) do modelo GREB foi modificado no GREB-GCR, este experimento antes simulava o cenário A1B do AR4, contudo, agora reconstrói o clima baseando-se nas médias anuais de CO<sub>2</sub> entre os anos de 1700 e 2017. O modelo GREB possui ao todo 16 experimentos, sendo estes descritos em Dommenget e Flotter (2011). As simulações analisadas neste estudo foram os experimentos EXP12 e EXP20, sendo a média anual da temperatura do ar na superfície,  $T_{surf}$ , a variável estudada.

Tabela 1: Resumo dos principais experimentos simulados com o modelo GREB-GCR.

<b>EXP12</b> – Apenas o Dióxido de Carbono	$T_{surf} = f(\text{CO}_2)$
<b>EXP17</b> – Apenas o Albedo Atmosférico	$T_{surf} = f(\alpha_{atmos})$
<b>EXP18</b> – Apenas a Emissividade das nuvens	$T_{surf} = f(\epsilon_{cldclim})$
<b>EXP19</b> – Albedo e Emissividade Atmosférica	$T_{surf} = f(\alpha_{atmos}, \epsilon_{cldclim})$
<b>EXP20</b> – Albedo e Emissividade Atmosférica mais Dióxido de Carbono	$T_{surf} = f(\alpha_{atmos}, \epsilon_{cldclim}, \text{CO}_2)$

Na Figura 2 tem-se o fluxograma de como estão relacionados os módulos e as sub-rotinas do código do modelo GREB-GCR. Os módulos “Numérico” e “Físico” fornecem parâmetros e dados de entrada ao modelo (i.e., velocidade do vento, radiação solar, umidade do solo etc.), já o módulo

“Diagnóstico” declara quais são as variáveis de diagnóstico e prognóstico. A sub-rotina “GREB-GCR” é a responsável por chamar todas as demais sub-rotinas (“Correções de Fluxo”, “CO<sub>2</sub>” e “Laço de Tempo”) sendo que estas também chamam outras sub-rotinas, o caso

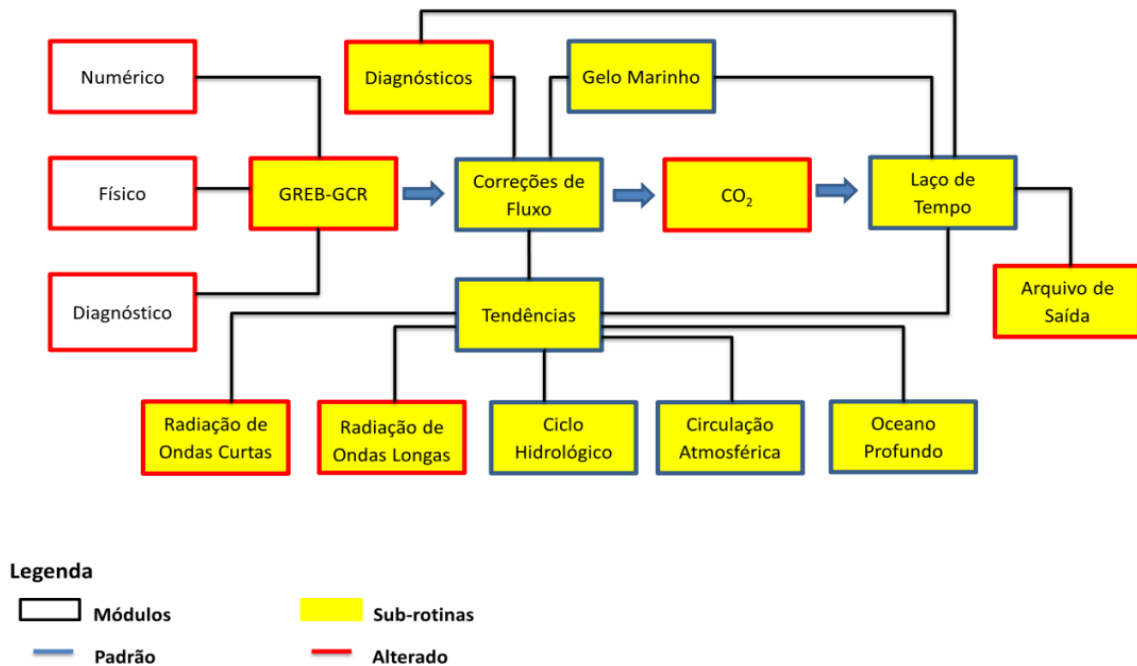


Figura 2: Fluxograma de funcionamento do código do modelo GREB-GCR, expondo as sub-rotinas e módulos que foram alterados.

da sub-rotina “Tendências” que é utilizada tanto para criar o  $F_{correct}$  de cada uma das variáveis diagnosticadas, como para entrar na sub-rotina “Laço de Tempo” que é responsável por computar os anos de simulação, chamando a sub-rotina “Arquivo de Saída”. Cabe enfatizar ainda que as

equações 2 e 3 estão presente nas sub-rotinas “Radiação de Ondas Curtas” e “Radiação de Ondas Longas”, respectivamente.

Não obstante, foram utilizadas médias anuais da anomalia de  $T_{surf}$  global disponibilizadas no sítio crudata (<https://crudata.uea.ac>.

[uk/cru/data/temperature/](http://uk/cru/data/temperature/)) sendo estas resultantes de uma parceria entre o *Climate Research Unit (University of East Anglia)* e o *Hadley Centre (UK Met Office)*. Estes dados são denominados por HadCRUT4 (Global), CRUTEM4 (Continental) e HadSST3 (Oceânico), sendo estes resultantes dos esforços de alguns pesquisadores (i.e: Jones et al., 1999; Jones et al., 2001; Jones et al., 2012; Kennedy et al., 2011; Osborn and Jones, 2014; e, Morice et al., 2012). As séries temporais da  $T_{surf}$  simuladas nos experimentos EXP12 e EXP20 foram analisadas neste primeiro trabalho com a finalidade de validar a  $T_{surf}$  simulada, escolhendo-se para tanto o período entre 1950 e 2017, adotando-se como áreas de estudo todo o globo terrestre e as regiões continentais e oceânicas individualmente.

Também foi adotado campo global da  $T_{surf}$ , utilizando-se para tanto os dados de reanálise do NCEP como fonte observacional. Por fim, calculou-se o campo da diferença média anual entre a  $T_{surf}$  simulada e os dados de reanálise do NCEP, contemplando-se as médias anuais do período entre 1980 e 2017.

#### Análise estatística

A análise dos dados deu-se inicialmente através de uma abordagem descritiva, analisando-se a média ( $\mu$ ), mediana ( $med$ ), variância ( $\sigma^2$ ), desvio padrão ( $\sigma$ ) e o coeficiente de variação ( $cv$ ). Em seguida, adotou-se o coeficiente de correlação de Pearson ( $\rho$ ) e a Raiz do Erro quadrático Médio (REQM), a fim de estimar o erro entre a  $T_{surf}$  simulada e a observada, sendo que a REQM é dada pela equação 4:

$$REQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2} \quad (4)$$

em que  $N$  representa o número de anos analisados,  $S_i$  os dados simulados, e,  $O_i$  os dados observados. Não obstante, para uma melhor análise, foram aplicadas correlações cruzadas, objetivando-se identificar a existência de *lags*. Também foi adotado o teste t pareado, tendo em vista as amostras serem geograficamente dependentes. O teste t pareado consiste basicamente em analisar as diferenças entre o simulado e o observado, construindo-se para tanto uma nova série a partir de suas diferenças  $D_i = S_i - O_i$ . Deste modo, adotou-se a Hipótese nula ( $H_0$ ) e Hipótese Alternativa ( $H_1$ ) conforme o definido a seguir:

$$H_0 : \mu_D = 0$$

$$H_1 : \mu_D \neq 0$$

sendo que  $\mu_D$  representa o valor médio da série das diferenças  $D_i$ . Deste modo, para o referido teste adotou-se um nível de significância estatística de 5%, em que se o p-valor  $< 0,05$  a média destas diferenças será considerada estatisticamente diferente de zero.

Por fim, pretende-se a partir das técnicas expostas anteriormente, inferir se ao considerarmos a atuação dos RCG à reconstrução da  $T_{surf}$  esta irá representar melhor, ou não, as diferentes séries observadas da  $T_{surf}$ .

#### Resultados

A partir de uma análise descritiva dos dados observados da anomalia de  $T_{surf}$ , verificou-se que a região continental possui medidas de tendência central e de dispersão superiores as das regiões oceânicas (Tabela 2). Observou-se ainda que o coeficiente de variação ( $cv$ ) indica que os dados são mais homogêneos sobre os oceanos, todavia o  $cv$  sugere certa heterogeneidade dos dados sobre os continentes. Segundo Bellon (2011) esse comportamento ocorre devido a menor capacidade calorífica das regiões continentais em relação às oceânicas. Em relação à mediana ( $med$ ) é possível identificar que o EXP20\_0.75 ( $var_{cloud} = 0,75\%$ ) foi o que mais se aproximou dos dados observados, verifica-se também que os experimentos EXP12 e EXP20\_0.5 apresentam resultados similares. Já o EXP20\_1.0 foi o experimento que apresentou melhor concordância sobre a região oceânica, mediante a análise do desvio padrão ( $\sigma$ ), a variância ( $\sigma^2$ ) e o coeficiente de variação ( $cv$ ).

Ainda em relação às medidas de tendência central e de dispersão, observou-se pouca diferença entre a  $T_{surf}$  oceânica e global nas simulações com o modelo GREB-GCR. As anomalias médias ( $\mu$ ) da  $T_{surf}$  (Global, Continental e Oceânica) indicam uma maior aproximação quando se comparam os dados simulados e observados sobre a região oceânica e global, nota-se que o dado CRUTEM4 [0,262] representa aproximadamente o dobro das anomalias médias ( $\mu$ ) da  $T_{surf}$  simulada com o GREB-GCR em todos os experimentos. Deste modo, verifica-se que a  $T_{surf}$  simulada no modelo GREB requer ainda aprimoramentos a fim de melhor representar o contraste térmico entre continente-oceano.

Tabela 2: Estatística descritiva dos dados de  $T_{surf}$  observados e simulados com o modelo GREB-GCR.

$\mu$	$med$	$\sigma^2$	$\sigma$	$cv$
-------	-------	------------	----------	------

<b>HadCRUT4</b>	0,159	0,096	0,071	0,266	0,018
<b>CRUTEM4</b>	0,262	0,131	0,183	0,428	0,028
<b>HadSST3</b>	0,120	0,069	0,041	0,202	0,013
<b>EXP12_Global</b>	0,123	0,082	0,055	0,235	0,014
<b>EXP12_Continental</b>	0,142	0,098	0,076	0,276	0,017
<b>EXP12_Oceânico</b>	0,115	0,075	0,048	0,219	0,014
<b>EXP20_0.5_Global</b>	0,120	0,093	0,051	0,226	0,015
<b>EXP20_0.5_Continental</b>	0,140	0,108	0,071	0,266	0,018
<b>EXP20_0.5_Oceânico</b>	0,112	0,086	0,044	0,210	0,014
<b>EXP20_0.75_Global</b>	0,118	0,091	0,049	0,221	0,015
<b>EXP20_0.75_Continental</b>	0,138	0,112	0,068	0,261	0,017
<b>EXP20_0.75_Oceânico</b>	0,110	0,083	0,042	0,205	0,014
<b>EXP20_1.0_Global</b>	0,118	0,102	0,048	0,219	0,015
<b>EXP20_1.0_Continental</b>	0,138	0,116	0,067	0,259	0,017
<b>EXP20_1.0_Oceânico</b>	0,110	0,093	0,041	0,202	0,013

Em uma análise, a partir do coeficiente de correlação de Pearson ( $\rho$ ) na Tabela 3, verificou-se que conforme se eleva o valor do parâmetro  $var_{cloud}$ , tem-se uma redução da correlação. Quando se adota 0,75% para  $var_{cloud}$  a correlação mantém-se igual entre os experimentos EXP12 e EXP20, contudo, quando se adotou 0,5% verificou-se um aumento da correlação sobre a região oceânica, entretanto, este aumento não foi significativo. Analogamente, percebe-se que a REQM (Tabela 3) aumenta quando se eleva o valor do parâmetro  $var_{cloud}$ , com destaque dessa característica sobre as regiões continentais (CRUTEM4). Na Tabela 3 tem-se ainda o p-valor encontrado aplicando o teste t pareado, sendo possível inferir a partir deste que

a diferença entre a  $T_{surf}$  simulada e a observada,  $D_i$ , (Continental) é estatisticamente não significativa. Todavia, sobre as regiões oceânica e global, o p-valor encontrado indica que as diferenças entre o simulado e o observado são estatisticamente significativas. Ressalta-se ainda que o p-valor diminui conforme aumenta o parâmetro  $var_{cloud}$ , cabe ainda enfatizar que a  $T_{surf}$  simulada com o EXP12 possui comportamento suavizado, o que por sua vez favorece encontrar melhores resultados. Utilizando-se a correlação cruzada não foi identificada a existência de lags entre as séries observadas e simuladas. Destaca-se também que a REQM do EXP20\_1.0 foi a de maior valor encontrado.

Tabela 3: Diferentes técnicas aplicadas entre a  $T_{surf}$  observada e a simulada.

		$\rho$	REQM	Teste t (p-valor)
<b>Global</b>	<b>EXP12</b>	0,920	0,110	0,036
	<b>EXP20 [0.50%]</b>	0,923	0,110	0,039
	<b>EXP20 [0.75%]</b>	0,920	0,113	0,041
	<b>EXP20 [1.00%]</b>	0,914	0,117	0,042
<b>Continental</b>	<b>EXP12</b>	0,925	0,234	0,119
	<b>EXP20 [0.50%]</b>	0,924	0,241	0,122
	<b>EXP20 [0.75%]</b>	0,919	0,246	0,124
	<b>EXP20 [1.00%]</b>	0,910	0,251	0,124
<b>Oceânico</b>	<b>EXP12</b>	0,903	0,093	0,005
	<b>EXP20 [0.50%]</b>	0,907	0,089	0,008
	<b>EXP20 [0.75%]</b>	0,905	0,089	0,010
	<b>EXP20 [1.00%]</b>	0,899	0,090	0,011

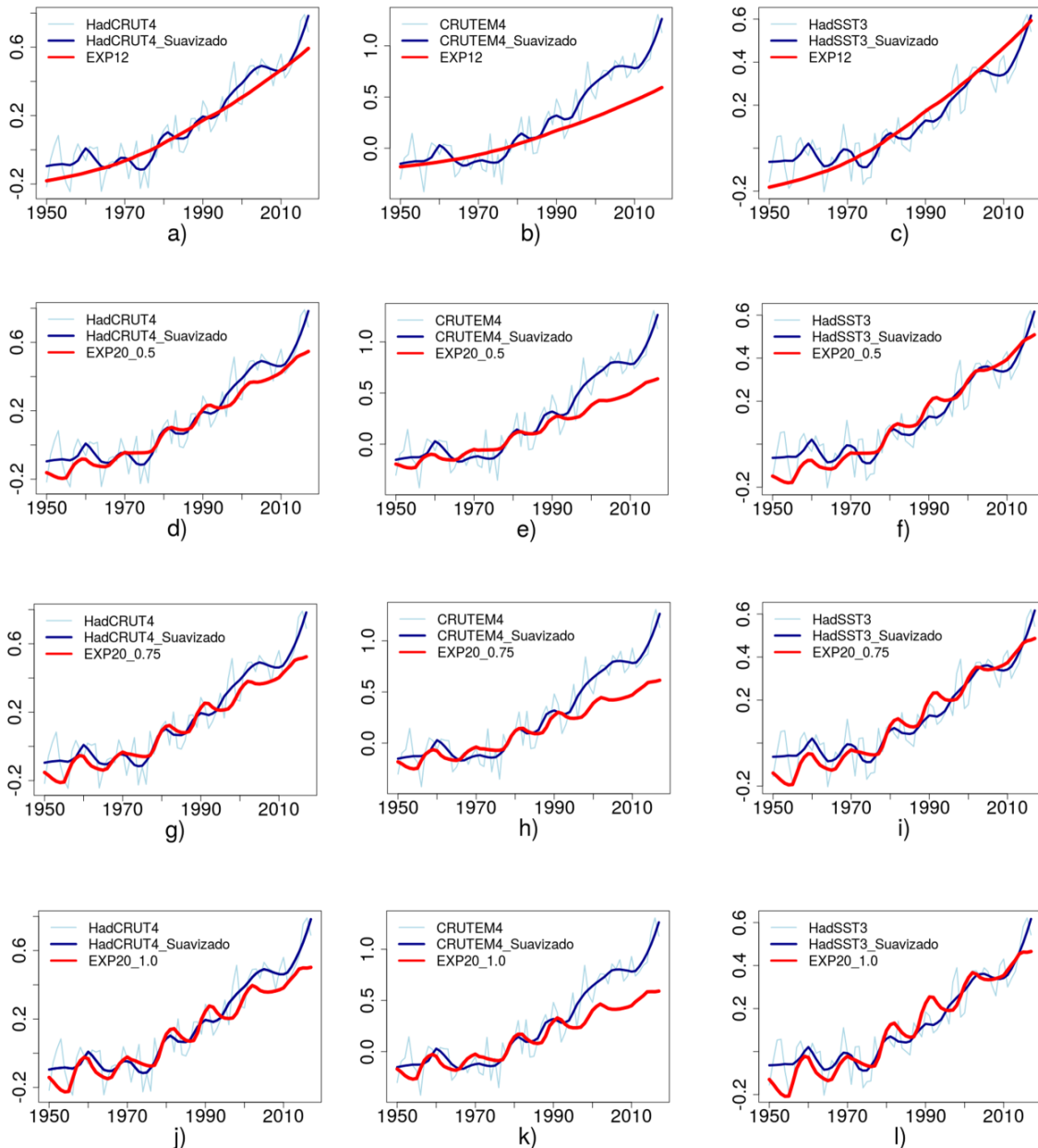


Figura 3: Gráficos da anomalia da  $T_{surf}$  média anual observada (HadCRUT4, CRUTEM4 e HadSST3) e simulada (EXP12, EXP20\_0.5, EXP20\_0.75 e EXP20\_1.0). Da esquerda para a direita tem-se a  $T_{surf}$  (Global, Continental e Oceânica), em que o eixo vertical representa a anomalia da  $T_{surf}$  em °C, e, o eixo horizontal os anos entre 1950 e 2017.

De maneira geral, na Figura 3 constatou-se o que já fora sugerido a partir dos dados dispostos nas Tabelas 2 e 3, ou seja, que a resposta do modelo GREB ao aumento da concentração de  $CO_2$  (EXP12) em regiões continentais (Figura 3b) mostrou-se inferior ao registrado nos dados observados (CRUTEM4). Também foi evidenciado comportamento similar entre a anomalia da  $T_{surf}$  global e a oceânica. Isto se dá devido ao fato da superfície terrestre ser coberta em grande parte por oceanos. Não obstante, verificou-se ainda que a  $T_{surf}$  simulada a partir do EXP20\_0.75 (Figuras 3g, 3h e 3i) conseguiu

representar não apenas o aumento da  $T_{surf}$ , mas também as oscilações periódicas assim como os momentos de equilíbrio climático. Segundo Frigo *et al* (2013) a correlação entre a atividade solar e a  $T_{surf}$  é bem conhecida na literatura, entretanto, segundo o AR5 do IPCC a contribuição da irradiância solar para o aquecimento global antropogênico tem se mostrado pouco significativo. A partir dos dados observados, evidenciou-se a influência de consecutivos ciclos solares (19 a 23) sobre a  $T_{surf}$ , o que para este estudo representa o efeito dos RCG sobre a cobertura de nuvens e consequentemente na  $T_{surf}$ . Já os períodos

de equilíbrio climático ocorreram, aproximadamente, entre os anos de 1950 e 1970, e, entre 2000 a 2010. Verificou-se também que a amplitude de oscilação da  $T_{surf}$  simulada no EXP20 com  $var_{cloud}$  em 0,5% foi pequena, enquanto com  $var_{cloud}$  a 1,0% a amplitude de oscilação mostrou-se grande. Todavia, segundo a Tabela 3, a REQM e o  $\rho$  sugerem que os EXP20 com  $var_{cloud}$  a 0,5% e 0,75% apresentaram resultados mais favoráveis do que o EXP12, tanto global quanto para os oceanos.

Na Figura 4 tem-se a REQM superficial entre a  $T_{surf}$  simulada (GREB-GCR) e a observada (NCEP). É possível identificar que há uma redução da REQM sobre a região tropical, pois conforme o  $var_{cloud}$  aumenta de 0,5% até 1,0% (Figura 4b, 4c e 4d). A região sombreada na cor azul claro [0 – 0,5

°C] se expande gradativamente, sendo máxima na Figura 4d (EXP20\_1.0). O modelo GREB-GCR apresenta maior erro ao simular a  $T_{surf}$  em regiões topograficamente elevadas (cordilheira dos Andes e os Himalaias, por exemplo) e nas altas latitudes. Observa-se que sobre os oceanos a REQM foi baixa, inferior a  $\pm 1^\circ\text{C}$ , contudo, percebe-se que o erro é mais significativo ( $\pm 1^\circ\text{C}$  e  $\pm 3^\circ\text{C}$ ) sobre a Eurásia, América do Norte, Groelândia, Ártico e Antártida. Todavia, a América do Sul, África e Oceania apresentaram menor erro entre as regiões continentais ( $\pm 0,5^\circ\text{C}$  e  $\pm 1,5^\circ\text{C}$ ). Deste modo, verificou-se que o EXP20 trouxe uma melhor representação da  $T_{surf}$  simulada do que o EXP12.

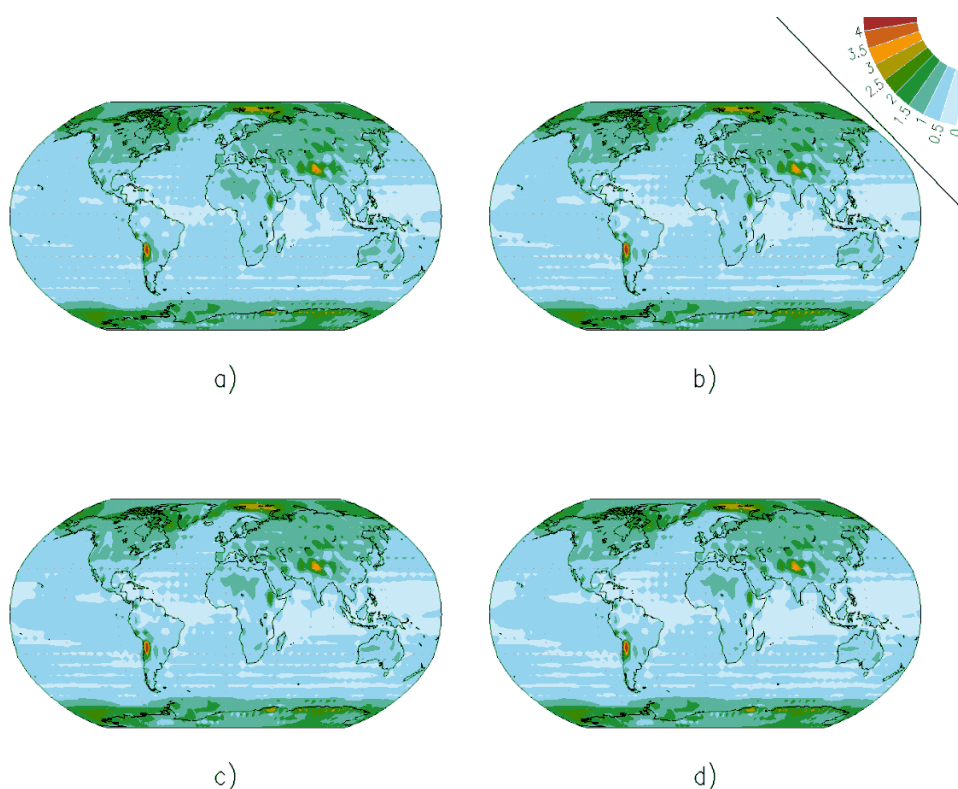


Figura 4: Raiz do Erro Quadrático médio (REQM) entre a  $T_{surf}$  simulada com o GREB-GCR e a reanálise do NCEP entre os anos de 1950 e 2017: a) EXP12-NCEP; b) EXP20\_0.5-NCEP; c) EXP20\_0.75-NCEP; e, d) EXP20\_1.0-NCEP.

A partir da REQM não foi possível identificar os locais onde ocorreram superestimativas ou subestimativas da  $T_{surf}$ . Assim, a partir da Figura 5a, que representa a média anual das diferenças entre o simulado e o observado, verificou-se que o GREB-GCR (EXP20\_1.0) apresenta predominantemente, com exceção de alguns pontos isolados, uma superestimativa da  $T_{surf}$  média global anual. Os pontos isolados (em cor azul) se encontram próximos da Groelândia, na costa da Antártida e próximo a locais de grande elevação, sendo estes representativos da subestimativa de  $T_{surf}$  no modelo. Cabe ressaltar

que modelo GREB-GCR apresentou maiores diferenças entre o simulado e observado justamente nas regiões mais elevadas do planeta.

As Figuras 5b e 5c fornecem as diferenças sazonais, verão e inverno respectivamente. Na Figura 5b, verificou-se que as diferenças foram mais evidentes no Hemisfério Norte, especificamente sobre os continentes, portanto, durante o inverno Boreal o modelo GREB-GCR tende a superestimar a  $T_{surf}$  média sobre os continentes. Já a Figura 5c retrata situação análoga, contudo, para o Hemisfério Sul, com predomínio sobre a Antártida, apresentando uma redução da

formação de gelo marinho devido à superestimativa da  $T_{surf}$ .

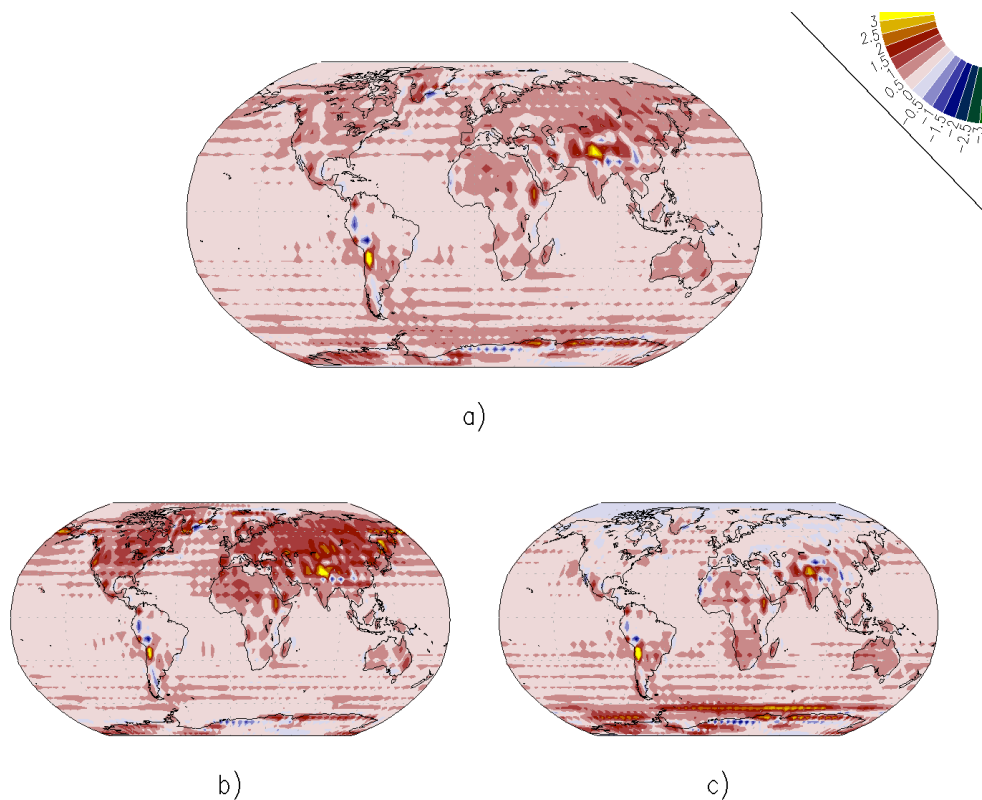


Figura 5: Diferença média entre a  $T_{surf}$  simulada (EXP20\_1.0) e observada (NCEP) entre os anos de 1950 e 2017. a) Diferença média Anual, b) Diferença média para o verão austral, e c) Diferença média para inverno austral.

### Discussões

A partir dos resultados encontrados foi verificado que o modelo GREB simula o contraste continente-oceano subestimando a resposta da  $T_{surf}$  ao aumento do  $CO_2$  sobre regiões continentais. Segundo Lambert e Chiang (2007) a razão ( $\Delta T_L/\Delta T_O$ ) entre a  $T_{surf}$  média anual continental,  $\Delta T_L$ , e oceânica,  $\Delta T_O$ , dos anos de 2003 e 1955 é de 1,55 aproximadamente, aplicando este método ao EXP12 encontrou-se 1,27. Deste modo, fica evidenciado que o modelo GREB necessita de ajustes em seu código a fim de melhor simular o contraste térmico continente-oceano, entretanto, Dommenget e Flöter (2011) advertem que há limitações no modelo GREB devido as suas muitas simplificações.

Destaca-se ainda que o modelo GREB-GCR através do experimento EXP20 possibilitou simular os sinais periódicos das oscilações na  $T_{surf}$ , onde segundo Lihua (2017) estes sinais estão relacionados à atividade solar com um intervalo de confiança de 95%. Foi identificado também que o parâmetro  $var_{cloud}$  aumenta o erro entre o simulado e o observado conforme seu aumento, isto quando comparados aos dados CRU, contudo, para os dados de reanálise o comportamento superficial

sugere uma situação contrária. O valor de 1% sugerido por Kirkby (2007) apresentou amplitude de oscilação elevada, enquanto o valor de 0,5% apresenta amplitude inferior, portanto, entende-se que o valor de 0,75% foi aquele que melhor ajustou-se à série observada de  $T_{surf}$  (Global, Continental e Oceânica). Verificou-se ainda que somente para as regiões continentais o p-valor obtido com o teste t-pareado ficou acima de 5%, ou seja, sugerindo que a média das diferenças entre o simulado e o observado é estatisticamente igual a zero.

### Conclusões

O modelo GREB-GCR mostrou-se capaz de simular não somente o aumento da  $T_{surf}$  (em função do  $CO_2$ ) mas também as oscilações observadas tendo como base a teoria dos RCG. Ressalta-se ainda que para obter melhores resultados é de fundamental importância a realização de um novo estudo, possibilitando melhorar a resposta do modelo ao  $CO_2$  sobre as regiões continentais. Por fim, obteve-se através desta pesquisa uma proposta simplificada do quanto à teoria dos RCG pode impactar o balanço energético global, representando um esforço no sentido de que os

RCG podem, em um futuro próximo, ser inseridos nas projeções climáticas com MCG.

### Agradecimentos

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo amparo a esta pesquisa, à Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) e ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas (PPGCC).

### Referências

- Arrhenius, S., 1896. On the influence of carbonic acid on the air temperature of the ground. *Philos Mag*, v.5, p. 237–276.
- Bellon, G., 2011. Monsoon intraseasonal oscillation and land–atmosphere interaction in an idealized model. *ClimDyn*, Vol. 37, Issue 5-6, pp. 1065-1079, .doi: [10.1007/s00382-010-0893-0](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0893-0)
- Biktash, L.Z., 2014. Evolution of Dst Index, cosmic rays and global temperature during solar cycles 20-23. *Journal: Advances in Space Research*, v.54, p. 2530. doi: [10.1016/j.asr.2014.08.016](https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.08.016)
- Bintanja, R., R.S.W. van de Wal, and J. Oerlemans., 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, v.437, p. 125-128. doi: [10.1038/nature03975](https://doi.org/10.1038/nature03975)
- Bray, J.R., 1971. Solar-Climate Relationships in the Post-Pleistocene. *Science*, New Series 171, 1242-1243.
- Budyko, M.I., 1969. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus* 21, 611–619. doi: [10.1111/j.2153-3490.1969.tb00466.x](https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1969.tb00466.x)
- Dickinson, R.E., 1975. Solar variability and the lower atmosphere. *Bull Am Meteor Soc* 56, 1240. doi: [10.1175/1520-0477\(1975\)056](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1975)056)
- Dommenges, D., Flöeter, J., 2011. Conceptual Understanding of Climate Change with a Globally Resolved Energy Balance Model. *Climate dynamics* 37, 2143-2165. doi: [10.1007/s00382-011-1026-0](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1026-0)
- Frigo, E., Pacca, I.G., Pereira-Filho, A.J., Rampelloto, P.H., Rigozo, N.R., 2013. Evidence for cosmic ray modulation in temperature records from the South Atlantic Magnetic Anomaly region. *Ann. Geophys* 31, 1833-1841. doi: [10.5194/angeo-31-1833-2013](https://doi.org/10.5194/angeo-31-1833-2013)
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- Jones, P.D., Lister, D.H., Osborn, T.J., Harpham, C., Salmon, M. and Morice, C.P., 2012. Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research*, Vol.117, D05127. doi: [10.1029/2011JD017139](https://doi.org/10.1029/2011JD017139)
- Jones, P.D., New, M., Parker, D.E., Martin, S. and Rigor, I.G., 1999. Surface air temperature and its variations over the last 150 years. *Reviews of Geophysics*, Vol.37, pp. 173-199. doi: [10.1029/1999RG900002](https://doi.org/10.1029/1999RG900002)
- Jones, P.D., Osborn, T.J., Briffa, K.R., Folland, C.K., Horton, B., Alexander, L.V., Parker, D.E. and Rayner, N.A., 2001. Adjusting for sampling density in grid-box land and ocean surface temperature time series. *J. Geophys. Res.* Vol. 106, pp.3371-3380. doi: [10.1029/2000JD900564](https://doi.org/10.1029/2000JD900564)
- Kennedy J.J., Rayner, N.A., Smith, R.O., Saunby, M. and Parker, D.E., 2011. Reassessing biases and other uncertainties in sea-surface temperature observations measured in situ since 1850 part 2: biases and homogenisation. *Journal of Geophysical Research*, Vol.116, D14104. doi: [10.1029/2010JD015220](https://doi.org/10.1029/2010JD015220)
- Kim, J. et al., 2016. Hygroscopicity of nanoparticles produced from homogeneous nucleation in the CLOUD experiments. *Journal: Atmospheric Chemistry and Physics* 16, 293-304. doi: [10.5194/acp-16-293-2016](https://doi.org/10.5194/acp-16-293-2016)
- Kirkby, J., 2007. Cosmic rays and Climate. *Surv Geophys* 28, 333-375. doi: [10.1007/s10712-008-9030-6](https://doi.org/10.1007/s10712-008-9030-6)
- Lambert, F. H., Chiang, J. C. H., 2007. Control of land-ocean temperature contrast by ocean heat uptake. *Geophysical Research Letters*, Vol. 34. doi: [10.1029/2007GL029755](https://doi.org/10.1029/2007GL029755)
- Lewis, N., Curry, J.A., 2014. The implications for climate sensitivity of AR5 forcing and heat uptake estimates. *Climate Dynamics* 45, 1009-1023. doi: [10.1007/s00382-014-2342-y](https://doi.org/10.1007/s00382-014-2342-y)
- Lihua, M.A., 2017. Possible solar modulation of global land-ocean temperature. *Acta Geodyn. Geomater.*, Vol.14, N°2, pp. 251-254. doi: [10.13168/AGG.2017.0008](https://doi.org/10.13168/AGG.2017.0008)
- Morice, C.P., Kennedy, J.J., Rayner, N.A. and Jones, P.D., 2012: Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 dataset. *Journal of Geophysical Research* 117, D08101. doi: [10.1029/2011JD017187](https://doi.org/10.1029/2011JD017187)
- North, G.R., Cahalan, R.F.; Coakley, J.A., 1981. Energy balance climate models. *Rev. Geophys. Space Phys.* 19, 91-121.

- Osborn, T.J. and Jones, P.D., 2014. The CRUTEM4 land-surface air temperature data set: construction, previous versions and dissemination via Google Earth. *Earth System Science, Data* 6, p. 61-68. doi:[10.5194/essd-6-61-2014](https://doi.org/10.5194/essd-6-61-2014)
- Owens, M.J., McCracken, K.G., Lockwood, M., Barnard, L., 2015. The heliospheric Hale cycle over the last 300 years and its implications for a “lost” late 18th century solar cycle. *J. Space Weather Space Clim*, 5, A30. doi: [10.1051/swsc/2015032](https://doi.org/10.1051/swsc/2015032)
- Pudovkin, M.I., Veretenenko, S.V., 1997. Effects of the galactic cosmic ray variations on the solar radiation input in the lower atmosphere. *J Atmos Sol Terr Phys*, 59, 1739–1746. doi: [10.1016/S1364-6826\(96\)00183-6](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(96)00183-6)
- Puetz, S.J., Prokoph, A., Borchardt, G., 2016. Evaluating alternatives to the Milankovitch theory. *Journal of Statistical Planning and Inference* 170, 158-165. doi: [10.1016/j.jspi.2015.10.006](https://doi.org/10.1016/j.jspi.2015.10.006)
- Rusov, V.D. et al., 2010. Galactic Cosmic Rays - Clouds Effect and Bifurcation Model of the Earth Global Climate. Part 1.Theory.*Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 72, 398-408. doi: [10.1016/j.jastp.2009.12.007](https://doi.org/10.1016/j.jastp.2009.12.007)
- Sellers, W.D., 1969. A global climatic model based on the energy balance of the Earth– atmosphere system. *J. Appl. Meteor* 8, 392–400. doi: [10.1175/1520-0450\(1969\)008](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1969)008)
- Storelvmo, T., Leirvik, T., Lohmann, U., Phillips, P.C.B, Wild, M., 2016. Disentangling greenhouse warming and aerosol cooling to reveal Earth’s climate sensitivity. *Nature Geoscience* 9, 286-289. doi: [10.1038/NGEO2670](https://doi.org/10.1038/NGEO2670)
- Svensmark, H., Enghoff, M.B., Pedersen, J.O.P., 2013. Response of cloud condensation nuclei (> 50 nm) to changes ion-nucleation. *Journal: Physics Letters A*, 377, 2343-2347. doi: [10.1016/j.physleta.2013.07.004](https://doi.org/10.1016/j.physleta.2013.07.004)
- Svensmark, H., Friis-Christensen, E., 1997. Variation in cosmic ray flux and global cloud coverage a missing link in solar–climate relationships. *J Atmos Sol Terr Phys* 59, 1225. doi: [10.1016/S1364-6826\(97\)00001-1](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(97)00001-1)
- Tsonis, A.A., Deyle, E.R., May, R.M., Sugihara, G., Swanson, K., Verbeten, J.D and Wang, G., 2015. Dynamical evidence for causality between galactic cosmic rays and interannual variation in global temperature. *PNAS*, 112, 3253-3256. doi: [10.1073/pnas.1420291112](https://doi.org/10.1073/pnas.1420291112)