



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

**ANÁLISE DA HABILIDADE DOS MODELOS PERTENCENTES AO CMIP5 E
CMIP6 EM REPRESENTAR OS DADOS DE RADIAÇÃO SOLAR E
IMPACTOS NA REPRESENTAÇÃO DO GELO MARINHO**

Leticia Stachelski

Relatório de Iniciação Científica do
programa PIBIC, orientada pelo Dr.
Ronald Buss de Souza e co-orientada pela
Dra. Fernanda Casagrande.

INPE
Santa Maria - RS
2021

RESUMO

Este relatório tem como objetivo analisar o gelo marinho e a radiação de onda longa reproduzida por modelos climáticos acoplados para as regiões polares, Antártica e Ártico. Analisou-se a capacidade da habilidade dos modelos em reproduzir o ciclo sazonal do gelo marinho e relação com a radiação de onda longa upwelling (ascendente) e downwelling (descendente) de superfície, chamadas de RLUS e RLDS, respectivamente. A partir do ciclo sazonal do ano de 1980 a 2005 dos modelos pertencentes ao CMIP5 e de 1980 aos modelos pertencentes ao CMIP6, averiguou-se o comportamento dos modelos nos meses de mínima e máxima área do gelo marinho, RLUS e RLDS. Os modelos CMIP5 são: BESM-OAV2.5, GFDL-CM3, MPI-ESM-LR e NCAR-CCSM4 e do CMIP6 são: GFDL-CM4, MPI-ESM1.2-LR e NCAR-CESM2. Para avaliar a habilidade dos modelos, utilizou-se dados de reanálise do MERRA2. Os resultados indicam que em relação a reanálise para o intervalo de tempo estudado, os modelos conseguem reproduzir o ciclo sazonal das variáveis analisadas, tanto para a Antártica, quanto para o Ártico. As melhores representações ocorrem nos meses do verão, principalmente nos modelos CMIP6.

LISTA DE FIGURAS

1.	Ciclo sazonal médio da área de gelo marinho Antártico e Ártico.....	11
2.	Série temporal do cenário futuro da área de gelo marinho Antártica.....	12
3.	Série temporal do cenário futuro da área de gelo marinho do Ártico.....	13
4.	Ciclo sazonal médio da Radiação de Onda Longa Upwelling de Superfície.....	15
5.	Ciclo sazonal médio da Radiação de Onda Longa Downwelling de Superfície.....	17

SUMÁRIO

1 Introdução.....	4
2 Materiais e Métodos.....	6
3 Resultados e Discussões.....	10
3.1 Gelo Marinho.....	10
3.2 Radiação de Onda Longa.....	13
4 Conclusões.....	18
Referências.....	19
APÊNDICE A.....	26

1 Introdução

O último relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas AR6, divulgado recentemente (Agosto de 2021), alertou sobre o impacto das mudanças climáticas nas regiões polares associado ao rápido descongelamento das plataformas continentais e a abrupta diminuição do gelo marinho Ártico com importantes efeitos em regiões mais afastadas (ADMIN, 2021).

O gelo marinho é considerado um importante e complexo componente do sistema terrestre e indicador sensível de mudanças climáticas, influenciando a redistribuição de calor entre altas e baixas latitudes, bem como as circulações oceânicas e atmosféricas (VIHMA 2014; WANG e WU, 2020). Dessa forma, as variações de gelo marinho Ártico e Antártico tem potencial de afetar o clima local, regional e global (VIHMA 2014; SAURRAL et al., 2014). O Ártico tem experimentado, nos últimos anos, uma drástica diminuição da cobertura de gelo marinho com efeitos ainda não completamente entendidos e quantificados (COMMUNITY, 2020; SWART et al., 2015). Essa diminuição está acontecendo mais rápido do que os modelos climáticos projetam e é considerado um efeito pontual do aquecimento global (STROEVE et al., 2007). Em contraste, na Antártica, o gelo marinho apresenta tendência de aumento na extensão de gelo marinho, exceto nos mares de Mar de Bellingshausen-Amundsen (HOLLAND, 2014; PARKINSON, 2019). De acordo com Casagrande et al. (2020), as regiões polares são mais sensíveis às mudanças climáticas do que o restante do globo como um todo, e melhorias na representação dos processos acoplados entre oceano, atmosfera e criosfera são necessários para uma melhor representação do gelo marinho.

A habilidade dos modelos climáticos em representar a variabilidade temporal e espacial do gelo marinho tem sido tema de debate junto à comunidade científica nos últimos anos, especialmente para a Antártica onde os modelos climáticos, mesmo em suas últimas versões, ainda são incapazes de representar corretamente variabilidades

importantes do ponto de vista climática e processos de teleconexões entre altas e baixas latitudes (COMMUNITY, 2020; ROACH et al., 2020; SHU et al. 2020) .

De acordo com Silber et al. (2019) e Wang et al. (2017), a má representação da radiação de onda longa nos modelos climáticos implica em erros sistemáticos na representação das nuvens e conseqüentemente na concentração de gelo marinho, tanto para o Ártico como para a Antártica. A representação da radiação de onda longa é dependente da habilidade do modelo em representar as nuvens e dos tipos de parametrizações utilizadas (BRYŚ et al., 2020). De acordo com Liu e Key (2014), a variação da cobertura de nuvens está diretamente relacionada ao resfriamento da superfície e, portanto, à formação de gelo marinho. No inverno de 2013, por exemplo, a diminuição das nuvens resfriou a superfície e provocou o crescimento anômalo do gelo marinho do Ártico (LIU e KEY, 2014).

Nesse trabalho analisamos sazonalmente o gelo marinho no Ártico e na Antártica, sua variabilidade para o tempo passado, presente e futuro, bem como os dados de radiação de onda longa, utilizando o Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM-OA) e mais três modelos pertencentes ao projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP).

2 Materiais e Métodos

Neste trabalho utilizamos os dados de gelo marinho e radiação de onda longa provenientes do Modelo Brasileiro de Sistema Terrestre (BESM-OA), bem como do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP) na sua versão 5 e versão 6. O detalhamento dos experimentos numéricos do CMIP, bem como descrição teórica pode ser encontrado em: Taylor et al. (2013), Eyring et al. (2016) e O’neill et al., (2016).

O Modelo Brasileiro de Sistema Terrestre (BESM) foi desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). É um modelo acoplado que possui uma componente atmosférica e uma componente oceânica. O modelo acoplado BESM foi descrito recentemente em sua última versão em Veiga et al. (2019). A componente atmosférica do modelo BESM é o BAM (Brazilian Atmospheric Model), descrito detalhadamente em Figueiroa et al., (2016). A componente oceânica do modelo BESM é o modelo MOM4p1, descrito detalhadamente por Griffies et al., (2009). O modelo MOM4p1 possui uma componente de gelo marinho chamada Sea Ice Simulator (SIS), descrita em detalhes em Winton (2000).

Os modelos climáticos utilizados neste trabalho estão descritos na Tabela 1, bem como suas respectivas referências. Os dados estão disponíveis através da plataforma do ESGF (*Earth System Grid Federation*) relacionados ao WCRP (World Climate Research Programme). Os dados CMIP5 (CMIP6) estão disponíveis em: <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip5/> e <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/>.

Para validação dos dados de gelo marinho, utilizamos os dados de satélite provenientes do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) (<https://nsidc.org/data/G02135/versions/3>), derivados de medições passivas de microondas (Nimbus-7 SMMR e DMSP SSM / Dados passivos de micro-ondas I-SSMIS), estimadas a partir da temperatura de brilho dos sensores, em seguida

convertida em concentração de gelo marinho pelo algoritmo desenvolvido pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) (Cavalieri *et al.*, 1999).

Para validação dos dados de Radiação de onda longa utilizamos os dados de reanálise MERRA2 (*Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, version 2*), provenientes do *NCCS Dataserver*, da NASA, disponíveis em: <https://ds.nccs.nasa.gov/thredds/catalog/bypass/CREATE-IP/reanalysis/catalog.html>.

Tabela 1: Modelos pertencentes ao projeto CMIP5/6.

	CMIP5				CMIP6		
Modelo	BESM-OA2.5	GFDL-CM3	MPI-ESM-LR	NCAR-CCSM4	GFDL-CM3	MPI-ESM1.2-LR	NCAR-CESM2
Instituição	INPE, Brasil	NOAA/ Geophysical FLuid Dynamics Laboratory (GFDL), USA	Max Planck Institute for Meteorology (MPI), Alemanha	CommunityEarth System Model Contributors (NCAR),USA	NOAA/ GFDL, USA	MPI, Alemanha	NCAR, USA
Atmosfera	BAM	AM3	ECHAM6	CAM	AM4.0.1	ECHAM6.3	CAM6
Gelo Marinho	--	SIS	-----	CICE4	SIS2.0	MPIOM 1.6.3	CICE5.1
Referência	Nobre et al. (2013)	Donner et al. (2011)	Zanchettin et al. (2013)	Gent et al. (2011)	Held et al. (2019)	Mauritsen et al. (2019)	Danabasoglu et al. (2020)

Os experimentos utilizados neste relatório foram os seguintes:

1. Historical: As forçantes do experimento incluem a concentração histórica equivalente de CO₂ atmosférica observada durante esse período, influências vulcânicas e antropogênicas na composição atmosférica, forçantes da radiação solar, emissões e concentrações de aerossóis naturais ou antropogênicos, baseados em observações (TAYLOR et al., 2012). O “historical” referente ao CMIP6 tem as mesmas

características do CMIP5 (EYRING et al., 2016). O período de análise foi de 1980-2005 (1980-2014) para o CMIP5 (CMIP6).

2. RCP4.5 (CMIP5): O Caminhos Representativos de Concentração (Representative Concentration Pathway - RCP) a forçante radiativa no RCP4.5 é de $4,5\text{Wm}^{-2}$, no ano de 2100, iniciando em 2005, em relação às condições pré-industriais (TAYLOR et al., 2012).

3. RCP8.5 (CMIP5): No RCP8.5 a forçante radiativa em 2100 encontra-se em $8,5\text{Wm}^{-2}$ (TAYLOR et al., 2012).

4. SSP245 (CMIP6): Os cenários futuros rotas socioeconômicas compartilhadas (Shared Socioeconomic Pathways - SSP). Esse experimento é equivalente ao RCP 4.5 para efeitos comparativos (EYRING et al., 2016). O experimento iniciou-se em 2015 e se estende até 2100 neste estudo, com a forçante radiativa de 4.5W/m^2 até 2100 (MEINSHAUSEN et al., 2019).

5. SSP585 (CMIP6): Tem tendências de altas emissões para a humanidade, com crescimento irrestrito na produção econômica e de uso de energia (O'NEILL et al., 2016), onde estes cenários são diferenciados conforme o crescimento econômico é alimentado (DAVY & OUTTEN, 2019). Até 2100 a forçante radiativa é projetada entre 8 W/m^2 e 9.7 W/m^2 (MEINSHAUSEN et al., 2019).

6. RLUS: A radiação de onda longa de *upwelling* de superfície (RLUS) é dada através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$L\uparrow = \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4. \quad (1.0)$$

Na equação acima temos que ϵ_s é a emissividade da superfície para todo espectro de onda longa e T_s é a temperatura da superfície. A RLUS depende da emissividade da superfície estudada.

7. RLDS: A radiação de onda longa de *downwelling* de superfície é dada também pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$L\downarrow = \epsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4. \quad (1.1)$$

A equação leva em consideração ϵ_a como a emissividade da atmosfera e T_a como a temperatura.

Para manusear os cálculos estatísticos com os dados netcdf, utilizou-se a ferramenta operacional *Climate Data Operators (CDO)* (Santos, 2014), juntamente com a ferramenta *Grid Analysis and Display System (GrADS)*, que auxiliou na criação de arquivos de saída para os dados de área de gelo marinho, RLDS e RLUS. As figuras ao longo do relatório foram criadas utilizando as ferramentas operacionais Python (figuras de padrões espaciais) e R (ciclo sazonal e série temporal).

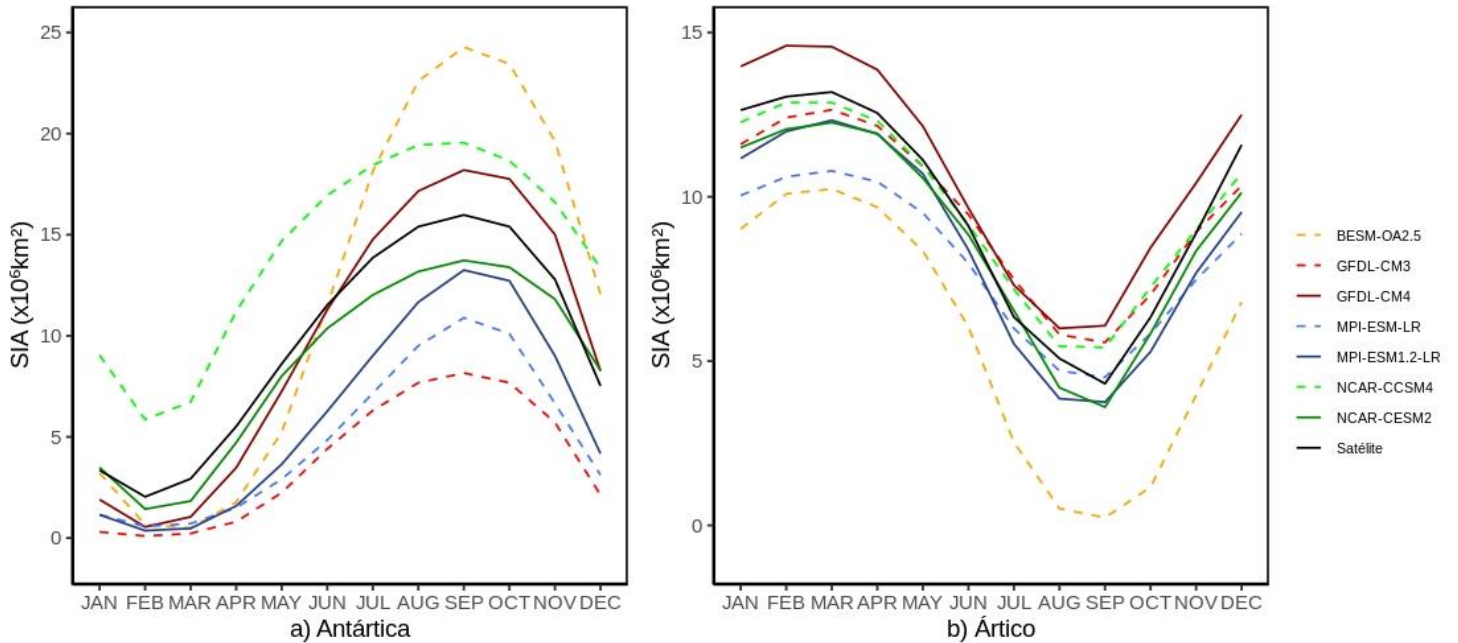
3 Resultados e Discussões

3.1 Gelo Marinho

As transições entre o congelamento e derretimento do gelo marinho são importantes para o melhor entendimento dos processos acoplados entre oceano-atmosfera e gelo marinho e são diretamente relacionadas com a temperatura do ar, conteúdo de calor no oceano e variação dos fluxos entre oceano e atmosfera ao longo do ano (CASAGRANDE, 2016). Nessa seção analisamos essa variação sazonal a fim de determinar a habilidade dos modelos em representar a área e concentração de gelo marinho Ártico e Antártico bem como identificar possíveis vieses entre as simulações numéricas e os dados observados (satélite).

A Figura 1, mostra o ciclo sazonal da área de gelo marinho Ártico e Antártico, bem como a habilidade dos modelos em representar sua variação mês a mês. De acordo com os dados de satélite, o ciclo sazonal é marcado pela diminuição (aumento) da área de gelo marinho, na Antártica (Ártico) no mês de fevereiro (setembro). Os modelos analisados são capazes de representar corretamente o ciclo sazonal, indicando crescimento no período de outono e inverno e decaimento no período da primavera e no verão, para cada hemisfério. Para a Antártica, a maioria dos modelos subestima os valores de SIA no período de mínima concentração de gelo marinho, exceto o modelo NCAR-CESM4. Para o período de máxima SIA, os seguintes modelos: BESM-OA (CMIP5), NCAR-CESM4 (CMIP5) e GFDL-CM4 (CMIP6) superestimam o SIA no período de máxima concentração (setembro). Os valores encontrados estão de acordo com Shu et al. (2020) e Community (2020). A área do gelo marinho Antártico, tem a natureza regionalmente variável com inúmeras condições que contribuem em suas tendências (MATEAR et al., 2015). Para o Ártico, a maioria dos modelos tende a subestimar os valores de SIA em relação ao observado. O maior detalhamento dessa análise pode ser encontrado no último relatório submetido por Stachelski et al. (2020).

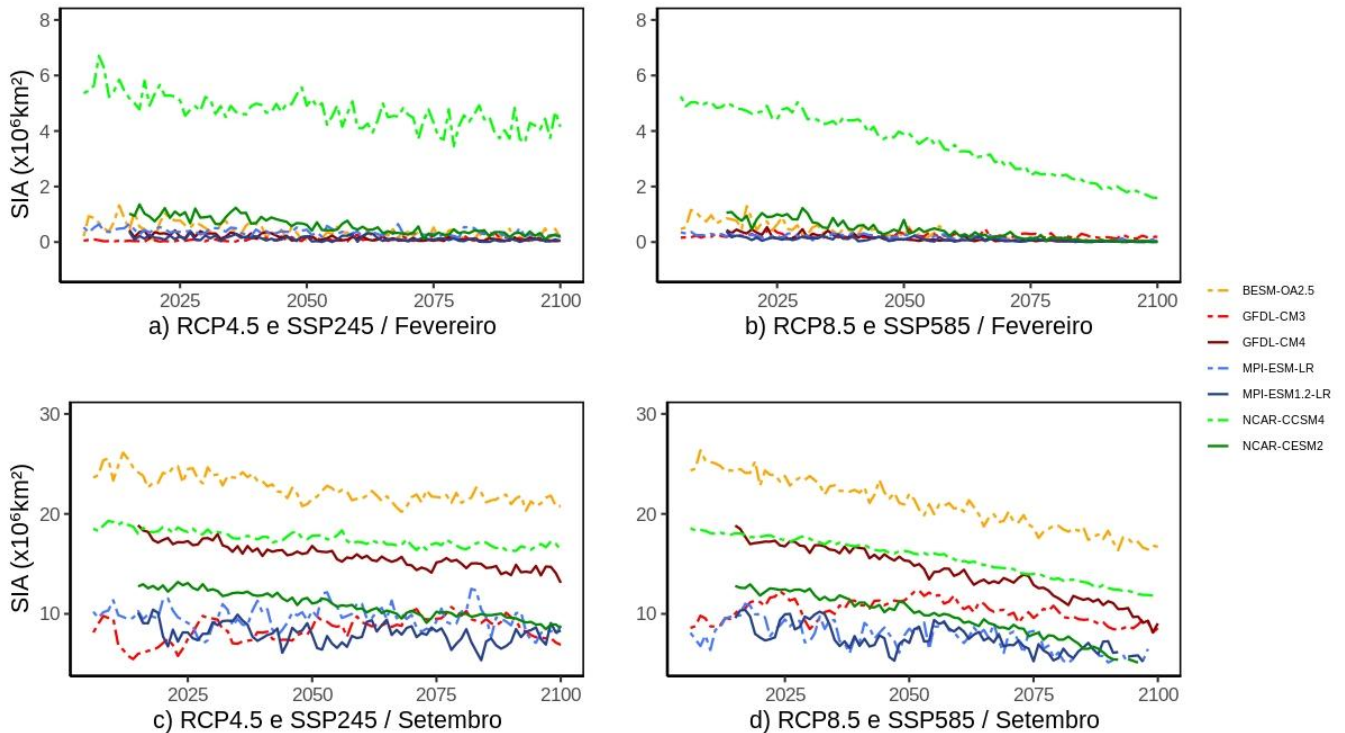
Figura 1: Ciclo sazonal médio da área de gelo marinho Antártico e Ártico.



Ciclo sazonal da área de gelo marinho (SIA) dos modelos CMIP5 (linhas coloridas tracejadas), CMIP6 (linhas coloridas contínuas) e satélite (pretas). Período de 1980 a 2005/2014.

A análise da habilidade dos modelos em representar o passado e presente, é fundamental para entender a confiabilidade das projeções futuras (Figura 2 e 3). A série temporal do SIA para os meses de mínima e máxima SIA da Antártica e do Ártico são apresentadas na Figura 2 e Figura 3. A Figura 2 mostra a sensibilidade do gelo marinho Antártico em relação a forçante radiativa e aumento do CO_2 . Os cenários RCP8.5 e SSP585, considerados os mais pessimistas, indicam drástica diminuição da SIA em relação ao cenário RCP4.5 e SSP245. Para o período de mínima concentração de gelo marinho (fevereiro) espera-se oceano livre da presença de gelo marinho para todos os modelos (exceto para NCAR-CCSM4), a partir dos primeiros anos de simulação até o ano de 2100. Esses resultados estão de acordo com os resultados descritos por Shu et al. (2020).

Figura 2: Série temporal do cenário futuro da área de gelo marinho Antártica.

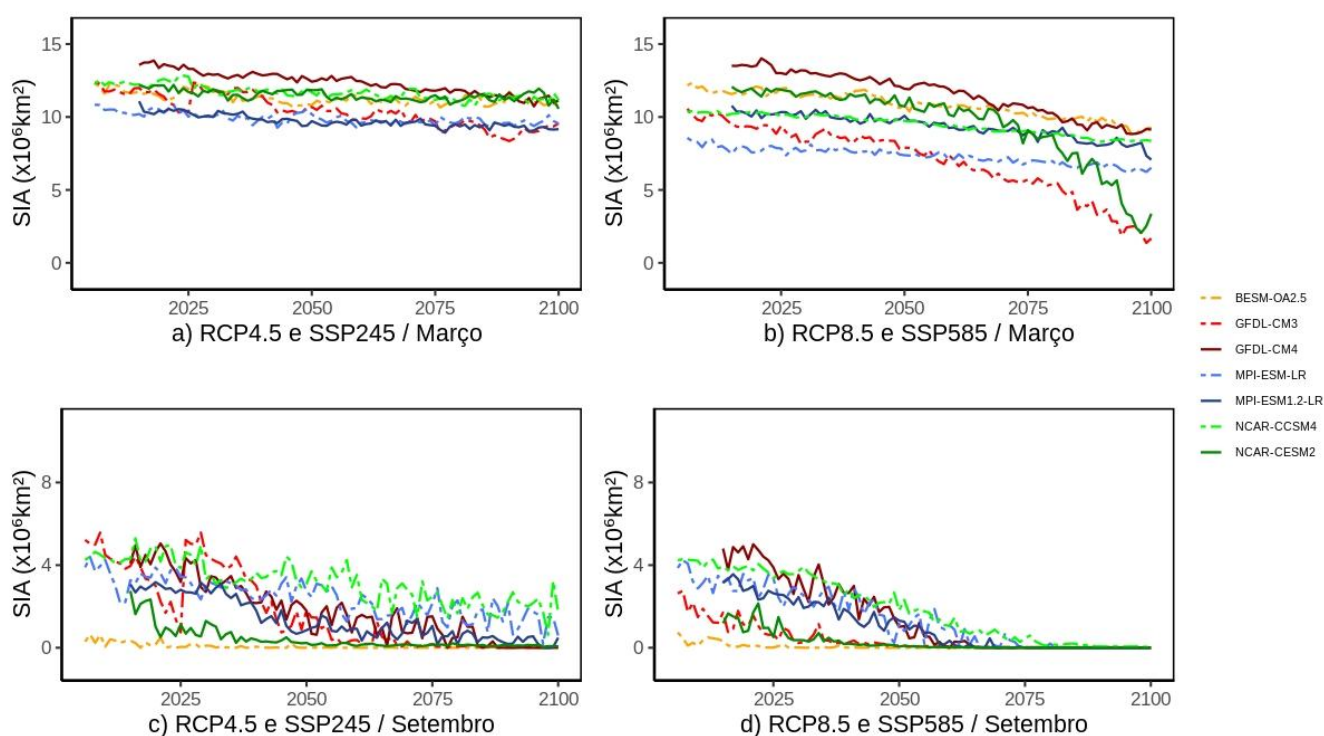


Cenário projetado para a Antártica, do ano de 2005 a 2100 (CMIP5) e de 2014 a 2100 (CMIP6). CMIP5 (tracejadas coloridas), CMIP6 (sólidas coloridas).

No Ártico, as projeções indicam diminuição abrupta tanto nos meses de mínima, quanto nos meses de máxima SIA. Ainda, os modelos pertencentes ao CMIP6 anteciparam os anos sem gelo marinho sob o Oceano Ártico em relação às simulações do CMIP5. De acordo com as simulações numéricas é esperado que nas próximas décadas o oceano Ártico se transforme em oceano livre da presença de gelo nos meses de setembro. O derretimento do gelo marinho nos meses de verão, influenciará no sistema climático e principalmente na maior absorção de radiação solar no oceano, provocando, como consequência, aumento da temperatura do oceano e influenciando nas circulações oceânicas, bem como no transporte de nutrientes. Deste modo, o aquecimento das águas

do oceano promoverá formação mais tardia no gelo marinho, pois o resfriamento será mais lento (CASAGRANDE, 2017). As implicações ambientais e socioeconômicas associadas ao degelo do oceano Ártico é considerado hoje um hot topic e carece de respostas conclusivas.

Figura 3: Série temporal do cenário futuro da área de gelo marinho do Ártico.



Cenário projetado para o Ártico, para o período de 2005 a 2100 (CMIP5) e de 2014 a 2100 (CMIP6). CMIP5 (tracejadas coloridas), CMIP6 (sólidas coloridas).

3.2 Radiação de Onda Longa

Nessa seção analisamos o ciclo sazonal de radiação de onda longa e discutimos sua relação com o congelamento e derretimento do gelo marinho. Os principais

componentes responsáveis por gerar balanço radiativo no sistema terrestre são a radiação de onda longa de superfície conhecida como *downwelling* (descendente) e *upwelling* (ascendente) (SILBER et al., 2019; ZHOU et al., 2007; WANG et al., 2017). Os fluxos de radiação de onda longa de *downwelling* de superfície (RLDS) juntamente com a radiação de onda longa de *upwelling* de superfície (RLUS) são indicadores de aquecimento no balanço de energia terrestre (SCOTT et al., 2019; WANG; LIANG; AUGUSTINE, 2009). O gelo marinho varia ao longo do ano, modificando-se conforme ocorre a mudança na angulação da radiação proveniente do sol, ou seja, a habilidade dos modelos em representar o ciclo sazonal do SIA é dependente da habilidade dos modelos em representar a radiação solar.

A radiação de onda longa abrange um equilíbrio fundamental na formação de nuvens e no derretimento do gelo marinho (KAY; GETTELMAN, 2009). No inverno, ocorre a formação de gelo marinho, se houver modelos com área de gelo marinho maior, o balanço de radiação de onda longa é restringida na superfície de gelo sob o oceano, já na primavera e verão, enquanto o gelo derrete, em regiões com maiores áreas de oceano aberto, ou seja, com menos gelo marinho sob o oceano, a saldo de radiação de onda longa é aumentada rapidamente (URREGO-BLANCO; HUNKE; URBAN, 2019).

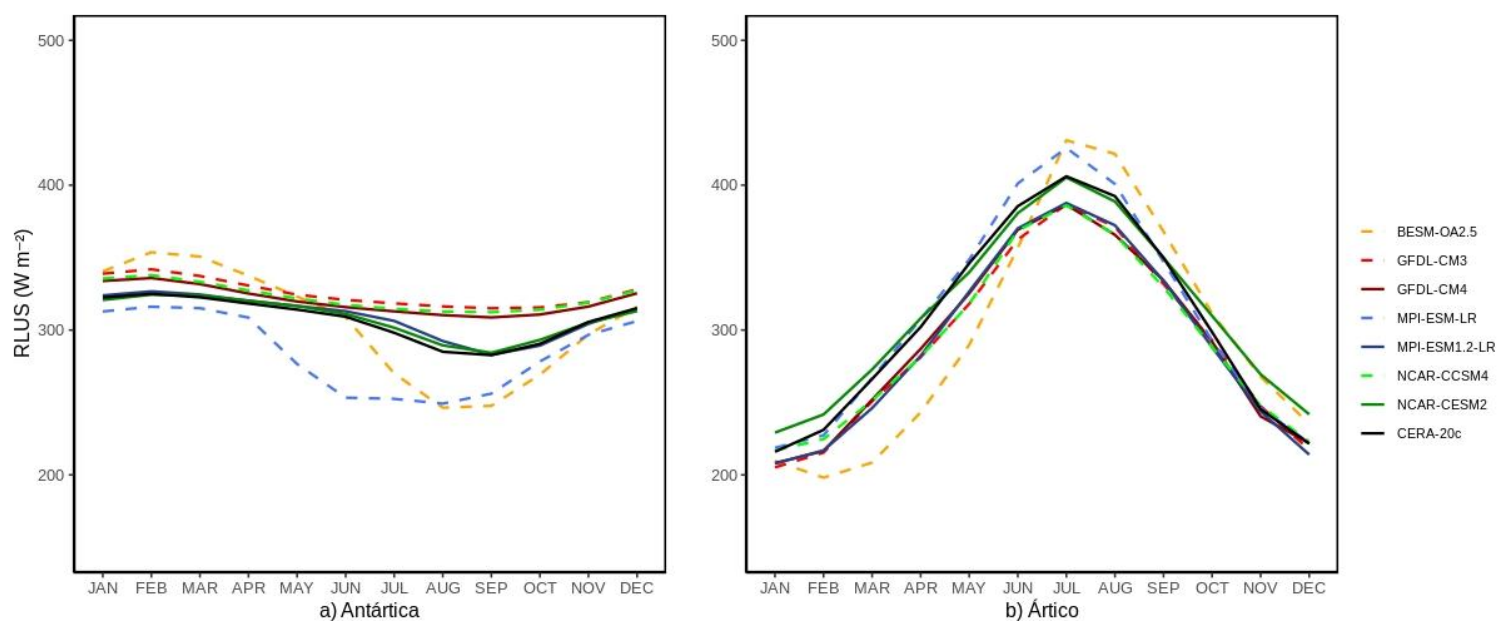
A RLUS permite compreender a interação entre a superfície da terra e a atmosfera, resultando da troca de energia entre a superfície da terra e atmosfera (NIEMELÄ; RÄISÄNEN; SAVIJÄRVI, 2001). O saldo de radiação de onda longa no inverno aumenta à proporção que a fração de nuvens e a temperatura da superfície aumentam (YEO et al., 2018).

As Figuras 4 e Figura 5, mostram o ciclo sazonal da radiação de onda longa *upwelling* radiação de onda longa *downwelling*, respectivamente. No apêndice deste relatório, como material complementar, encontram-se os mapas de padrão espacial de radiação de onda longa *upwelling* radiação de onda longa *downwelling*.

De acordo com a Figura 4, no Ártico, o valor máximo observado (pico de fluxo de RLUS), ocorre no mês de julho, na ordem de aproximadamente 399.2 Wm^{-2} . Os menores valores são encontrados no mês de janeiro, na ordem de aproximadamente 208.6 Wm^{-2} . Os valores encontrados estão de acordo com Wang e Key (2005).

Na Antártica o máximo, ocorre no mês de fevereiro, com valores na ordem de aproximadamente 321 Wm^{-2} , enquanto que o mínimo, na ordem de aproximadamente 298.4 Wm^{-2} , ocorre no mês de setembro. Todos os modelos foram capazes de representar o ciclo sazonal da RLUS, especialmente no oceano Ártico.

Figura 4: Ciclo sazonal médio da Radiação de Onda Longa Upwelling de Superfície.

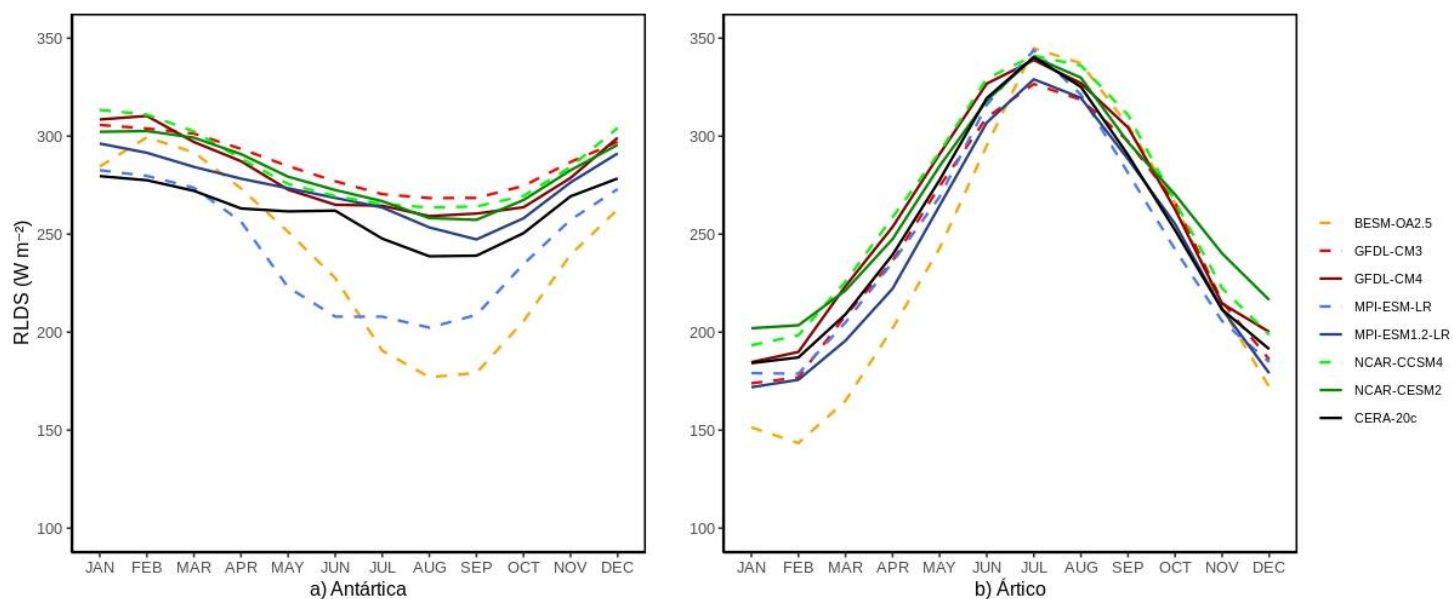


Comparação do ciclo sazonal médio da Radiação de Onda Longa Upwelling de Superfície (RLUS) da Antártica (a) e do Ártico (b), entre modelos pertencentes ao projeto CMIP5 (linhas tracejadas coloridas) e CMIP6 (linhas contínuas coloridas), com dados de reanálise (pretas). Período de 1980 a 2005/14.

O ciclo sazonal do RLDS para ambos hemisférios é mostrado na Figura 5 e material complementar (Apêndice A). No Ártico, os maiores valores são encontrados no mês de julho, aproximadamente 337.1 Wm^{-2} , enquanto que o mínimo ocorre no mês de janeiro, aproximadamente 187.8 Wm^{-2} . Na Antártica, a RLDS mínima ocorre no mês de agosto (janeiro), com valores de aproximadamente 250.2 Wm^{-2} (277.3 Wm^{-2}). A representação no Ártico possui mais amplitude em relação ao observado do que na Antártica, isso ocorre devido a influência da cobertura de gelo sobre o continente Antártico. Os valores encontrados estão de acordo com Wang e Key (2005). No período do inverno há maiores amplitudes entre os modelos e a reanálise, principalmente na Antártica, esses resultados concordam com: Karlsson e Svensson (2013), Sorteberg et al. (2007) e Li et al. (2013).

Segundo Yeo et al. (2018), a RLDS é afetada principalmente pelas propriedades das nuvens e pela umidade das estações do ano. Conforme aumenta o número de nuvens, mais RLDS é emitida, portando diminuindo o balanço na superfície, diminuindo o gelo marinho (URREGO-BLANCO; HUNKE; URBAN, 2019). Vieses negativos na representação dos modelos da RLDS influenciou, segundo Listowski e Lachlan-Cope (2017), no ciclo diurno da temperatura, devido a um viés na temperatura mínima no verão. Os modelos pertencentes aos CMIP6 aproximaram-se mais dos valores observados tanto para o Ártico como para a Antártica (Figura 4 e Figura 5 e Apêndice A). Nós sugerimos que essa melhoria resultou em melhorias na representação do gelo marinho, conforme mostrado na Figura 1 e Figuras no Apêndice (material complementar). Esses resultados concordam com Karlsson e Svensson (2013), Sorteberg et al. (2007) e Li et al. (2013).

Figura 5: Ciclo sazonal médio da Radiação de Onda Longa Downwelling de Superfície.



Comparação do ciclo sazonal médio da Radiação de Onda Longa Downwelling de Superfície (RLDS) da Antártica (a) e do Ártico (b), entre modelos pertencentes ao projeto CMIP5 (linhas tracejadas coloridas) e CMIP6 (linhas contínuas coloridas), com dados de reanálise (pretas). Período de 1980 a 2005/14.

4 Conclusões

Neste estudo analisamos a variação do gelo marinho (Antártico e Ártico) e a radiação de onda longa, a partir de dados provenientes do Projeto CMIP. Os experimentos numéricos utilizados foram: histórico e seis cenários futuros (RCP e SSP), amplamente utilizados como base científica do IPCC. Para fins de validação, utilizamos dados de satélite e reanálise. Os resultados mostram que todos os modelos analisados foram capazes de simular corretamente o ciclo sazonal do gelo marinho Ártico e Antártico. Os dados provenientes do CMIP6 mostraram melhorias na representação do gelo marinho, especialmente para a Antártica, onde os modelos têm maior deficiência na representação espacial das tendências de gelo marinho. De acordo com os nossos resultados, o gelo marinho é altamente sensível a forçante radiativa e aumento de CO₂, especialmente pela acuidade nos processos de retroalimentação. Os cenários futuros indicam o oceano livre da presença de gelo marinho no verão tanto para o Ártico como para a Antártica. Essa rápida mudança deverá ter consequências ambientais e socioeconômicas ainda pouco compreendidas e quantificadas. Os dados de radiação de onda longa foram analisados para o mesmo período.

Os modelos analisados também foram capazes de simular a radiação de onda longa tanto no Ártico como na Antártica. Nós sugerimos que a habilidade dos modelos em representar o gelo marinho está ligada à habilidade dos modelos em representar a radiação de ondas longas e nuvens. Melhorias na representação da radiação de onda longa foram encontradas no CMIP6. Diversos são os desafios e lacunas científicas ainda encontradas considerando a modelagem climatológica, especialmente em regiões mais sensíveis às mudanças climáticas, como as altas latitudes. Nesse sentido, melhorias na representação das nuvens e balanço radiativo podem contribuir para uma melhor representação da concentração de gelo marinho.

Referências

11237-surface-downward-longwave-radiation-ecmwf-forecast-model.pdf, [s.d.]. Disponível em: <<https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2001/11237-surface-downward-long-wave-radiation-ecmwf-forecast-model.pdf>>. Acesso em: 16 jul. 2021

ADMIN. AR6 Climate Change 2021: The Physical Science Basis. abr. 2021.

BOEKE, R. C.; TAYLOR, P. C. Evaluation of the Arctic surface radiation budget in CMIP5 models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 14, p. 8525–8548, 2016.

BRYŚ, K. et al. Variability and role of long-wave radiation fluxes in the formation of net radiation and thermal features of grassy and bare soil active surfaces in Wrocław. **Science of The Total Environment**, v. 747, p. 141192, 10 dez. 2020.

Capítulo 3: Regiões polares - Relatório especial sobre o oceano e a criosfera em um clima em mudança, [s.d.]. Disponível em: <<https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/chapter-3-2/>>. Acesso em: 21 jul. 2021

CASAGRANDE, F. et al. Arctic Sea Ice: Decadal Simulations and Future Scenarios Using BESM-OA. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 06, p. 351–366, 1 jan. 2016.

CASAGRANDE, F. SEA ICE STUDY AND ARCTIC POLAR AMPLIFICATION USING BESM MODEL. p. 107, 2017.

CASAGRANDE, F. et al. An inter-hemispheric seasonal comparison of polar amplification using radiative forcing of a quadrupling CO₂ experiment. **Annales Geophysicae**, v. 38, n. 5, p. 1123–1138, 29 out. 2020.

CAVALIERI, D. et al. Trifluoroleucine resistance and regulation of α -isopropyl malate synthase in *Saccharomyces cerevisiae*. **Molecular and General Genetics MGG**, v. 261, n. 1, p. 152–160, 1 fev. 1999.

COMMUNITY, S. Arctic Sea Ice in CMIP6. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 10, p. e2019GL086749, 2020.

DANABASOGLU, G. et al. The Community Earth System Model Version 2 (CESM2). **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 12, n. 2, p. e2019MS001916, 2020.

DONNER, L. J. et al. The Dynamical Core, Physical Parameterizations, and Basic Simulation Characteristics of the Atmospheric Component AM3 of the GFDL Global Coupled Model CM3. **Journal of Climate**, v. 24, n. 13, p. 3484–3519, 1 jul. 2011.

EYRING, V. et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. **Geoscientific Model Development**, v. 9, n. 5, p. 1937–1958, 26 maio 2016.

FIGUEROA, S. N. 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.

GENT, P. R. et al. The Community Climate System Model Version 4. **Journal of Climate**, v. 24, n. 19, p. 4973–4991, 1 out. 2011.

GRIFFIES, S. M. et al. Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs). **Ocean Modelling**, v. 26, n. 1–2, p. 1–46, jan. 2009.

HELD, I. M. et al. Structure and Performance of GFDL’s CM4.0 Climate Model. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 11, n. 11, p. 3691–3727, 2019.

HINES, K. et al. Microphysics of summer clouds in central West Antarctica simulated by the Polar Weather Research and Forecasting Model (WRF) and the Antarctic Mesoscale Prediction System (AMPS). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, p. 12431–12454, 8 out. 2019.

HOLLAND, P. R. The seasonality of Antarctic sea ice trends. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 12, p. 4230–4237, 2014.

Introdução ao Climate Data Operators. p. 69, [s.d.].

IPCC_AR6_WGI_Full_Report.pdf, [s.d.]. Disponível em: <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Full_Report.pdf>. Acesso em: 20 ago. 2021

KAPSCH, M.-L. et al. The Effect of Downwelling Longwave and Shortwave Radiation on Arctic Summer Sea Ice. **Journal of Climate**, v. 29, n. 3, p. 1143–1159, 1 fev. 2016.

KARLSSON, J.; SVENSSON, G. Consequences of poor representation of Arctic sea-ice albedo and cloud-radiation interactions in the CMIP5 model ensemble. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 16, p. 4374–4379, 2013.

KAY, J. E.; GETTELMAN, A. Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D18, 2009.

KING, J. C. Longwave atmospheric radiation over Antarctica. **Antarctic Science**, v. 8, n. 1, p. 105–109, mar. 1996.

KWOK, R. Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: losses and coupled variability (1958–2018). **Environmental Research Letters**, v. 13, n. 10, p. 105005, out. 2018.

LENAERTS, J. T. M. et al. Polar clouds and radiation in satellite observations, reanalyses, and climate models. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 7, p. 3355–3364, 2017.

LI, J.-L. F. et al. Characterizing and understanding radiation budget biases in CMIP3/CMIP5 GCMs, contemporary GCM, and reanalysis. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 15, p. 8166–8184, 2013.

LI, J.-L. F. et al. Improved simulation of Antarctic sea ice due to the radiative effects of falling snow. **Environmental Research Letters**, v. 12, n. 8, p. 084010, ago. 2017.

LISTOWSKI, C.; LACHLAN-COPE, T. The microphysics of clouds over the Antarctic Peninsula – Part 2: modelling aspects within Polar WRF. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 17, p. 10195–10221, 31 ago. 2017.

- LIU, Y.; KEY, J. R. Less winter cloud aids summer 2013 Arctic sea ice return from 2012 minimum. **Environmental Research Letters**, v. 9, n. 4, p. 044002, abr. 2014.
- LUBIN, D. et al. The Impact of Antarctic Cloud Radiative Properties on a GCM Climate Simulation. **Journal of Climate**, v. 11, n. 3, p. 447–462, 1 mar. 1998.
- MAURITSEN, T. et al. Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM1.2) and Its Response to Increasing CO₂. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 11, n. 4, p. 998–1038, 2019.
- MEINSHAUSEN, M. et al. **The SSP greenhouse gas concentrations and their extensions to 2500**. [s.l.] Climate and Earth System Modeling, 1 out. 2019. Disponível em: <<https://gmd.copernicus.org/preprints/gmd-2019-222/gmd-2019-222.pdf>>. Acesso em: 20 ago. 2021.
- NGHIEM, S. V. et al. Geophysical constraints on the Antarctic sea ice cover. **Remote Sensing of Environment**, v. 181, p. 281–292, 1 ago. 2016.
- NIEMELÄ, S.; RÄISÄNEN, P.; SAVIJÄRVI, H. Comparison of surface radiative flux parameterizations: Part I: Longwave radiation. **Atmospheric Research**, v. 58, n. 1, p. 1–18, 1 jun. 2001.
- NOBRE, P. et al. Climate Simulation and Change in the Brazilian Climate Model. **Journal of Climate**, v. 26, n. 17, p. 6716–6732, 1 set. 2013.
- NOTZ, D.; STROEVE, J. Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO₂ emission. **Science**, v. 354, n. 6313, p. 747–750, 11 nov. 2016.
- O’NEILL, B. C. et al. The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. **Geoscientific Model Development**, v. 9, n. 9, p. 3461–3482, 28 set. 2016.
- PARKINSON, C. L. A 40-y record reveals gradual Antarctic sea ice increases followed by decreases at rates far exceeding the rates seen in the Arctic. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 116, n. 29, p. 14414–14423, 16 jul. 2019.
- PARKINSON, C. L.; CAVALIERI, D. J. Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010. **The Cryosphere**, v. 6, n. 4, p. 871–880, 15 ago. 2012.

PERSSON, P. O. G. Onset and end of the summer melt season over sea ice: thermal structure and surface energy perspective from SHEBA. **Climate Dynamics**, v. 39, n. 6, p. 1349–1371, set. 2012.

ROACH, L. A. et al. Antarctic Sea Ice Area in CMIP6. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 9, p. e2019GL086729, 2020.

SAURRAL, R.; BARROS, V.; CAMILLONI, I. Sea ice concentration variability over the Southern Ocean and its impact on precipitation in southeastern South America. **International Journal of Climatology**, v. 34, 1 jun. 2014.

SCOTT, R. C. et al. Meteorological Drivers and Large-Scale Climate Forcing of West Antarctic Surface Melt. **Journal of Climate**, v. 32, n. 3, p. 665–684, 1 fev. 2019.

SERREZE, M. C.; BARRY, R. G. **The Arctic Climate System**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2014.

SHU, Q. et al. Assessment of Sea Ice Extent in CMIP6 With Comparison to Observations and CMIP5. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 9, p. e2020GL087965, 2020.

SILBER, I. et al. Cloud Influence on ERA5 and AMPS Surface Downwelling Longwave Radiation Biases in West Antarctica. **Journal of Climate**, v. 32, n. 22, p. 7935–7949, 15 nov. 2019.

SORTEBERG, A. et al. The Arctic surface energy budget as simulated with the IPCC AR4 AOGCMs. **Climate Dynamics**, v. 29, n. 2, p. 131–156, 1 ago. 2007.

STACHELSKI, L. ESTUDO DA VARIAÇÃO DO GELO MARINHO COM DADOS OBSERVACIONAIS E DO MODELO BRASILEIRO DE SISTEMA TERRESTRE. p. 52, [s.d.].

STROEVE, J. et al. Arctic sea ice decline: Faster than forecast. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 9, 2007.

STUECKER, M. F. et al. Polar amplification dominated by local forcing and feedbacks. **Nature Climate Change**, v. 8, n. 12, p. 1076–1081, dez. 2018.

SWART, N. C. et al. Influence of internal variability on Arctic sea-ice trends. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 2, p. 86–89, fev. 2015.

TAYLOR, P. C. et al. A Decomposition of Feedback Contributions to Polar Warming Amplification. **Journal of Climate**, v. 26, n. 18, p. 7023–7043, 15 set. 2013.

TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T. Simulation of Present-Day and Twenty-First-Century Energy Budgets of the Southern Oceans. **Journal of Climate**, v. 23, n. 2, p. 440–454, 15 jan. 2010.

URREGO-BLANCO, J. R.; HUNKE, E. C.; URBAN, N. Emergent Relationships Among Sea Ice, Longwave Radiation, and the Beaufort High Circulation Exposed Through Parameter Uncertainty Analysis. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 124, n. 12, p. 9572–9589, 2019.

VIHMA, T. Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate: A Review. **Surveys in Geophysics**, v. 35, n. 5, p. 1175–1214, 1 set. 2014.

WANG, C. et al. New method to estimate surface upwelling long-wave radiation from MODIS cloud-free data. **Optics Express**, v. 25, n. 12, p. A574–A588, 12 jun. 2017.

WANG, W.; LIANG, S.; AUGUSTINE, J. A. Estimating High Spatial Resolution Clear-Sky Land Surface Upwelling Longwave Radiation From MODIS Data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, n. 5, p. 1559–1570, maio 2009.

WANG, X.; KEY, J. R. Arctic Surface, Cloud, and Radiation Properties Based on the AVHRR Polar Pathfinder Dataset. Part I: Spatial and Temporal Characteristics. **Journal of Climate**, v. 18, n. 14, p. 2558–2574, 15 jul. 2005.

WANG, X.; WU, Z. Variability in Polar Sea Ice (1989-2018). **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, p. 1–5, 2020.

WEI, J. et al. An evaluation of the Arctic clouds and surface radiative fluxes in CMIP6 models. **Acta Oceanologica Sinica**, v. 40, n. 1, p. 85–102, jan. 2021.

WINTON, M. A Reformulated Three-Layer Sea Ice Model. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, n. 4, p. 525–531, 1 abr. 2000.

YAMADA, K.; HAYASAKA, T.; IWABUCHI, H. Variation in Radiative Contribution by Clouds to Downward Longwave Flux. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 92A, n. 0, p. 125–140, 2014.

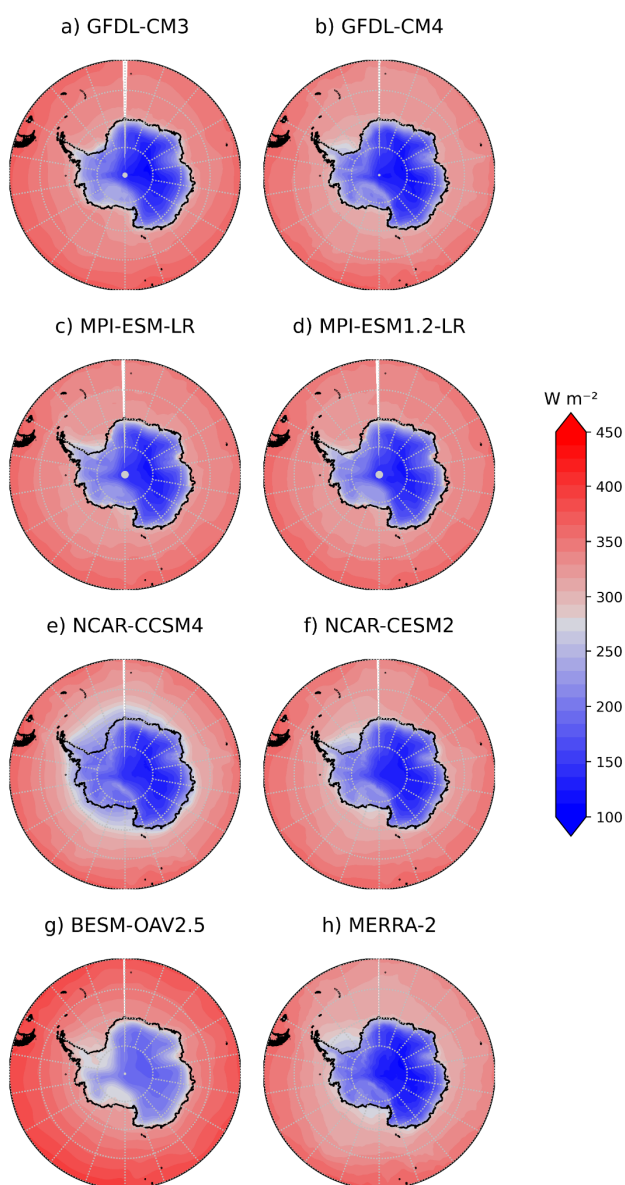
YEO, H. et al. The observed relationship of cloud to surface longwave radiation and air temperature at Ny-Ålesund, Svalbard. **Tellus B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 70, n. 1, p. 1–10, 1 jan. 2018.

ZANCHETTIN, D. et al. Background conditions influence the decadal climate response to strong volcanic eruptions. **Journal of Geophysical Research**, v. 118, 27 maio 2013.

ZHOU, Y. et al. An improved algorithm for retrieving surface downwelling longwave radiation from satellite measurements. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 112, n. D15, 2007.

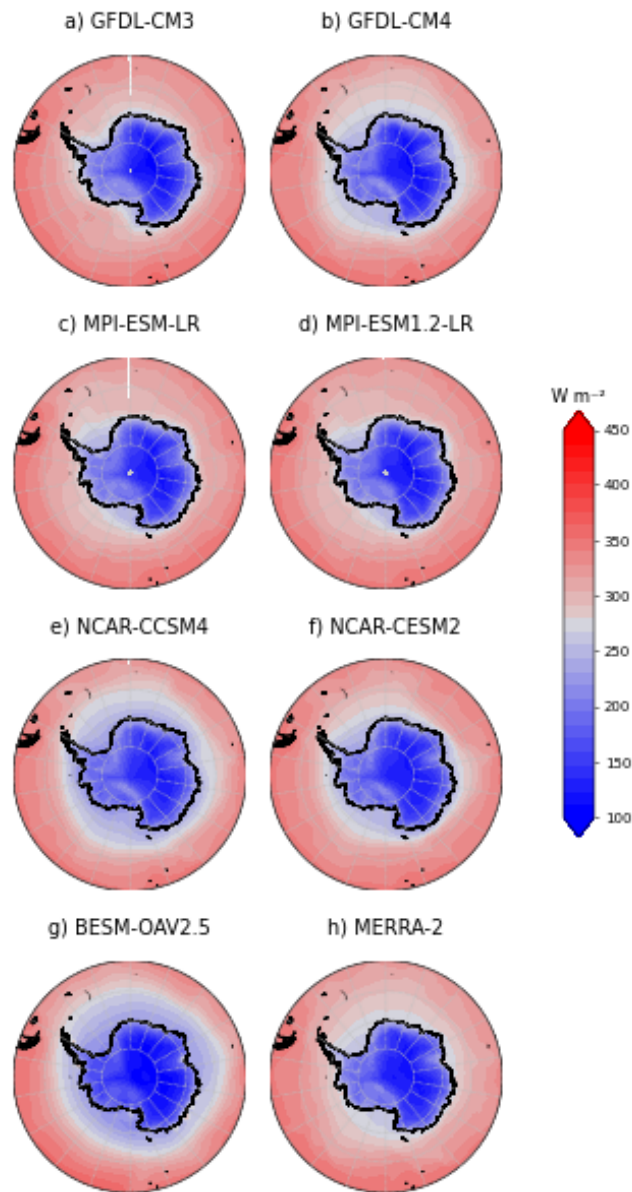
APÊNDICE A

Figura A-1: Padrão espacial da Radiação de Onda Longa Upwelling de Superfície em fevereiro.



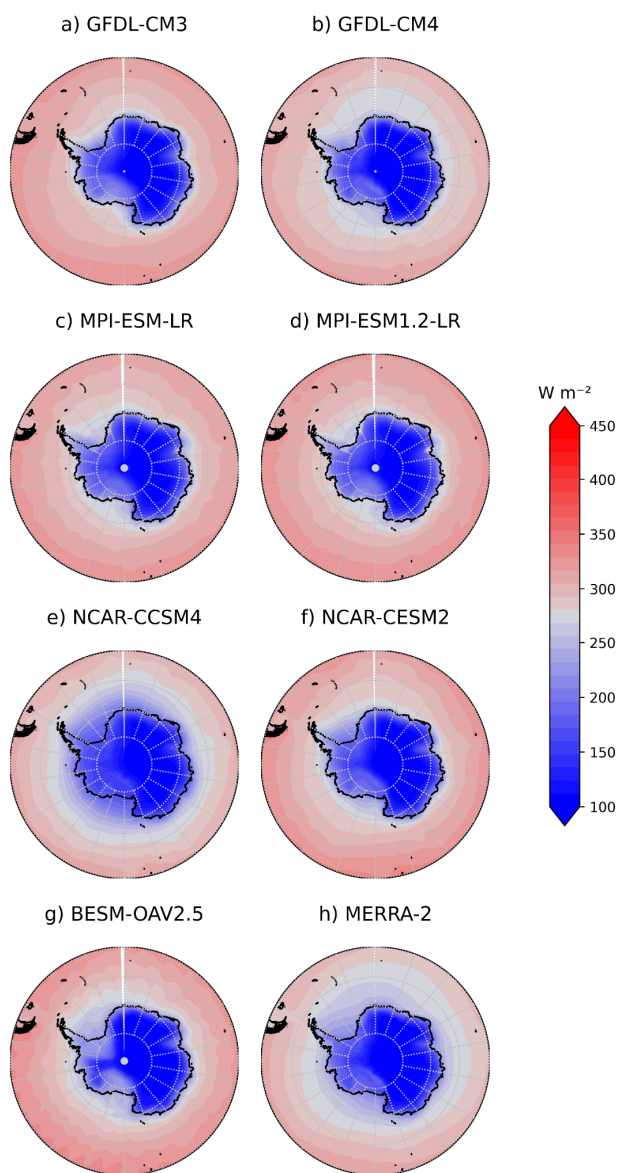
Comparação da Radiação de Onda Longa Upwelling de Superfície (RLUS) média para fevereiro. Período de 1980 a 2005/2014. Modelos CMIP5 a esquerda (a, c, d, g) e CMIP6 (b, d, f) a direita, juntamente com a reanálise (h). Fonte: Produção dos autores.

Figura A-2: Padrão espacial da Radiação de Onda Longa Upwelling de Superfície em setembro.



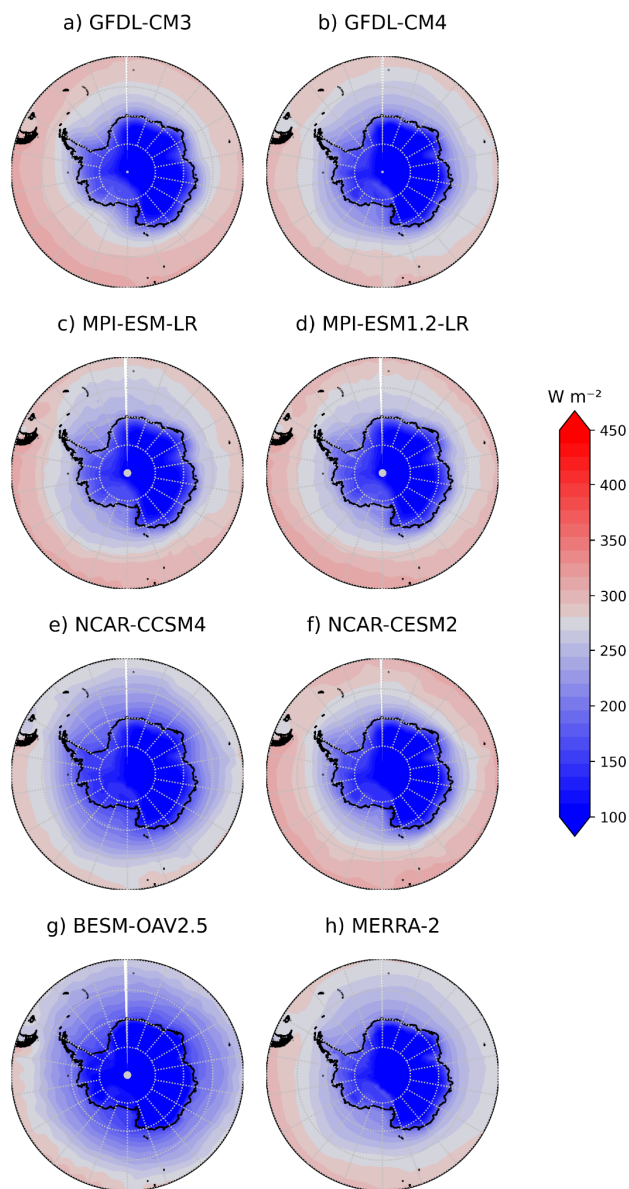
Comparação da Radiação de Onda Longa Upwelling de Superfície (RLUS) média para setembro. Período de 1980 a 2005/2014. Modelos CMIP5 a esquerda (a, c, d, g) e CMIP6 (b, d, f) a direita, juntamente com a reanálise (h). Fonte: Produção dos autores.

Figura A-3: Padrão espacial da Radiação de Onda Longa Downwelling de Superfície em fevereiro.



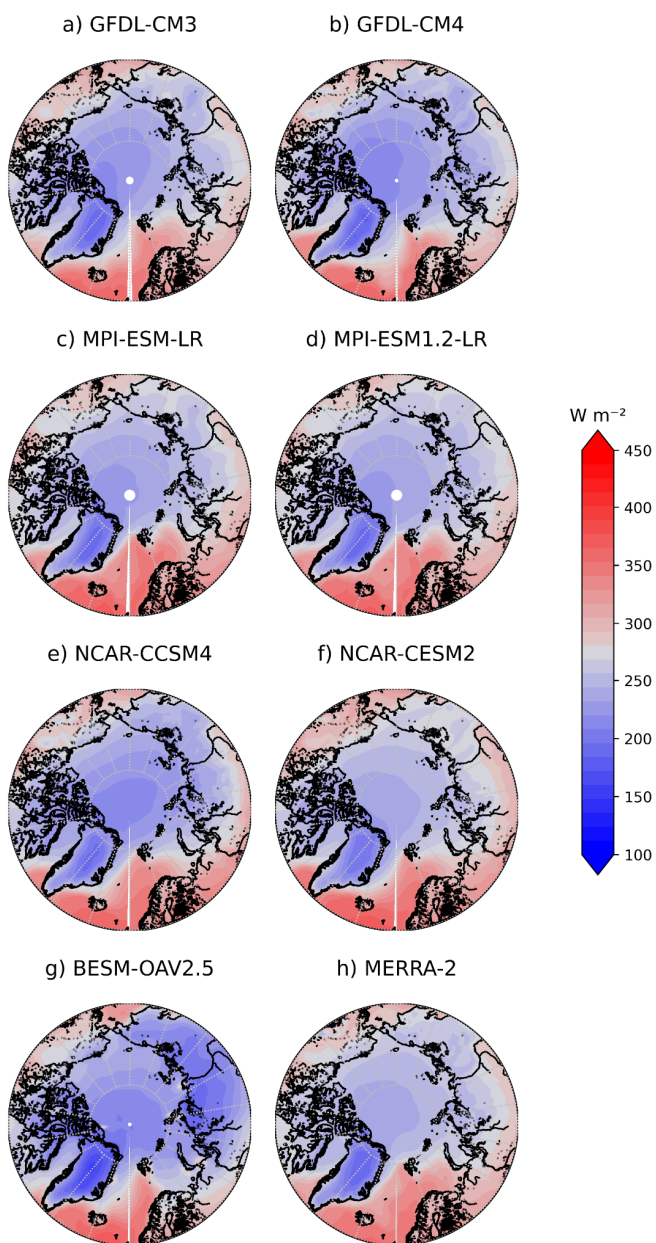
Comparação da Radiação de Onda Longa Downwelling de Superfície (RLDS) média para fevereiro. Período de 1980 a 2005/2014. Modelos CMIP5 a esquerda (a, c, d, g) e CMIP6 (b, d, f) a direita, juntamente com a reanálise (h). Fonte: Produção dos autores.

Figura A-4: Padrão espacial da Radiação de Onda Longa Downwelling de Superfície em setembro.



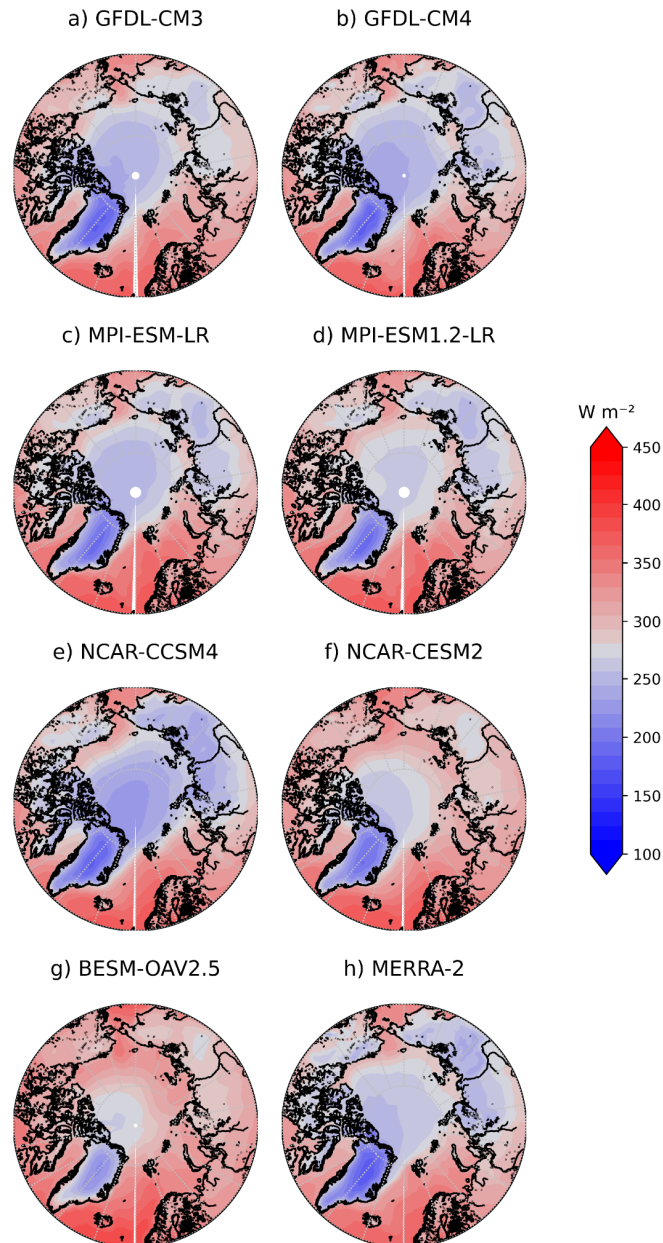
Comparação da Radiação de Onda Longa Downwelling de Superfície (RLDS) média para setembro. Período de 1980 a 2005/2014. Modelos CMIP5 a esquerda (a, c, d, g) e CMIP6 (b, d, f) a direita, juntamente com a reanálise (h). Fonte: Produção dos autores.

Figura A-5: Padrão espacial da Radiação de Onda Longa Upwelling de Superfície em março.



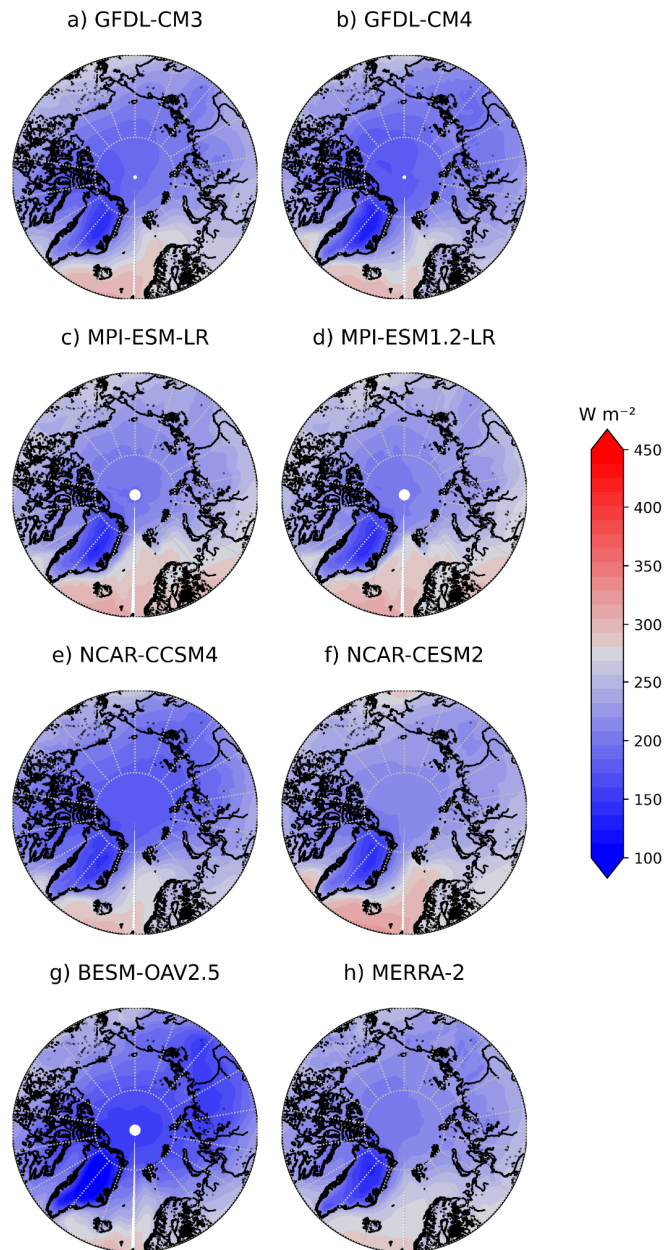
Comparação da Radiação de Onda Longa Upwelling de Superfície (RLUS) média para março. Período de 1980 a 2005/2014. Modelos CMIP5 a esquerda (a, c, d, g) e CMIP6 (b, d, f) a direita, juntamente com a reanálise (h). Fonte: Produção dos autores.

Figura A-6: Padrão espacial da Radiação de Onda Longa Upwelling de Superfície em setembro.



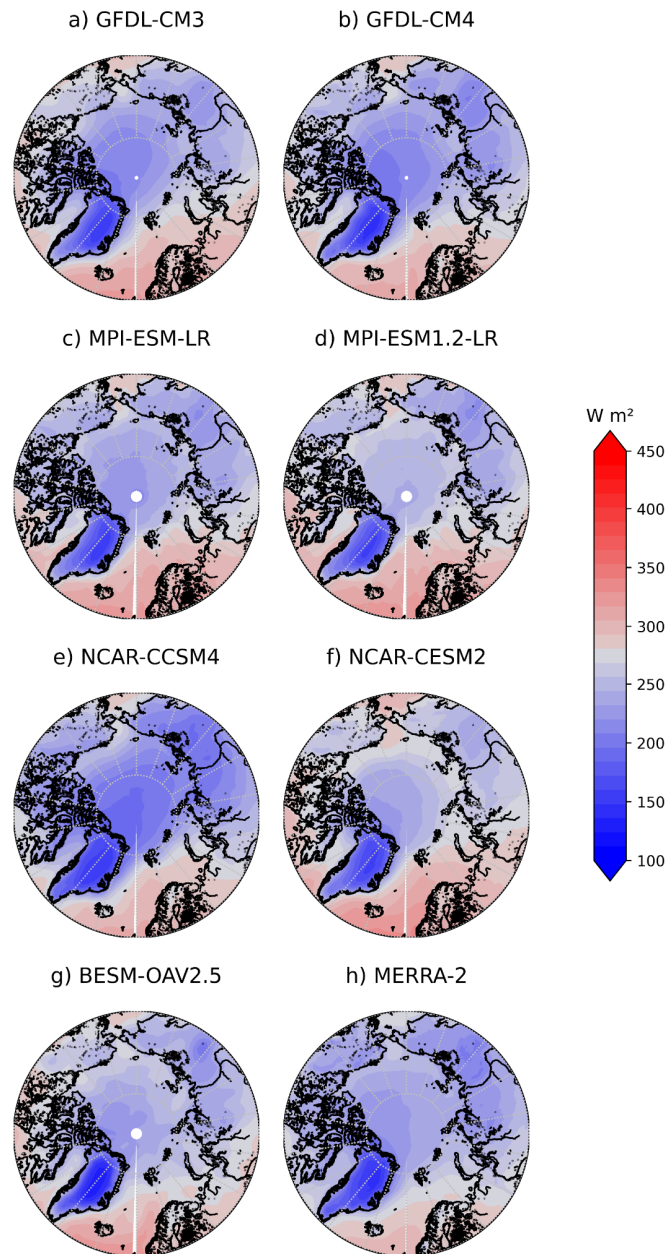
Comparação da Radiação de Onda Longa Upwelling de Superfície (RLUS) média para setembro. Período de 1980 a 2005/2014. Modelos CMIP5 a esquerda (a, c, d, g) e CMIP6 (b, d, f) a direita, juntamente com a reanálise (h). Fonte: Produção dos autores.

Figura A-7: Padrão espacial da Radiação de Onda Longa Downwelling de Superfície em março.



Comparação da Radiação de Onda Longa Downwelling de Superfície (RLDS) média para março. Período de 1980 a 2005/2014. Modelos CMIP5 a esquerda (a, c, d, g) e CMIP6 (b, d, f) a direita, juntamente com a reanálise (h). Fonte: Produção dos autores.

Figura A-8: Padrão espacial da Radiação de Onda Longa Downwelling de Superfície em setembro.



Comparação da Radiação de Onda Longa Downwelling de Superfície (RLDS) média para setembro. Período de 1980 a 2005/2014. Modelos CMIP5 a esquerda (a, c, d, g) e CMIP6 (b, d, f) a direita, juntamente com a reanálise (h). Fonte: Produção dos autores.